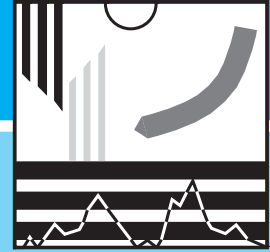


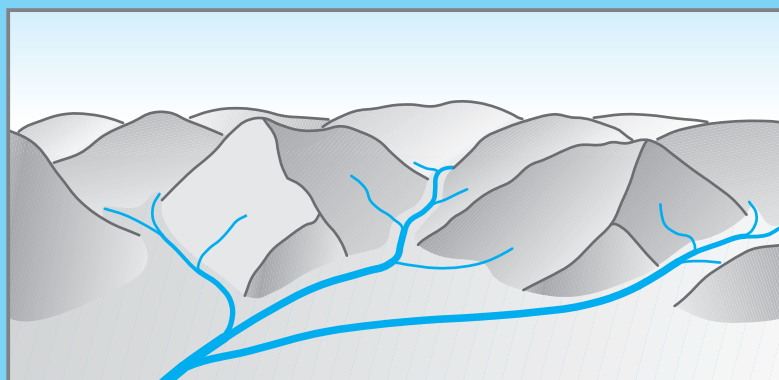
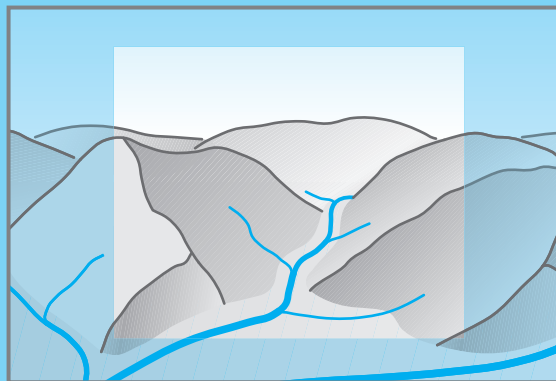
# FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE



Band 19

Jens Didszun

## Experimentelle Untersuchungen zur Skalenabhängigkeit der Abflussbildung



Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i.Br.

Jens Didszun

**Experimentelle Untersuchungen zur Skalenabhängigkeit  
der Abflussbildung**

Unterstützt durch / Supported by:

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

FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE

---

Band 19

Jens Didszun

**Experimentelle Untersuchungen zur  
Skalenabhängigkeit der Abflussbildung**

2004

Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br.

## **Freiburger Schriften zur Hydrologie**

Herausgegeben von / Edited by:

Prof. Dr. Christian Leibundgut  
Prof. Dr. Siegfried Demuth  
PD Dr. Stefan Uhlenbrook (Band FSH 19)  
Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br.

Schriftleitung / Editorial office:

Ingeborg Vonderstraß

© Copyright: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br., 2004

Verlag und Vertrieb / Published and sold by:

Institut für Hydrologie  
Universität Freiburg i. Br.  
im Selbstverlag  
Anschrift / Address: Fahnenbergplatz, D-79098 Freiburg i. Br.  
Germany

ISSN 0945-1609

## Vorwort

Das Verständnis der Abflussbildungsprozesse in hydrologischen Systemen ist für die nachhaltige Bewirtschaftung und den optimalen Schutz von Wasserressourcen innerhalb dieser Systeme von zentraler Bedeutung. Dabei werden unter Abflussbildungsprozessen alle Prozesse verstanden, die mit der Transformation von Niederschlag und Schmelzwasser in verschiedene Abflusskomponenten verbunden sind. Hierbei sind neben den Prozessen in der Standortskala (z.B. Infiltration oder kapillarer Aufstieg) insbesondere auch die lateralen Fließprozesse (Abflusskonzentration) von großer Bedeutung. Da Stoffhaushalt und Stofftransport maßgeblich von den Fließwegen des Wassers bestimmt werden, sind Wasserqualitätsbetrachtungen eng mit dem Wissen um die Abflussbildungsprozesse verbunden. Sie steuern nachhaltig die Entwicklung von Ökosystemen. Dies erklärt, warum momentan weltweit zahlreiche Arbeitsgruppen daran arbeiten, das Prozessverständnis der Abflussbildung zu verbessern. Dies ist die Voraussetzung, um bessere prozessorientierte Modellsimulationen mit geringerer Modellunsicherheit durchführen zu können.

Unterschiedliche Abflussbildungsprozesse – insbesondere solche, die zur Hochwasserentstehung beitragen – dominieren in verschiedenen Raumskalen. Aus prozessorientierter Sichtweise ist es angebracht, die folgenden Skalenbereiche zu unterscheiden: Standortskala, Hang- oder Teilflächenskala, Kleineinzugsgebietsskala, mesoskalige Einzugsgebiete und Makroskala. Welche Prozesse in welcher Skala in den verschiedenen Klimabereichen dominieren ist bisher noch zu wenig bekannt. Dies liegt auch daran, dass die Prozesse allgemein einer großen räumlichen wie auch zeitlichen Variabilität unterliegen können.

Herr Didszun konnte mit seinen Forschungsarbeiten wichtige Erkenntnisse in Bezug auf die Skalenabhängigkeit der Abflussbildungsprozesse und Abflusskomponenten in Einzugsgebieten der deutschen Mittelgebirge erzielen. Neben der Darstellung und Interpretation der Untersuchungsergebnisse setzt er sich kritisch mit der Anwendbarkeit der verwendeten Methoden in den verschiedenen Skalenbereichen auseinander. Nach dieser experimentellen Arbeit ist es nun an den Modellierern, das von Herrn Didszun erarbeitete Prozessverständnis in Simulationsmodelle zu integrieren, da dies eine entscheidende Voraussetzung für eine moderne, integrierte Wasserwirtschaft darstellt.

Wir danken Herrn Didszun für seinen wissenschaftlichen Beitrag zur Prozess-Hydrologie, der im Rahmen des DFG-Verbundprojektes „Abflussbildung und Einzugsgebietsmodellierung“ entstand. Er leistete einen außerordentlich hohen Arbeitseinsatz, verbunden mit aufwendigen experimentellen Arbeiten in verschiedenen Untersuchungsgebieten und einer umfassenden Datenanalyse. An dieser Stelle möchten wir auch den Projektpartnern für die gute, kooperative Zusammenarbeit danken: Physische Geographie (Prof. Dr. H. Zepp) und Wasserwirtschaft (Prof. Dr. A. Schumann) an der Ruhr-Universität Bochum, Ingenieurhydrologie am GFZ Potsdam (Dr. B. Merz), Umweltsystemanalyse am IHI Zittau (Dr. Ch. Seidler) und Hydrologie an der TU Wien (Prof. Dr. R. Kirnbauer). Ein weiterer Dank gilt der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) für die Finanzierung des Verbundprojektes in den letzten vier Jahren.

Die Herausgeber

*Christian Leibundgut, Siegfried Demuth und Stefan Uhlenbrook (Mitherausgeber FSH 19)*



# Inhalt

<b>Zusammenfassung.....</b>	<b>III</b>
<b>Extended English Summary .....</b>	<b>V</b>
<b>1 Einleitung.....</b>	<b>1</b>
1.1 Problemstellung.....	2
1.2 Zielsetzung und Vorgehensweise.....	5
<b>2 Untersuchungsgebiete.....</b>	<b>7</b>
2.1 Dreisam-Einzugsgebiet .....	7
2.2 Brachtpe-Einzugsgebiet .....	15
2.3 Rotherdbach-Einzugsgebiet .....	18
<b>3 Methodik.....</b>	<b>21</b>
3.1 Verwendete Tracer .....	21
3.1.1 Haptionen.....	21
3.1.2 Acid Neutralisation Capacity (ANC).....	24
3.1.3 Gelöste Kieselsäure (Silikat).....	24
3.1.4 Stabile Isotope.....	26
3.1.5 Künstliche Tracer .....	29
3.2 Grundlagen der Ganglinienseparation.....	29
3.2.1 Zwei-Komponenten-Separation.....	30
3.2.2 Drei-Komponenten-Separation .....	31
3.2.3 Unsicherheiten der Ganglinienseparation .....	32
3.3 Feldmethoden .....	32
3.3.1 Niederschlagsmessung .....	33
3.3.2 Wasserstandsmessung.....	33
3.3.3 Ereignisbeprobung .....	34
3.3.4 Stichtagsbeprobung.....	34
3.3.5 Niederschlagsbeprobung.....	34
3.4 Laboranalysen .....	35
3.4.1 Haptionen.....	35
3.4.2 Gelöste Kieselsäure (Silikat).....	35
3.4.3 Stabile Isotope.....	36
3.4.4 Fluoreszenztracer .....	36



3.5	Statistische Verfahren .....	37
3.5.1	Korrelationsanalyse.....	37
3.5.2	Hauptkomponentenanalyse .....	37
<b>4</b>	<b>Ergebnisse mikroskaliger Prozessforschung.....</b>	<b>39</b>
4.1	Ergebnisse der Arbeiten im Rotherdbach-Einzugsgebiet.....	39
4.1.1	Schnelle laterale Fließprozesse .....	40
4.1.2	Abflusskomponenten der beiden Teilgebiete.....	47
4.2	Ergebnisse der Arbeiten im Brugga-Einzugsgebiet .....	52
4.2.1	Unterirdische Komponenten am Hang.....	52
4.2.2	Ereignisbeprobung „Hanggerinne“ .....	56
4.3	Diskussion .....	63
4.4	Fazit.....	67
<b>5</b>	<b>Ergebnisse mesoskaliger Prozessforschung .....</b>	<b>69</b>
5.1	Ergebnisse der Arbeiten im Brachtpe-Einzugsgebiet.....	69
5.1.1	Starkregenereignis.....	70
5.1.2	Auffeuchtungsphase.....	77
5.1.3	Diskussion.....	84
5.1.4	Fazit.....	89
5.2	Ergebnisse der Arbeiten im Dreisam-Einzugsgebiet .....	90
5.2.1	Die hydrochemische Gebietsheterogenität .....	90
5.2.1.1	Brugga-Einzugsgebiet.....	90
5.2.1.2	Dreisam-Einzugsgebiet .....	102
5.2.2	Ereignisanalyse im Brugga-Einzugsgebiet .....	112
5.2.3	Ereignisanalyse im Dreisam-Einzugsgebiet .....	136
5.2.4	Statistische Datenauswertung .....	159
5.2.5	Diskussion.....	180
5.2.6	Fazit.....	195
<b>6</b>	<b>Diskussion .....</b>	<b>199</b>
<b>7</b>	<b>Schlussfolgerungen .....</b>	<b>205</b>
	<b>Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole.....</b>	<b>207</b>
	<b>Literatur.....</b>	<b>210</b>

# Zusammenfassung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit lag in der experimentellen Untersuchung der Skalenabhängigkeit der Abflussbildung und der Abflusskomponenten während einzelner Niederschlagsereignisse in verschiedenen Einzugsgebieten der deutschen Mittelgebirge. Forschungsbedarf hinsichtlich dieser Thematik besteht, da zunehmend prozessorientierte Niederschlag-Abfluss-Modelle in mesoskaligen Gebieten angewendet werden, die darin enthaltenen Prozesskenntnisse jedoch in der Mikroskala gewonnen wurden. Die Arbeit wurde im Rahmen des DFG-Verbundprojekts „Abflussbildung und Einzugsgebietsmodellierung“ durchgeführt, wodurch neben dem Dreisam-Einzugsgebiet (258 km<sup>2</sup>, Südschwarzwald) auch das Rotherdbach-Einzugsgebiet (0,09 km<sup>2</sup>, Erzgebirge) und das Brachtpe-Einzugsgebiet (2,6 km<sup>2</sup>, Sauerland) für Untersuchungen zur Verfügung standen. Neben mikroskaligen Untersuchungen wurden insbesondere zahlreiche Ereignisbeprobungen, also gleichzeitige Entnahmen von Abflussproben während Niederschlagsereignissen, in mehreren Teileinzugsgebieten, durchgeführt. Die Proben wurden auf die natürlichen Tracer Hauptionen, gelöste Kieselsäure und stabile Isotope (Sauerstoff-18, Deuterium) untersucht.

Die mikroskaligen Untersuchungen im Rotherdbach-Einzugsgebiet bestätigten bisherige Vorstellungen von der Abflussbildung in diesem Gebiet. Durch den Einsatz von Markierversuchen konnten schnelle laterale Fließwege in Gerinnenähe nachgewiesen werden, welche während Niederschlagsereignissen sowohl Ereignis- wie auch Vorereigniswasser dem Gerinne zuführen können. Durch die Auswertung der natürlichen Tracer konnten die dominierenden Abflusskomponenten von zwei Teilgebieten quantifiziert und verglichen werden. Es zeigte sich, dass ein Teileinzugsgebiet durch schnellen Zwischenabfluss sowie durch Sättigungsflächenabfluss aus den Bachrandbereichen geprägt ist, während das andere Teilgebiet durch deutlich verzögerten Zwischenabfluss und in ihrer Ausdehnung variable Sättigungsflächen bestimmt wird.

Im Einzugsgebiet der Brugga, einem Teileinzugsgebiet der Dreisam, konnten zwar Hochlagenquellen, Hangwasser und Wasser des Vorfluters hydrochemisch unterschieden werden, jedoch war es nicht möglich, flächenhafte, hydrochemisch einheitliche Hangwasserkomponenten nachzuweisen. Weder die Position am Hang noch die Tiefe des Hangwasseraustritts hatten einen systematischen Einfluss auf Konzentrationen der natürlichen Tracer. Dies wird auf die große Heterogenität der Fließwege innerhalb der gut durchlässigen Deckschichten zurückgeführt. Die Ereignisbeprobung eines 1,5 ha großen Einzugsgebiets eines steilen Hanggerinnes zeigte deutliche Unterschiede in der Ereignisreaktion im Vergleich zu dem übergeordneten Einzugsgebiet von 1,1 km<sup>2</sup> sowie dem Gebietsauslass der Brugga (40 km<sup>2</sup>). Während es sich bei dem Hanggerinne um ein einzelnes Hydrotop handelt, welches durch schnellen Zwischenabfluss dominiert wird, weisen die typischen Hangeinzugsgebiete der Brugga (1-2 km<sup>2</sup>) bereits fast alle Abflussbildungsprozesse bzw. Abflusskomponenten auf, welche auch in den übergeordneten mesoskaligen Gebieten nachgewiesen werden können.

Die Ereignisbeprobungen im Brachtpe-Einzugsgebiet, das sich im Übergang zwischen Mikro- und Mesoskala befindet, umfassten vier mikroskalige Teileinzugsgebiete (ca. 0,5 km<sup>2</sup>) sowie den Gebietsauslass. Über die Auswertung der natürlichen Tracer war eine hydrologische Charakterisierung der Teilgebiete sowie eine Quantifizierung der dominierenden Abflusskomponenten möglich. Unterschiede zwischen den Teilgebieten bestehen z.B. in der Geschwindigkeit der Abflussreaktion, was über den Anteil und die Lage der gesättigten oder leicht aufzusättigenden Flächen zu erklären ist. Diese führen außerdem i.d.R. zu erhöhten Ereigniswasser-

bzw. Oberflächenabflussanteilen. Der geringe Einfluss der landwirtschaftlichen Nutzung auf die Anteile der Abflusskomponenten ist darauf zurückzuführen, dass die hydrologische Reaktion stark durch die vergleyten, moorigen oder quelligen Bereiche in Gerinnenähe geprägt wird, welche sich auch unter Waldstandorten befinden. Insgesamt bestätigen die Ergebnisse die Erkenntnisse der Untersuchungen im Brugga-Einzugsgebiet, wonach in den mikroskaligen Teileinzugsgebieten deutliche Unterschiede in der hydrologischen Reaktion ermittelt werden konnten, sich diese aber am mesoskaligen Gebietsauslass nicht mehr den Teilgebieten zuordnen ließen.

Über Stichtagsbeprobungen im Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiet wurde die räumliche Heterogenität der natürlichen Tracer erfasst. In den kleinen Teileinzugsgebieten war diese Heterogenität besonders ausgeprägt und verringerte sich mit zunehmender Einzugsgebietsgröße. Dies ist neben der Größenverteilung der untersuchten Teileinzugsgebiete vor allem auf die typische Größe der Hangeinzugsgebiete zurückzuführen. Eine Vorhersage der Tracerkonzentrationen mit Hilfe von Einzugsgebietsparametern (z.B. Größe, mittlere Höhe, Geologie, Landnutzung etc.) war nicht möglich.

Drei Ereignisbeprobungen im Brugga-Einzugsgebiet zeigten abgesehen von den Auswirkungen der Abflusskonzentration nur geringe systematische Unterschiede zwischen den bis zu acht Teileinzugsgebieten. So reagierten die kleinen Teilgebiete (ca. 1,5 km<sup>2</sup>) zwar teilweise stärker als die übrigen, diese Reaktion war aber nicht systematisch, d.h., sie war nicht bei allen kleinen Teilgebieten gleich stark ausgebildet und variierte von Ereignis zu Ereignis. Die Unterschiede zwischen den größeren Teilgebieten lassen sich überwiegend durch die Ereignisheterogenität erklären und sind nicht auf systematische Unterschiede zurückzuführen. Dies ist dadurch begründet, dass die untersuchten Teilgebiete auf Grund ihrer Größe bereits fast alle wichtigen Abflussbildungsprozesse beinhalten und daher eine vergleichbare hydrologische Reaktion besitzen. Außerdem unterscheiden sich die naturräumlichen Gegebenheiten in den Teilgebieten nur wenig. Über zwei Ereignisbeprobungen im Dreisam-Einzugsgebiet konnten dagegen deutliche Unterschiede in der Abflussbildung der Teilgebiete nachgewiesen werden, welche sich bezüglich der Geologie und der Topographie vom Brugga-Einzugsgebiet unterscheiden oder einen höheren Anteil an Siedlungs- und Straßenflächen aufweisen. Dies waren insbesondere die größeren Einzugsgebiete. Die dadurch bedingte Skalenabhängigkeit der Abflussbildung wird jedoch nicht durch die Gebietsgröße allein verursacht, sondern durch Gebietseigenschaften, welche ihrerseits abhängig von der Gebietsgröße sind. Die Anwendung der Hauptkomponentenanalyse auf die Datensätze der Ereignisbeprobungen im Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiet bestätigte die systematische Ähnlichkeit aller Datensätze, aber auch die große Ereignisvariabilität. Zudem ließen sich der Einfluss der Abflusskonzentration sowie die Auswirkungen der Siedlungs- und Verkehrsflächen auf hydrochemische Ereignisreaktion nachweisen.

Durch die vorgestellten experimentellen, mesoskaligen Arbeiten wurde der Einfluss der Einzugsgebietsgröße auf die räumliche Heterogenität der natürlichen Tracer sowie auf die systematische hydrologische Ereignisreaktion detailliert erfasst und dargestellt. Außerdem konnten erst auf dieser Skalenebene wirksam werdende Prozesse ermittelt und größere Teilgebiete diesbezüglich verglichen werden. Die Ergebnisse dieser Arbeit unterstreichen aber auch die Wichtigkeit mikroskaligen Prozesswissens bei der mesoskaligen Niederschlag-Abfluss-Modellierung. Die aufgezeigten Limitationen bei der Quantifizierung der Abflusskomponenten in mesoskaligen Gebieten verdeutlichen weiteren Forschungsbedarf auf diesem Gebiet, insbesondere im Hinblick auf neue Tracer bzw. verbesserte Quantifizierungsverfahren.

## Extended English Summary

The objective of this study was to investigate the scale dependence of runoff generation processes and runoff components with discharge samplings on an event basis in catchments of low mountainous regions. The motivation results from the increasing number of applications of process-oriented catchment models to mesoscale basins, the process knowledge, however, implemented in these models was achieved by experimental research in microscale catchments. This research was part of the cooperative project “runoff generation and catchment modelling”, funded by the German Research Foundation (Deutsche Forschungsgemeinschaft, DFG). This offered the possibility of research activities not only in the Dreisam basin (258 km<sup>2</sup>, Black Forest Mountains), but also in the Rotherdbach catchment (0,09 km<sup>2</sup>, Ore Mountains) and the Brachtpe catchment (2,6 km<sup>2</sup>, Sauerland, Central West Germany). Besides some microscale experiments the research focused on numerous event samplings, i.e. simultaneous runoff sampling during precipitation events in several nested catchments. The samples were analysed for the major ions, dissolved silica and stable isotopes (Oxygen-18, Deuterium).

The experimental investigations in the microscale Rotherdbach catchment supported the previous perceptions of runoff generation in this basin. Dye-tracer experiments provided evidence of fast lateral flow paths in the vicinity of the channel, delivering either pre-event or event water to the stream during precipitation events. The dominant runoff components of two sub-catchments were quantified by the analysis of the natural tracers and the application of hydrograph separation techniques. It became evident that one sub-catchment was dominated by fast interflow and surface saturation excess flow originating in the riparian zone. The interflow in the other sub-catchment was significantly slower, peaking one to three days after the precipitation maximum, the saturated areas in this sub-catchment being variable in size and of different vegetation structure.

In the Brugga basin, a sub-basin of the Dreisam, spring water of the elevated regions, hillslope water and stream runoff could clearly be distinguished by their hydrochemical composition. However, it was not possible to verify spatially and hydrochemically uniform hillslope water components. Neither the position on the hillslope nor the depth of the sampling location had systematic influences on the composition of the natural tracers. This can be explained by the significant heterogeneity of the subsurface flow paths in the unsorted and permeable material of the periglacial drift covers. The event sampling of a small forested catchment (1.5 ha) drained by a steep channel showed clear differences in comparison with the hydrochemical event reaction of the downstream catchment (1.1 km<sup>2</sup>) and the basin outlet (40 km<sup>2</sup>). The small hillslope channel is representing only one hydrotope which is dominated by fast interflow. In contrast, the typical sub-catchments of the Brugga basin (1-2 km<sup>2</sup>) include already the majority of runoff generation processes and runoff components respectively and therefore show a similar event reaction as to that of the basin outlet.

The event sampling in the Brachtpe catchment included four microscale sub-catchments, each about 0.5 km<sup>2</sup> in size, and the catchment outlet. A hydrological characterization of the sub-catchments and a quantification of the dominant runoff components was achieved by the analysis of the natural tracers and the use of the hydrograph separation technique. Differences between the sub-basins exist e.g. in the velocity of the runoff reaction caused by the fraction and the position of the saturated or quickly saturated areas. Normally, these areas also produce increased fractions of event-water and surface runoff respectively. Only minor influ-

ences on the runoff generation were shown for the landuse. This can be explained by the fact that the fast reaction is dominated by components originating in the swampy, saturated or quickly saturated areas near the streams especially in the headwaters. But these areas are more or less independent from the landuse. Overall, these results support the perceptions of the research in the Brugga basin: In the microscale sub-catchments it was possible to detect differences in the hydrological and hydrochemical reaction. But at the basin outlet these differences could not be attributed to the respective sub-catchments anymore.

In both, the Brugga and the Dreisam basin, the spatial heterogeneity of the natural tracers was determined by synoptic sampling during low flow periods. The small sub-catchments showed the highest heterogeneity which decreased with increasing catchment size. On the one hand detectable thresholds are caused by the typical sub-catchment size in the Dreisam basin. On the other hand they are controlled by the distribution of the sampled sub-catchment sizes. A simulation of the tracer concentrations by using catchment properties (e.g. size, mean altitude, geology) and the landuse fractions was not possible.

Three event samplings in up to eight sub-catchments of the Brugga basin showed only minor differences in the systematic event reaction except for the effects of runoff concentration. Although the hydrological answer of the small sub-catchments (ca. 1.5 km<sup>2</sup>) was partly more pronounced than that of the rest, the reactions were not systematic. This means that there were differences in the hydrometric and hydrochemical reaction between the small sub-catchments during a single event and the reactions also varied between the events. The differences between the bigger sub-catchments originate basically from the heterogeneity of the events (precipitation, antecedent moisture). Regional distinctions in the runoff generation processes could not be found because the size of the investigated sub-catchments was big enough to comprise the majority of the runoff generation processes and therefore the sub-basins show similar hydrologic reactions. But it has to be considered that a prerequisite for the analogous reactions is the similarity of the catchment properties (topography, geology, precipitation) in these sub-catchments. In contrast, two event samplings in seven sub-catchments of the Dreisam basin showed significant differences in the runoff generation of those sub-basins which differ from the Brugga basin with respect to geology and topography or exhibit a bigger fraction of urban areas (settlements, roads). Catchments with these characteristics are mainly bigger in size (> 40 km<sup>2</sup>), which results in a scale dependence of runoff generation in the Dreisam basin. But this scale dependence does not originate from the basin size itself. It is rather caused by the scale dependent catchment properties. Although the effect of urban areas became evident only in the bigger catchments it can be treated as a hydrotone as well. The application of the statistic method *principle component analysis* on the event data from the Brugga and Dreisam basin on the one hand confirmed the systematic similarity of the different data sets, on the other hand, however, pointed out the variability of precipitation events. It was furthermore possible to statistically highlight the influences of urban areas and of runoff concentration on the hydrochemical event reaction.

In this work the effect of catchment size on the spatial heterogeneity of natural tracers and the systematic hydrological event reaction was presented. The work also offered the possibility of experimentally detecting the runoff generation processes, which take effect only in the mesoscale, and of comparing larger sub-basins in this regard. Thus, for the application of process-oriented catchment models to mesoscale basins both, microscale and mesoscale process knowledge is necessary. The limitations of quantifying runoff components highlighted in this work accentuate the need for future research in the field of new tracers and improved quantification strategies.

# 1 Einleitung

Sowohl in der Forschung als auch in der operationellen Hydrologie spielt die Modellierung hydrologischer Systeme eine große Rolle. Während in der operationellen Hydrologie, z.B. bei der Talsperrensteuerung, in der Wasserversorgung oder der Hochwasservorhersage, die Qualität der Modellierung vor allem an der Güte der Ergebnisse, d.h. der Vorhersage gemessen wird, ist in der Forschung das Ziel der prozessorientierten Modellierung, nicht nur die Abflüsse selbst exakt zu simulieren, sondern auch die zu Grunde liegenden hydrologischen Vorgänge realitätsgetreu abzubilden. Nach dem auf Grund beschränkter Rechnerleistung die Anwendung prozessorientierter Modelle zunächst in mikroskaligen Einzugsgebieten erfolgte, werden diese Modelle heute zunehmend auch in mesoskaligen Gebieten angewendet. Da es die Rechnerleistung zur Zeit noch nicht zulässt, die physikalischen Ansätze, mit denen z.B. ein Bodenmonolith modelliert wird, auf mesoskalige Einzugsgebiete (10 - 1000 km<sup>2</sup>) zu übertragen - unabhängig von der Frage, ob dies der richtige Ansatz wäre - müssen die Modelle der Mesoskala mehr oder minder stark konzeptionalisiert werden. Das heißt, die Abflussbildungsprozesse werden über Ansätze nachgebildet, welche den Prozesscharakter wiedergeben, aber mathematisch bzw. physikalisch stark vereinfacht sind. Im Gegensatz zu der Anwendung statistisch basierter Modelle, welche für die Meso- und Makroskala bereits existieren, bieten die physikalisch basierten Modelle den großen Vorteil, Änderungen z.B. in der Landnutzung oder den klimatischen Randbedingungen zu berücksichtigen und damit deren Auswirkungen auf die Abflussbildung vorhersagen zu können. Voraussetzung dafür ist jedoch ein umfassendes Prozessverständnis, welches die kausalen Zusammenhänge der Abflussbildung ganzheitlich in das Modell integriert. Trotz langjähriger Prozessforschung ist dies bis heute nur teilweise erreicht. Daher hat die experimentelle Prozessforschung auch heute noch große Bedeutung in der Hydrologie.

Ein Problemfeld bei der prozessorientierten Modellierung in der Mesoskala ist die Skalenabhängigkeit der Abflussbildung, also die Änderung der Prozesse bei Änderung der betrachteten Raum- und Zeitskalen. Dabei stellt sich häufig die Frage, ob größere Gebiete lediglich aus einer größeren Anzahl hydrologisch ähnlich reagierender kleiner Untereinheiten, sogenannter *HRU* (hydrological response units), in denen das Prozesswissen gewonnen wurde, bestehen. Oder müssen stattdessen neue Prozesse oder Phänomene, welche erst ab einer bestimmten Einzugsgebietsgröße auftreten, in die Modelle integriert werden? Dieses Problemfeld lässt sich nicht allein über Studien mit verschiedenen Modellierungsansätzen untersuchen und klären. Vielmehr ist es notwendig, das entsprechende Prozesswissen experimentell zu gewinnen und dieses dann im Anschluss in geeigneter Form in Modelle zu integrieren. Experimentelle Untersuchungen, welche sich mit dieser Frage auseinandersetzen, sind in der Literatur allerdings noch selten zu finden.

In der vorliegenden Arbeit wird ein Beitrag dazu geleistet, den Einfluss der Einzugsgebietskala auf die Ereignisreaktion natürlicher Tracer experimentell zu erfassen und in Bezug auf die im Einzugsgebiet stattfindenden Prozesse zu interpretieren. Durch den Vergleich verschiedener Mittelgebirgsgebiete wird es erleichtert, die Reaktionsspanne der verschiedenen Gebiete und die Unterschiede zwischen den Teilgebieten zu interpretieren und die Anwendbarkeit des methodischen Vorgehens zu überprüfen.

## 1.1 Problemstellung

Hydrologische Prozesse treten in vielen verschiedenen Skalen auf, so dass die Skalenproblematik, also die skalenbedingten Unterschiede in der Abflussbildung sowie die Übertragung von Prozesswissen, Modellansätzen oder Ähnlichem von einer Skala in eine andere, allgemein ein wichtiges Thema in der Hydrologie ist (BLÖSCHL & SIVAPALAN 1995). In der Literatur finden sich neben BLÖSCHL & SIVAPALAN (1995) weitere Reviews zu diesem Thema (u.a. BEVEN 1991, DOOGE 1986, RODRÍGUEZ-ITURBE & GUPTA 1983, UHLENBROOK 2004). Der Begriff Skala umfasst sowohl die Raum- als auch die Zeitskala. So besitzen viele Prozesse neben einer typischen räumlichen Ausdehnung auch eine charakteristische zeitliche Länge. In der Hydrologie werden in räumlicher Hinsicht allgemein die Standort-, die Hang-, die Einzugsgebiets- und die Regionalskala und in zeitlicher Hinsicht die Ereignis-, die Saisonal- und die Langzeitskala unterschieden (BLÖSCHL & SIVAPALAN 1995). Vereinfachend lässt sich der Raum auch in die Mikroskala ( $< 1 \text{ km}^2$ ), die Mesoskala ( $< 1000 \text{ km}^2$ ) und die Makroskala ( $> 1000 \text{ km}^2$ ) unterteilen (BECKER 1992). Oberflächenabfluss tritt z.B. häufig nur in bestimmten Bereichen eines Einzugsgebiets auf und ist meist stark an die Niederschlagsintensität gekoppelt, so dass dieser Prozess in der Regel nur wenige Stunden andauert. Grundwasserbewegungen können sich dagegen über einige Quadratkilometer erstrecken und Zeiträume von mehreren hundert Jahren umfassen (ZUIDEMA 1985). Andererseits kann lateraler Fluss an Hängen sowohl ereignisinduziert und daher kurzfristig sein als auch in einem Zeitraum von mehreren Wochen für die Bildung langsamer Komponenten verantwortlich sein (BLÖSCHL & SIVAPALAN 1995). Notwendigerweise finden experimentelle Prozessstudien in der Skala statt, in welcher der zu untersuchende Prozess liegt. Dies wird aber häufig durch die technischen Möglichkeiten, den dazu notwendigen Arbeitsumfang und vor allem die entstehenden Kosten begrenzt. Vor allem dadurch ist die räumliche Auflösung der erhobenen Daten meist schlechter als die zeitliche.

Wichtige Aspekte im Rahmen der Skalenthematik von Abflussbildungsprozessen sind Heterogenität und Variabilität, wobei Heterogenität sich vor allem auf Substrateigenschaften (z.B. hydraulische Leitfähigkeit) und Variabilität meist auf Massenflüsse oder Zustandsgrößen (z.B. Bodenfeuchte) bezieht (BLÖSCHL & SIVAPALAN 1995). Heterogenität und Variabilität können sich in Diskontinuitäten (z.B. geologische Zonen), Periodizitäten (Abflussregime) und zufälliger Verteilung ausdrücken. Je nach betrachtetem Parameter wirkt sich also die jeweilige Heterogenität erst ab einer bestimmten Skala aus. Während z.B. die Mächtigkeit der Hangsedimente innerhalb von wenigen Metern wechseln kann, dehnt sich eine geologische Einheit häufig über größere Entfernungen aus. Neben zufälligen Verteilungen bestimmter Eigenschaften, welche nur statistisch erfasst werden können, treten im Einzugsgebiet auch organisierte Elemente auf. Hier führen physikalische Gesetze zu vorhersagbaren Strukturen wie zum Beispiel dem glazialen Formenschatz oder der Bodenbildung entlang von Hangcatenen. Ein weiterer Aspekt im Rahmen der Skalenabhängigkeit ist die Tatsache, dass die Relevanz hydrologischer Prozesse nicht nur durch den Flächenanteil der entsprechenden Prozessräume, sondern auch durch deren Lage im Gebiet bestimmt wird (BEVEN 1991). Die ausschließliche Betrachtung der Verteilungsfunktionen von Gebietseigenschaften, wie sie dem REA-Ansatz (Representative Elementary Area) zu Grunde liegt (WOOD ET. AL. 1988), ist daher eine Vereinfachung der tatsächlichen Abläufe im Einzugsgebiet. Allgemein führen das Zusammentreffen der Heterogenitäten der verschiedenen Einzugsgebietseigenschaften sowie die Interaktionen der im Einzugsgebiet auf den verschiedenen Skalen ablaufenden Prozesse zu der großen Komplexität in der Einzugsgebietshydrologie.

Experimentelle Untersuchungen sind für das Verständnis des Zusammenhangs von hydrologischer Reaktion, hydrologischen Ähnlichkeiten und der Einzugsgebietsgröße entscheidend (BEVEN 1991). Im Rahmen dieser Arbeit wird unter hydrologischen Ähnlichkeiten eine in Bezug auf die Hydraulik (Volumen und zeitliche Verteilung) und die Hydrochemie vergleichbare Ereignisreaktion zweier Einzugsgebiete verstanden. Auf Grund der vielen Einflussgrößen und der zwischen ihnen ablaufenden Wechselwirkungen und Rückkopplungen ist die experimentelle Untersuchung der Skalenabhängigkeit der Abflussbildung jedoch komplex. Daher wird bei der Arbeit in der größeren Skala häufig der Abfluss mit Hilfe von statistischen Methoden untersucht (SCHÄDLER 1994). Dabei zeigen sich insbesondere beim Vergleich von gemittelten Daten bzw. Zeitreihen Übereinstimmungen zwischen kleinen und großen Gebieten. Auch die Art der verglichenen Daten spielt eine Rolle. Niederschlag und Abfluss zeigen größere Übereinstimmungen als Bilanzgrößen, auf die neben vielen natürlichen Einflüssen auch noch Messfehler der in die Berechnung eingehenden Größen wirken (SCHÄDLER 1994).

Sehr wichtige Erkenntnisse auf dem Gebiet der Prozessforschung lieferten experimentelle Untersuchungen in der Mikroskala, also an einzelnen Standorten, Hängen oder in kleinen Einzugsgebieten. Dies liegt u.a. daran, dass in diesem Bereich die Einflussfaktoren überschaubar sind und zum Teil nur ein einzelner Prozess dominiert. Allerdings stellt sich bei allen diesen Untersuchungen die Frage nach der Repräsentativität, d.h., nach der Gültigkeit oder Relevanz der Ergebnisse auch für andere Gebiete. Anfängliche stark vereinfachte Vorstellungen, nach denen der Ereignisabfluss vor allem durch Überschreitung der Infiltrationskapazität und dadurch induzierten Oberflächenabfluss gebildet wird (HORTON 1933), konnten in vielen gemäßigt humiden, meist bewaldeten Gebieten widerlegt werden. Das von HEWLETT & HIBBERT (1967) eingeführte Konzept der variablen Beitragsflächen (variable source areas) revolutionierte die Abflussbildungsvorstellungen (BONELL 1993). Verstärkte Prozessforschung erweiterte das Verständnis des lateralen unterirdischen Wassertransports, welcher zunächst vorwiegend als Matrixfluss interpretiert wurde (HEWLETT & HIBBERT 1967), später aber auch durch Makroporen (GERMANN 1986) erklärt wurde. Insbesondere bei der Untersuchung von Makroporen erwiesen sich künstliche Tracer als erfolgreiche Methodik (HORNBERGER ET AL. 1991, MOSLEY 1982). Der Einsatz stabiler Isotope (PINDER & JONES 1969, SKLASH & FARVOLDEN 1979) stellte eine neue große Herausforderung für die hydrologische Forschung dar, da gezeigt wurde, dass in vielen Gebieten die Ereignisreaktion von Wasser dominiert wird, welches bereits vor dem Ereignis im Einzugsgebiet gespeichert war (vgl. BUTTLE 1994). Dies widersprach den damaligen Ansichten. Im Zuge dieser Erkenntnisse konzentrierte sich die Forschung darauf, Erklärungen für den hohen Anteil an Vorereigniswasser zu finden (z.B. McDONNELL 1990). Außerdem wurde die Zerteilung des Abflusses in Vorereigniswasser und Ereigniswasser als in vielen Einzugsgebieten zu stark vereinfachend erkannt und daher eine weitere dritte Komponente in die Abflusskomponententrennung integriert. Neben dem Ereigniswasser wurde zum Beispiel zwischen Grund- und Bodenwasser unterschieden (DEWALLE ET AL. 1988). Die Frage, in welche Komponenten („end member“) der Abfluss zu unterteilen ist, führte jedoch je nach Einzugsgebiet zu unterschiedlichen Ergebnissen. So wurde beispielsweise im *Panola Mountain Research Watershed* zwischen Talgrundwasser, Hanggrundwasser und oberflächennahem Bodenwasser unterschieden (HOOPER ET AL. 1990). Eine häufig angewandte Methodik zur „end member“-Bestimmung ist die sogenannte „*end member mixing analysis*“ (EMMA) (CHRISTOPHERSEN ET AL. 1990b). Dieses Verfahren ermöglicht, die „end member“-Konzentrationen mehrerer Tracer gleichzeitig daraufhin zu überprüfen, ob sich mit den gewählten Konzentrationen die entsprechenden Abflusswerte vorhersagen lassen. Aber auch das auf Grund der EMMA abgeleitete Mischungsmodell ist



über experimentelle Geländearbeiten auf seine Gültigkeit hin zu überprüfen (HOOPER 2001). Schwierigkeiten bei der „end member“-Bestimmung resultieren u.a. aus der Tatsache, dass Wasser aus Umsatzräumen, welche auf Grund ihrer räumlichen Ausdehnung als wichtig erachtet werden (z.B. Hänge), dennoch nicht im Abfluss hydrochemisch nachweisbar sein muss, weil es bei der Passage anderer Umsatzräume (z.B. Bachrandbereiche, *riparian zone*) hydrochemisch überprägt wird. Daher zählt auch aktuell die Bestimmung der „end member“ zu den Herausforderungen hydrologischer Forschung. Die Bedeutung dieser Problematik resultiert u.a. daraus, dass die Festlegung der „end member“ neben anderen Einflüssen einen entscheidenden Einfluss auf die quantitative Bestimmung der jeweiligen Abflusskomponenten und damit auf die daraus resultierenden hydrologischen Schlussfolgerungen hat. HOOPER (2001) und MCGLYNN ET AL. (2002) zeigen in diesem Zusammenhang exemplarisch, wie langjährige Prozessforschung in einzelnen Einzugsgebieten erste Hypothesen widerlegt und neue liefert. Im Laufe der Jahre wird so das jeweilige Konzeptmodell zunehmend verfeinert und durch verschiedenste Methodiken auf seine Gültigkeit hin überprüft (HOOPER 2001). Dennoch sind vor allem die Interaktionen zwischen den einzelnen hydrologischen Umsatzräumen (z.B. Hänge, Quellmulden, Bachrandbereiche) auch heute noch in Teilen unverstanden (MCGLYNN ET AL. 2002).

Außerdem ist die Frage, ob größere Gebiete nur eine lineare Addition kleinerer hydrologischer Prozessräume sind, wie oben bereits erwähnt, experimentell bislang nur wenig erforscht. Auswirkungen der Einzugsgebietsgröße auf die Hydrochemie des Basisabflusses wurden von WOLOCK ET AL. (1997) untersucht. Dabei zeigten viele Parameter (z.B. Summe der basischen Kationen, Säureneutralitätskapazität, pH-Wert) eine deutliche Zunahme in Einzugsgebieten von 0,2 bis 3 km<sup>2</sup>, während die Änderungen in größeren Einzugsgebieten deutlich geringer waren. Dies wird auf die topographisch bedingte Zunahme der unterirdischen Kontaktzeit des Wassers zurückgeführt und unterstreicht den Einfluss der Topographie auf die Skalenabhängigkeit. Untersuchungen zur Abflussbildung in von Schneeschmelze dominierten Gebieten (7,8 - 104 km<sup>2</sup>) in den Rocky Mountains, USA, zeigten dagegen nur eine geringe Abhängigkeit der Abflussbildung von der Einzugsgebietsgröße (SUEKER ET AL. 2000). Dagegen konnten Einflüsse der Hangneigung und des aufgelockerten Hangschuttmaterials auf die Anteile der jeweiligen Abflusskomponenten nachgewiesen werden. BROWN ET AL. (1999) untersuchten fünf sommerliche Einzelereignisse in sieben kleinen Einzugsgebieten (8 - 161 ha) in den Catskill Mountains, New York, USA. Sie bestimmten Ereigniswasseranteile von 49 - 62 % während der Abflussspitze, welche negativ mit der Einzugsgebietsgröße korreliert waren. Allerdings war diese Korrelation nur bei dem Ereignis mit der größten Niederschlagsintensität signifikant. Einen substantiellen Beitrag zum Ereigniswasser lieferte u.a. unterirdischer, aber oberflächennaher Interflow. Die Abnahme dieser Komponente mit zunehmender Einzugsgebietsgröße auf Grund topographisch bedingter Zunahme der Grundwasserkomponente (Vorereigniswasser) wird für die negative Korrelation des Ereigniswasseranteils mit der Einzugsgebietsgröße verantwortlich gemacht. Vier größere Einzugsgebiete (0,41 - 111 km<sup>2</sup>) wurden von SHANLEY ET AL. (2002) während zwei Schneeschmelzereignissen und einem Sommerereignis in Vermont, USA, untersucht. Mit Ausnahme eines Gebiets konnte bei allen Ereignissen eine Zunahme des Ereigniswasseranteils mit der Einzugsgebietsgröße gezeigt werden, was u.a. mit der topographisch bedingten Zunahme von Sättigungsflächen bei steigender Einzugsgebietsgröße erklärt wird. Ein vor allem landwirtschaftlich genutztes kleines Einzugsgebiet (0,59 km<sup>2</sup>) besaß jedoch bei zwei Ereignissen den höchsten Ereigniswasseranteil. Dies wird auf eine verringerte Infiltrationsleistung landwirtschaftlich genutzter Böden zurückgeführt. Hieran wird deutlich, dass der Einfluss der Einzugsgebietsgröße auf den Anteil des Ereigniswassers vor allem durch die jeweiligen Gebietseigenschaften

ten in den Hintergrund gedrängt werden kann. Allgemein ist jedoch die Zahl der experimentellen Arbeiten in mesoskaligen Gebieten bzw. zur Skalenabhängigkeit der Abflussbildung im Vergleich zu Arbeiten in der Mikroskala gering. Daher besteht diesem Gebiet weiterer Forschungsbedarf.

## **1.2 Zielsetzung und Vorgehensweise**

Das Ziel der Arbeit lag in der experimentellen Untersuchung der Skalenabhängigkeit der Abflussbildung und der Abflusskomponenten während einzelner Niederschlagsereignisse in Einzugsgebieten der Mittelgebirge. Die Ereignisanalysen sollten mit der Methode der hochaufgelösten Abflussbeprobung durchgeführt werden. Begleitend dazu sollten ereignisunabhängige Untersuchungen Grundlagen für die Interpretation der Ereignisanalysen liefern. Durch das DFG-Verbund-Projekt „Abflussbildung und Einzugsgebietsmodellierung“, im Rahmen dessen diese Arbeit durchgeführt wurde, standen neben dem Dreisam-Einzugsgebiet im Südschwarzwald (258 km<sup>2</sup>), in dem der Schwerpunkt der Arbeiten lag, auch das Rotherdbach-Einzugsgebiet im Erzgebirge (0,09 km<sup>2</sup>) und das Brachtpe-Einzugsgebiet im Sauerland (2,6 km<sup>2</sup>) für experimentelle Untersuchungen zur Verfügung. In Bezug auf die Skala, in der die Untersuchungen stattfanden, lassen sich Experimente in der Mikroskala (< 1 km<sup>2</sup>) von denen in der Mesoskala (> 10 km<sup>2</sup>) abgrenzen.

Mikroskalige Untersuchungen sollten zum einen im Dreisameinzugsgebiet den Zwischenabfluss in den Deckschichten der Hänge näher analysieren. Dabei war vor allem zu klären, inwieweit sich hydrochemisch tiefen- oder hangpositionsdifferenzierte Abflusskomponenten ausbilden. Die Kenntnis der Hydrochemie und der Herkunftsräume der Abflusskomponenten ist für die Interpretation der Ereignisanalysen sehr wichtig. Die Ereignisanalysen sollten in möglichst verschiedenen großen Teileinzugsgebieten durchgeführt werden, um ein breites Skalenspektrum untersuchen zu können. Einzelne Teilgebiete dieser Untersuchungen gehörten ebenfalls zur Mikroskala, da insbesondere in diesem Skalenbereich stärkere Änderungen der Abflussbildung zu erwarten waren. Weiterhin galt es, gezielt Fragestellungen zur Reaktion der Abflusskomponenten in zwei Teilgebieten des Rotherdbach-Einzugsgebiets nachzugehen. Durch frühere Untersuchungen konnte dort bereits ein Konzeptmodell der Abflussbildung erstellt werden, welches durch die Prozessstudien im Rahmen dieser Arbeit überprüft und verfeinert werden sollte. Die dort gewonnenen Erkenntnisse dienten außerdem dazu, das Spektrum der Ereignisreaktionen durch Gebietsvergleiche besser beurteilen und interpretieren zu können.

Ein Teil der mesoskaligen Untersuchungen fand im Brachtpe-Einzugsgebiet statt. Dieses Gebiet im Übergang zwischen Mikro- und Mesoskala umfasst mehrere naturräumlich recht unterschiedliche Teilgebiete. Ziel der Untersuchungen war es daher, die Unterschiede in der Abflussbildung dieser Teilgebiete zu erfassen und auf die ursächlichen Gebietseigenschaften zurückzuführen. Der Schwerpunkt der mesoskaligen Untersuchungen lag im Dreisam-Einzugsgebiet. Dabei sollte zum einen die hydrochemische Gebietsheterogenität des Basisabflusses über Abflussbeprobungen an einzelnen Stichtagen in unterschiedlich großen Teileinzugsgebieten erfasst werden. Die Kenntnis über die hydrochemische Gebietsheterogenität ist wichtig, um die räumliche Ausdehnung hydrochemisch einheitlicher Abflusskomponenten beurteilen zu können, da dies für die Anwendung der Methoden zur Quantifizierung der Abflusskomponenten Voraussetzung ist. Außerdem galt es, die dominierenden Steuergrößen

der Hydrochemie des Basisabflusses, insbesondere im Hinblick auf eine Skalenabhängigkeit dieser Parameter, mit Hilfe von Korrelationsanalysen zu bestimmen. Auch wenn für einzelne Gebiete bereits Zusammenhänge zwischen Einzugsgebietsparametern und der Hydrochemie dokumentiert werden konnten, lassen sich diese nicht verallgemeinern und sind daher für die jeweiligen Untersuchungsgebiete zu ermitteln. Bezüglich der Skalenabhängigkeit stellt sich insbesondere die Frage nach der Existenz von Schwellenwerten, also Einzugsgebietsgrößen, bei denen sich die Heterogenität deutlich ändert. In die Untersuchungen sollte neben Einzugsgebietsparametern wie Größe, Geologie, mittlere Höhe, Böden etc. auch die Landnutzung mit einbezogen werden.

Der Schwerpunkt der Arbeiten im Dreisam-Einzugsgebiet bestand in zahlreichen Ereignisbeobachtungen in Teilgebieten von wenigen Hektar bis hin zum Gesamtgebiet von 258 km<sup>2</sup>. Um insbesondere die Änderung der Abflussbildungsprozesse bzw. der Abflusskomponenten in Abhängigkeit von der Gebietsgröße zu untersuchen, wurde der Skalenbereich der Ereignisbeobachtungen schrittweise erhöht. Dabei galt es vor allem zu klären, inwieweit Änderungen in der Abflussbildung z.B. durch Prozesse der Abflusskonzentration ausschließlich an die Gebietsgröße gekoppelt sind oder ob sie durch Änderungen der Gebietseigenschaften, welche ihrerseits skalenabhängig sind, verursacht werden. Dieser Teil des Arbeitsziels ist messtechnisch und analytisch der aufwendigste, so dass er das Kernstück der Arbeit bildet. Zusammen mit den begleitenden mikro- und mesoskaligen Untersuchungen in den beiden anderen Einzugsgebieten erfolgt abschließend die Ergebnissynthese insbesondere im Hinblick auf eine Skalenabhängigkeit der Abflussbildungsprozesse und Abflusskomponenten.

## 2 Untersuchungsgebiete

Im Folgenden werden die Einzugsgebiete Dreisam, Brachtpe und Rotherdbach in Bezug auf ihre naturräumliche Ausstattung und ihre Hydrologie vorgestellt. Auf weiterführende Literatur wird in den jeweiligen Unterkapiteln verwiesen.

### 2.1 Dreisam-Einzugsgebiet

Der Hauptteil der experimentellen Arbeiten fand im Dreisam-Einzugsgebiet, insbesondere im Brugga-Einzugsgebiet, einem Teileinzugsgebiet der Dreisam, statt. Dieses Kapitel gibt sowohl einen Überblick über die naturräumlichen Gegebenheiten als auch über die dauerhaften und temporären Messeinrichtungen, die für diese Arbeit zur Verfügung standen. Weitere Gebietsinformationen sind in GLA (1981), im Hydrologischen Atlas Deutschland, HAD (BMU 2003) sowie im Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg, WABOA (UMV 2004) zu finden.

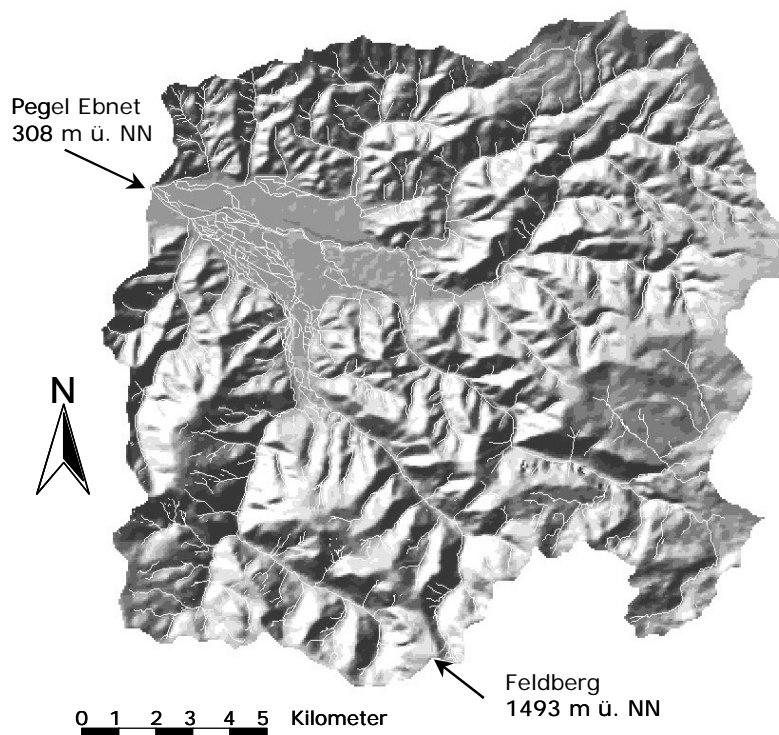
#### *Naturräumliche Lage, Topographie und Morphologie*

Das Einzugsgebiet der Dreisam liegt im westlichen Südschwarzwald, östlich von Freiburg i. Br., und umfasst bis zum Pegel Ebnet (308 m ü. NN) 257,5 km<sup>2</sup>. Nach BECKER (1992) ist es damit der oberen Mesoskala zuzuordnen. Im Süden und Südwesten bilden die Gipfel des Schauinsland (1284 m ü. NN) und des Feldbergs (1493 m ü. NN), im Norden und Nordwesten die des Roskopf (737 m ü. NN) und des Flaunser (866 m ü. NN) und im Osten die des Doldenbühl (1094 m ü. NN) und des Windeck (1209 m ü. NN) wichtige Erhebungen entlang der Einzugsgebietsgrenze. Die mittlere Einzugsgebietshöhe beträgt 762 m ü. NN bei einer maximalen Höhendifferenz von 1184 m und einer mittleren Hangneigung von rund 16°. Allerdings gibt es große Unterschiede in der Hangneigung zwischen dem südwestlichen Teil des Einzugsgebiets mit sehr steilen Hängen sowie einigen Felsklippen und den geringeren Hangneigungen im nordöstlichen Teil (Abb. 2.1).

Morphologisch lässt sich das Dreisam-Einzugsgebiet in vier Einheiten gliedern:

Der Osten und Nordosten des Gebiets gehört zum *Hochflächenschwarzwald*, einem flachen Abtragungsrelief, welches im Tertiär entstanden ist und ursprünglich der Donau tributär war. Auffällig sind hier insbesondere die Gerinneverläufe im östlichen Rotbach-Teileinzugsgebiet (vgl. Abb. 2.2), welche zunächst in östliche Richtung verlaufen, sich dann aber scharf nach Westen wenden und heute dem Rhein zufließen (LIEHL 1988).

Das *Zartener Becken* ist in Abbildung 2.1 deutlich als flache, wenig eingeschnittene Einheit im Nordwesten zu erkennen. Es gehört genetisch zum Dreisamgraben und steht daher in engem Zusammenhang zur Entstehung des Oberrheingrabens. Durch Erosion und Sedimentation wurde das Zartener Becken allerdings stark überprägt (SAUER 1988). Die großen Schottermächtigkeiten von über 40 m (GLA 1981) bilden heute einen zur Trinkwassergewinnung genutzten Aquifer.



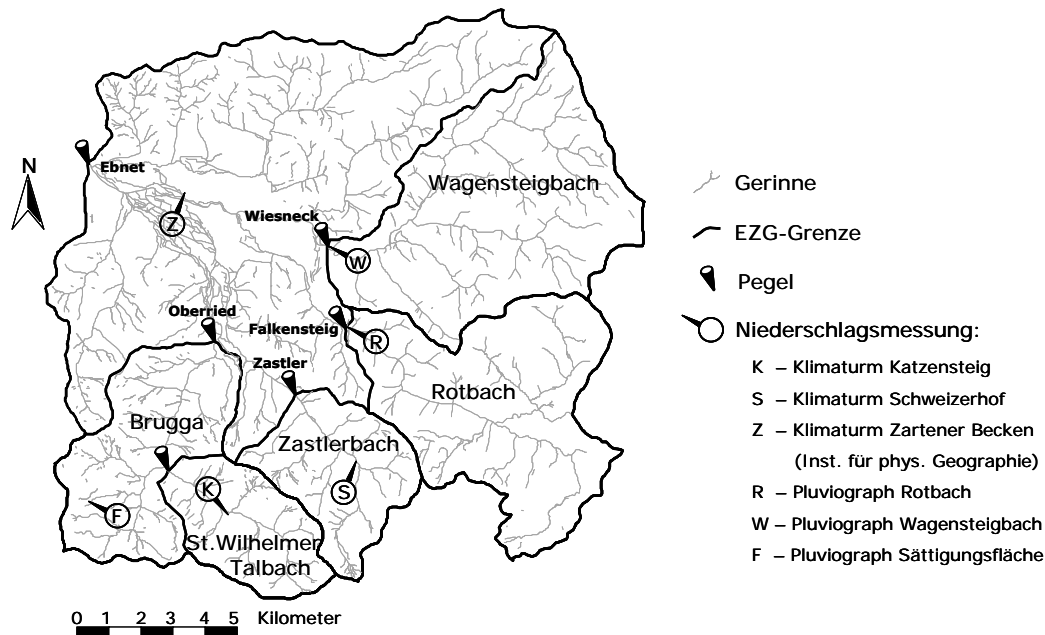
**Abb. 2.1 Reliefdarstellung des Dreisam-Einzugsgebiets mit Gerinnenetz (50 m-DGM)**

Die südlichen Gebietsteile zählen zum südlichen *Kammschwarzwald*, einer jungen Erosionslandschaft. Die große Höhendifferenz zum Zartener Becken bedingte eine starke fluviale Erosion, welche zu tief eingeschnittenen Haupttälern sowie zahlreichen steilen Seitentälern und Bacheinschnitten (Dobel) führte. Dadurch kam es in den Haupttälern zum Teil zu einer Ablagerung von Schutt- und Schwemmfächern durch einmündende Bäche. Eine weitere Überprägung des Gebiets erfolgte durch das Pleistozän (insbesondere die Würm-Eiszeit). Noch heute sind glaziale Formen wie Trogtäler sowie, insbesondere an nordexponierten Talhängen, Kare und Firnmulden im Gelände nachzuweisen (GLA 1981).

Der mittlere *Talschwarzwald* umfasst die nördlich des Zartener Beckens gelegenen Höhenzüge. Sie sind durch allgemein niedrigere Geländehöhen sowie geringere Hanglängen und Hangneigungen gekennzeichnet.

### *Klima*

Das Klima des Dreisam-Einzugsgebiets wird durch die zyklonale Westwinddrift geprägt. Dies führt zu einem raschen Wechsel subtropischer Warmluftmassen und (sub-)polarer Kaltluft. Die große topographische Heterogenität überprägt allerdings kleinräumig die Klimaelemente stark. So kann es von der generellen Zunahme des mittleren Jahresniederschlags mit der Höhe von 66,5 mm pro 100 m zum Beispiel durch Luv-Lee-Effekte Ausnahmen geben. In der Periode 1931-1960 (unkorrigierte Werte) wurden z.B. an der Station Schauinsland (1218 m ü. NN) 1585 mm gemessen, während an der östlich, im Lee gelegenen Station Hofsgrund (1030 m ü. NN) mit 1791 mm deutlich mehr Jahresniederschlag fiel als auf Grund der Höhe zu erwarten gewesen wäre (UHLENBROOK 1999).



**Abb. 2.2 Übersicht über das Dreisam-Einzugsgebiet und seine Teileinzugsgebiete sowie die Standorte der in dieser Arbeit verwendeten Niederschlags- und Klimamessstationen**

Da im Sommer vor allem konvektive Niederschläge fallen, während das Winterhalbjahr von durchziehenden Fronten geprägt ist, wirken sich die orographischen Effekte im Winter stärker aus. Da Schnee-Niederschlag allgemein stärker von der Winddrift betroffen ist, ist zusätzlich im Winter und auf Grund höherer Windgeschwindigkeiten bei Stationen in Kammlage von größeren Messfehlern durch Winddrift auszugehen. Allgemein erhalten die quer zur Hauptzugrichtung der Niederschlagsfronten gelegenen Berghänge den höchsten Niederschlag (PARLOW & ROSNER 1997). Bei maximalen Jahresniederschlägen von 1900 mm im Bereich des Feldbergs (1493 m ü. NN) und minimalen von 955 mm am Pegel Ebnet (308 m ü. NN) (FUCHS ET AL. 2001) beträgt der mittlere Gebietsniederschlag ca. 1500 mm (OTT & UHLENBROOK 2004). Dabei fallen in den Hochlagen des Schwarzwalds zwei Drittel als Schnee, insbesondere in den Monaten Februar und März (PARLOW & ROSNER 1997). Das Niederschlagsmaximum liegt in den tieferen Lagen im Sommer und wird durch die hauptsächlich konvektiven Niederschläge verursacht. In den höheren Lagen gibt es dagegen ein zusätzliches, höheres Maximum im Januar (TRENKLE & RUDOLF 1989).

Dominierend und daher ursächlich für die Niederschlagsverteilung im Dreisam-Einzugsgebiet sind südwestliche und westliche Winde. Allerdings können orographisch bedingte Berg- und Talwindssysteme zu einer lokalen Überprägung der mittleren Windrichtung führen. Ähnlich dem Niederschlag ist auch das Jahresmittel der Lufttemperatur höhenabhängig (Station Freiburg 269 m ü. NN 10°C, Station Feldberg 1486 m ü. NN 3,2°C) (TRENKLE & RUDLOFF 1989). Allerdings kann es vor allem im Winterhalbjahr zu Inversionswetterlagen kommen, bei denen trockene Warmluft über kälteren, bodennahen Luftschichten liegt und dadurch vertikale Austauschprozesse stark hemmt. Dies bedingt in der Regel deutliche vertikale Lufttemperaturunterschiede, welche in den Höhenlagen im Januar und Februar zu überdurchschnittlich hohen Lufttemperaturen führen (TRENKLE UND RUDLOFF 1989). Die Verdunstung beträgt ca. 600 mm (OTT & UHLENBROOK 2004), ist allerdings auf Grund der Variabilität der Klima-

elemente nicht leicht abzuschätzen. Die fast ganzjährig ausreichende Wasserverfügbarkeit führt dabei zu nur geringen Unterschieden zwischen aktueller und potentieller Verdunstung (VON WILPERT ET AL. 1996).

### *Hydrogeologie*

Das Dreisam-Einzugsgebiet lässt sich in zwei hydrogeologische Einheiten gliedern. Dies sind zum einen der *Grundgebirgsschwarzwald* und zum anderen das *Zartener Becken*.

Zum *Grundgebirgsschwarzwald* gehören das anstehende *Grundgebirge*, welches als hochschwarzwälder Gneis und Anatexitmassiv sowohl nördlich als auch südlich des Dreisamtals vorkommt (GLA 1981), und die *quartären Deckschichten*. Vor allem metamorphe Gesteine wie Gneise, Metatexite, Diatexite und Granit sowie Intrusionen aus Gangporphyren bilden die wichtigsten Gesteine des Grundgebirges. Auf Grund ihrer stofflich ähnlichen Zusammensetzung sind sie trotz unterschiedlicher Bildungsbedingungen schwer voneinander zu unterscheiden (SAUER 1988) und lassen sich daher in Abgrenzung zu den Deckschichten als eine hydrogeologische Einheit ansehen. Das Grundgebirge wird von einem zusammenhängenden Kluftnetz durchzogen, welches der bevorzugte Fließweg des Wassers ist, da die Gesteinsmatrix selbst nahezu undurchlässig ist (STOBER 1995). Insbesondere entlang den Störungen und Erzgängen ist mit höheren Durchlässigkeiten zu rechnen. Der Hohlraumanteil liegt zwischen 0,1 und 2,1 % (STOBER 1995). Die hydraulischen Durchlässigkeiten schwanken im Bereich von  $10^{-10}$ - $10^{-5}$  m·s<sup>-1</sup> sehr stark und können damit Durchlässigkeiten erreichen, wie sie für Kiesaquifere typisch sind. Da Granite bei Druck leichter brechen, ist nur bei metamorphen Gebirgen, welche Spannungen leichter bruchfrei aufnehmen können, eine Abnahme der Durchlässigkeit mit zunehmender Tiefe festzustellen (STOBER 1995). Die Erzgänge wurden vor allem im Bereich des Schauinsland bergbaulich erschlossen und abgebaut, so dass durch die zahlreichen Stollen in diesem Bereich von lokal stark erhöhten Durchlässigkeiten auszugehen ist (UHLENBROOK 1999).

Zu den *quartären Deckschichten* zählen periglazialer Hangschutt, Moränen und pleistozäne und holozäne Talschotter. Neben der Solifluktion sind auch Hangabspülung, Kryoturbation und die Einarbeitung des angewehten Löss' an der Entstehung des periglazialen Hangschutts beteiligt (TILCH ET AL. 2002). Nach STAHR (1979) lässt sich der periglaziale Hangschutt wie folgt gliedern (vgl. auch Zusammenfassung in UHLENBROOK 1999): Die *Zerfallzone* beschreibt einen Bereich oberhalb des kristallinen Grundgebirges aus aufbereitetem anstehendem Material mit Korngrößen der Grus-, Stein- und Blockfraktion. Bei feinkörnigerem Material wird dieser Bereich als *Zersatzzone* angesprochen. Für diese Zonen sind Mächtigkeiten um 50 cm anzunehmen. Der Hangschutt selbst lässt sich in schluffig-sandige Hanglehme, lehmig-steinigen Schutt und Formen des Blockschutts unterteilen. Besonders der durch Solifluktion umgelagerte lehmig-steinige Schutt weist häufig eine vertikale Gliederung auf (vgl. STAHR 1979, REHFUESS 1990). Auf einer teilweise sehr dichten *Basisfolge* mit eingeregelter Steinen (Skelettgehalt bis 90 %) liegt eine lockere *Hauptfolge* mit unregelmäßiger Lagerung und einem Steingehalt von ca. 10 - 40 %. Die Mächtigkeiten der *Hauptfolge* betragen 40 - 100 cm (max. 150 cm). Darauf liegend kann an einigen Standorten eine *Deckfolge* ausgebildet sein, welche vor allem aus Steinen und Blöcken besteht und genetisch durch Ausspülung des Feinmaterials entstanden ist (TILCH ET AL. 2002). Die Mächtigkeit des Hangschutts variiert je nach Hangneigung und kann am Hangfuß Mächtigkeiten von bis zu 10 m erreichen (GLA 1981). Ausgedehnte, zum Teil waldfreie Blockhalden sind vor allem im St. Wilhelmer Tal und im Zastlertal unterhalb von Felsklippen zu finden. Die glazialen Einflüsse haben in

den südlichen Gebietsteilen verschiedene Moränen abgelagert. Sie bestehen allgemein aus kantengerundeten, unsortierten Geschieben unterschiedlicher Korngröße in einer lehmig-sandigen Grundmasse. Neben Grundmoränen kommen inzwischen in den Hangschutt eingearbeitete Seitenmoränen sowie 10-15 m hohe Endmoränenwälle vor (UHLENBROOK 1999). Im Holozän wurden Schwemmkegel von den Seitenbächen in die Haupttäler geschüttet, welche anschließend zum Teil wieder erodiert wurden. Außerdem akkumulierte in den Tälern und Mulden Material unterschiedlichster Zusammensetzung und Mächtigkeit. Vor allem in den Mulden haben sich auf gering durchlässigen Lehmen Feuchtflächen oder Moore gebildet (GLA 1981).

Während das kristalline Grundgebirge in erster Linie für die Bildung des Basisabflusses verantwortlich ist, sind Deckschichten Hauptumsatzraum von schnellen, aber auch langsamen Abflusskomponenten (UHLENBROOK 1999). Dadurch haben die Deckschichten eine große Bedeutung für den Wasserhaushalt des Dreisam-Einzugsgebiets. Die Durchlässigkeiten können dabei je nach Korngrößenzusammensetzung und Lagerungsdichte schwanken, was sich z.B. auch auf das Schüttungsverhalten von Hangfußquellen auswirkt (UHLENBROOK ET AL. 2003).

Die zweite hydrogeologische Einheit des Dreisam-Einzugsgebiets ist das *Zartener Becken*. Die pleistozänen und holozänen, bis über 40 m mächtigen Schotter bilden einen ergiebigen Grundwasserkörper, aus dem ca. 5 Mio. m<sup>3</sup> pro Jahr zur Trinkwassergewinnung entnommen werden (OTT & UHLENBROOK 2004). Auf Grund der anthropogenen Nutzung ist dieser Aquifer gut untersucht. Es lässt sich zwischen gering durchlässigen älteren Schottern und darauf lagernden jüngeren Schottern mit mittlerer bis hoher Leitfähigkeit ( $0,5 \cdot 10^{-4}$  bis  $40 \cdot 10^{-4}$  m/s) unterscheiden (BOLD 2000). Durch einen im Gegensatz zum südlichen Teil schluffarmen Nordteil erfolgt vor allem dort eine starke Infiltration aus den Gerinnen in den Aquifer und ein entsprechend intensiver unterirdischer Abfluss. Dies kann im Sommer zum vollständigen Versiegen von Eschbach, Wagensteigbach und Rotbach nach Eintritt in das Zartener Becken führen (GLA 1981).

### *Pedologie*

Die Bodenbildung findet in der Regel nicht auf dem anstehenden Gestein, sondern auf den aufliegenden Deckschichten statt. Klima und Topographie beeinflussen die Bodenentwicklung stark. Zusätzlich gibt es verschieden stark ausgeprägte anthropogene Einflüsse. Die Vielfalt der vorhandenen Böden lässt sich wie folgt beschreiben (HÄDRICH & STAHR 1997):

Im *Zartener Becken* und in flachen Talböden finden sich je nach Lössbeeinflussung Braunerden-Parabraunerden bzw. Parabraunerden-Braunerden. Im Bereich der Aue sind Braune Aueböden, Braunerde-Gleye und Gleye verbreitet. Im Bereich der *submontanen Fußzone* (ca. 300-500 m ü. NN) ist der dort abgelagerte Löss inzwischen entkalkt und in den Hangschutt eingearbeitet. Auch dort finden sich Braunerden-Parabraunerden bzw. Parabraunerden-Braunerden. In steileren Lagen entwickelten sich Syrosette und Ranker, während Stauwasser am Hangfuß die Entstehung von Pseudogleyen begünstigte. An den Hängen und Hochflächen der *montanen Stufe* (ca. 500-900 m ü. NN) entstanden auf den Deckschichten Braunerden. Bei stärkerer Vernässung in Hangnischen kam es zur Entwicklung von Hanggleyen, während in den Talböden unter diesen Bedingungen Hanggleye und Anmoorgleye zu finden sind. Die Kuppen und Hochflächen der *montanen Stufe* (ca. 800-1100 m ü. NN) wird von Rohhumus-Braunerden und Moder-Braunerden dominiert. Stauwasserböden bildeten sich in den Senken dieser Höhenstufe. In der *hochmontanen Stufe* (ca. 1100-1490 m ü. NN) wechselt die Sub-



stratzusammensetzung stark. Dadurch bildeten sich Moder-Braunerden und Humus-Braunerden, auf basenarmen sandigen Endmoränen, Sandern und Terrassen aber auch Podsole. Bei Stauwassereinfluss, vor allem auf Grundmoränen, sind Gleye, Moore und Hochmoore zu finden.

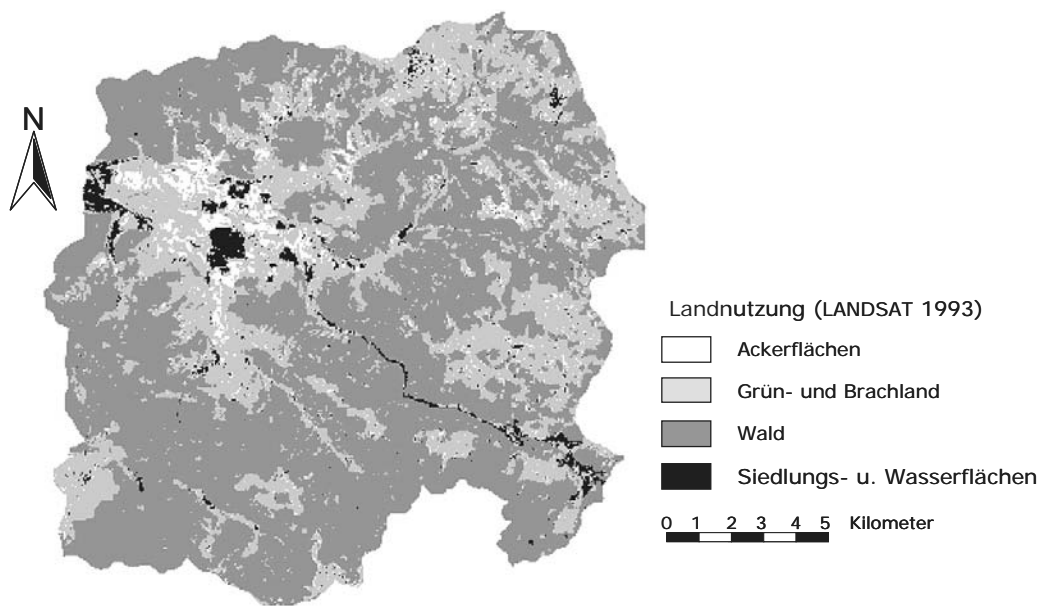
### *Landnutzung*

Die Verteilung der Landnutzung (Abb. 2.3) ist stark von der Topographie und den klimatischen Verhältnissen abhängig. Während im Zartener Becken neben Gründlandnutzung auch Ackerbau betrieben wird, beschränkt sich die Landwirtschaft in den höher gelegenen Gebieten (Täler, Hänge und Hochflächen) auf Weidewirtschaft und Grünlandnutzung. Die in der LANDSAT-TM-Aufnahme von 1993 ausgewiesenen Ackerflächen in diesen Gebieten sind als Fehlinterpretation einzustufen und können auf Grund der Geländearbeiten nicht bestätigt werden. Die steileren Hänge sind fast ausschließlich von Wald bestanden. Dieser dominiert mit rund 62 % die Landnutzung des gesamten Dreisam-Einzugsgebiets, während Grünlandnutzung und Brachflächen mit 31 % sowie Ackerflächen mit 5 % deutlich geringer vertreten sind. Siedlungsflächen befinden sich mit wenigen Ausnahmen in den tiefergelegenen Tälern und im Zartener Becken. Insgesamt bleibt ihr Flächenanteil allerdings sehr gering. Die Landnutzungsanteile der einzelnen Teileinzugsgebiete sind in den Kapiteln 5.2.2 und 5.2.3 zu finden.

### *Hydrologie*

Neben dem Gebietsauslass Pegel Ebnet befinden sich noch fünf weitere Pegel im Einzugsgebiet (Abb. 2.2). Allerdings wurde der Pegel Wiesneck (Wagensteigbach) 1998 von der Gewässerdirektion südlicher Oberrhein/Hochrhein stillgelegt, da durch starke Sedimentation im Pegelbereich die Wasserstands-Abfluss-Beziehung nicht ausreichend stabil ist. Da dieses Teilgebiet das einzige im nördlichen Teil ist, wurden die ermittelten gewässerkundlichen Hauptzahlen dennoch aufgeführt (Tab. 2.1). Die mittlere jährliche Wasserbilanz des Gesamtgebiets entspricht 1500 mm Niederschlag, 820 mm Abfluss, 60 mm Grundwasserabstrom, 20 mm anthropogene Wasserentnahmen und 600 mm Verdunstung (OTT & UHLENBROOK 2004).

Mit Ausnahme des Rotbachs, welcher mit Hauptmaximum im Dezember und einem sekundären Maximum im April dem pluvio-nivalen Regime zuzuordnen ist, weisen alle Teilgebiete nivo-pluviale Abflussregime auf. Sie erreichen nach einem sekundären Maximum im Dezember ihr Hauptmaximum im April, während in den Sommermonaten August und September die geringsten Abflüsse erfolgen. Die Maxima im Dezember sind auf Warmlufteinbrüche in Verbindung mit dem Weihnachtstauwetter zurückzuführen, deren Niederschläge oft bis in die Höhenlagen als Regen fallen und eine kurzfristige Schneeschmelze bewirken. Die Maxima im April sind dagegen durch die Schneeschmelze, häufig in Verbindung mit Niederschlagsereignissen in flüssiger Form verursacht. Unterschiede zwischen den Gebieten entstehen vor allem durch die lokale Topographie. Die Niedrigwasserabflüsse während der Sommermonate sind dagegen auf die hohe aktuelle Verdunstung in Verbindung mit geringen Niederschlägen zurückzuführen.



**Abb. 2.3 Landnutzung im Dreisam-Einzugsgebiet: Datengrundlage LANDSAT-TM-Aufnahme 1993, Klassen aggregiert; der Anteil der Wasserflächen beträgt 0,1 % und ist den Siedlungsflächen zugeordnet**

Die Werte der Niedrigwasserabflussspenden zeigen allgemein geringere Werte in den beiden östlich bzw. nordöstlich gelegenen Teilgebieten. Diese lassen sich auf geringere Niederschläge und beim Wagensteigbach auch auf Infiltration ins Zartener Becken zurückführen. Besonders stark sind die Einflüsse des Zartener Beckens sowie der Trinkwasserentnahmen am Dreisam-Pegel ausgeprägt, welcher die geringste Niedrigwasserabflussspende aufweist.

Bisherige Untersuchungen, welche vor allem im Brugga-Teileinzugsgebiet durchgeführt wurden, unterteilen den Abfluss in drei Fließsysteme (UHLENBROOK 1999). Das Fließsystem-1 umfasst das geklüftete Festgestein sowie die Verwitterungsdecken der Hochlagen und ist Hauptumsatzraum des langsamen Basisabflusses. Im Brugga-Einzugsgebiet macht diese Komponente rund 20 % des Abflusses aus. Die mittlere Verweilzeit dieser Komponente liegt bei sechs bis neun Jahren. Das Fließsystem-2 wird von den periglazialen Deckschichten gebildet und ist Herkunftsraum des Zwischenabflusses. Dieser macht mit 70 % den Hauptteil des Abflusses aus und ist auf Grund seiner Reaktionsgeschwindigkeit hochwasserrelevant. Seine mittlere Verweilzeit beträgt zwei bis drei Jahre. Allerdings entstammt auch ein Teil des langsamen Basisabflusses diesem Fließsystem. Als drittes ist der schnelle Abfluss oberflächlicher oder oberflächennaher Komponenten (Siedlung- und Sättigungsflächen, Klippen, Blockschutthalden) zu unterscheiden. Er macht rund 10 % des Gesamtabflusses aus. In Bezug auf einzelne Niederschlagsereignisse kann diese Komponente rund 30 % des Abflusses ausmachen, wobei der Anteil für kurze Zeit auf 50 % steigen kann. Die mittleren Verweilzeiten betragen wenige Stunden bis Tage.

**Tab. 2.1 Gewässerkundliche Hauptzahlen der Pegel im Dreisam-Einzugsgebiet; Pegel Wagensteig seit 1998 stillgelegt (Datengrundlage: LFU 2003)**

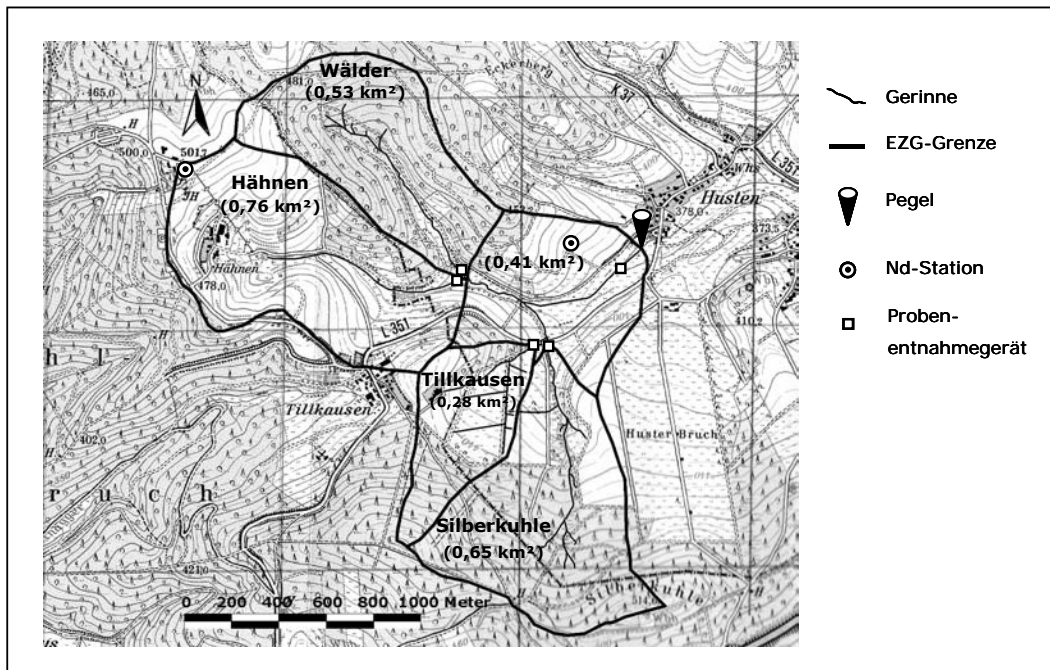
	Dreisam (Ebnet)	Brugga (Oberried)	St. Wilh. Talbach (St. Wilhelm)	Zastlerbach (Zastler)	Rotbach (Falkensteig)	Wagen- steigbach (Wiesneck)
EZG-Größe [km <sup>2</sup> ]	257,5	40,1	15,2	17,8	41,1	50,3
Zeitreihe	1940-2003	1933-2003	1954-2003	1954-2003	1979-2003	1946-1994
Zeitreihe Hauptwerte	1961-1990	1961-1990	1961-1990	1961-1990	1979-1990	1946-1985
HHQ [m <sup>3</sup> /s]	155,5 (1991)	33,6 (1944)	11,6 (1991)	24,4 (1991)	45,0 (1991)	24,6 (1953)
MHQ [m <sup>3</sup> /s]	54,2	16,18	6,8	6,88	22,19	13,27
MQ [m <sup>3</sup> /s]	5,85	1,53	0,67	0,63	1,12	1,17
MNQ [m <sup>3</sup> /s]	0,45	0,35	0,13	0,13	0,15	0,11
NQ [m <sup>3</sup> /s]	0,02	0,20	0,08	0,07	0,09	0,01
MHq [l/s·km <sup>2</sup> ]	211	405	450	386	541	263
Mq [l/s·km <sup>2</sup> ]	22,8	38,4	44,3	35,8	27	23
MNq [l/s·km <sup>2</sup> ]	1,75	8,8	8,6	7,2	3,6	2,2

Diese Klassifizierung kann auf Grund der ähnlichen Gebietseigenschaften weitgehend auf alle Teile des Dreisam-Einzugsgebiets mit Ausnahme des Zartener Beckens übertragen werden. Allerdings ist es wahrscheinlich, dass sich die prozentualen Anteile sowie die Geschwindigkeit der jeweiligen Abflusskomponenten dabei von Teilgebiet zu Teilgebiet verschieben.

## 2.2 Brachtpe-Einzugsgebiet

Das Quelleinzugsgebiet der Brachtpe liegt im Sauerland, ca. 8 km südwestlich der Stadt Drolshagen, und gehört geologisch gesehen zum nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. Der vom Ruhrverband betriebene Brachtpe-Pegel „Husten“ (378 m ü. NN), nahe der gleichnamigen Ortschaft, grenzt das 2,6 km<sup>2</sup> große Einzugsgebiet ab.

Im Brachtpe-Einzugsgebiet (Abb. 2.4) stehen vorwiegend mitteldevonische Tonschiefer, Siltsteine und Sandsteine an, welche marinen Ursprungs sind (GRABERT & HILDEN 1972). Vereinzelt sind durch submarinen Vulkanismus Keratophyre abgelagert worden. Die Sedimentation endete im Oberkarbon mit der einsetzenden variszischen Gebirgsbildung. Durch tektonische Prozesse bildeten sich dabei Erzlagerstätten hydrothermalen Ursprungs. Typisch für die Region sind Gänge von Spateisenstein (Eisencarbonat).

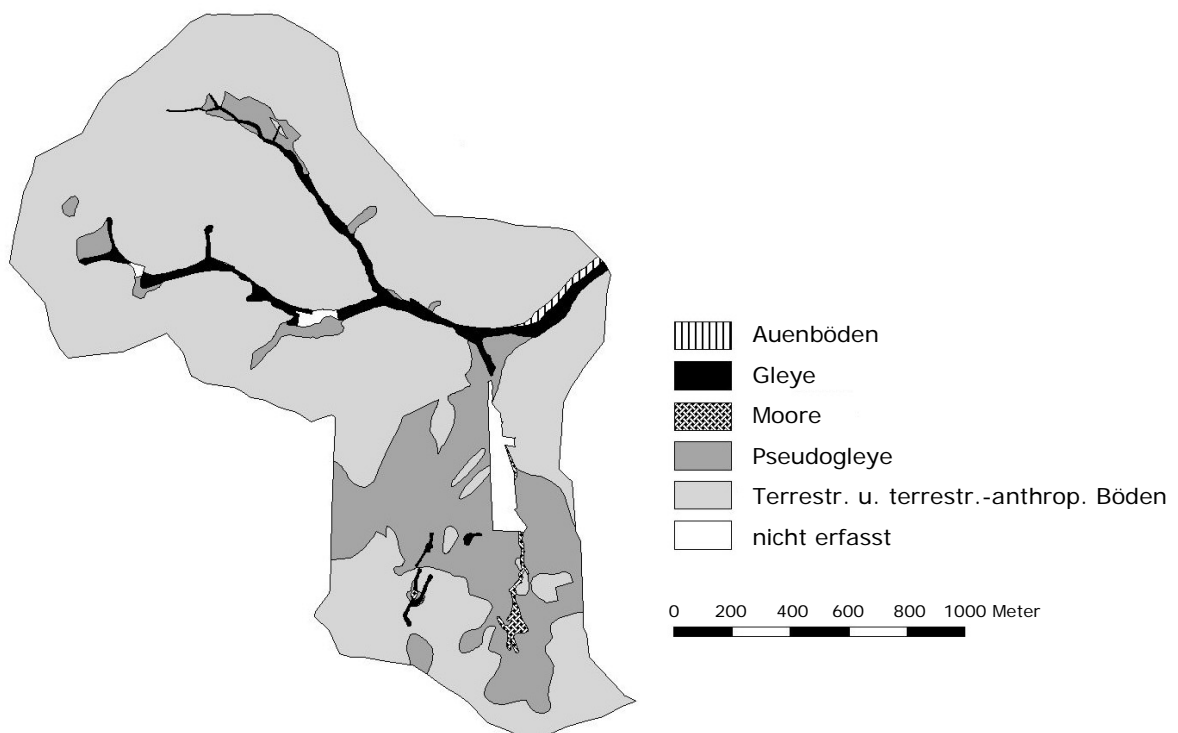


**Abb. 2.4** Übersicht über das Brachtpe-Einzugsgebiet mit den untersuchten Teileinzugsgebieten sowie den Positionen der Messgeräte

Im Brachtpe-Einzugsgebiet dominieren jedoch sulfidische Bleierze mit einem recht hohen Silbergehalt, welche früher bergbaulich genutzt wurden (GRABERT & HILDEN 1972). Durch chemische und physikalische Verwitterung haben sich während des Pleistozäns durch periglaziale Bedingungen auf dem Festgestein Schuttdecken ausgebildet. Durch verschiedene periglaziale Prozesse wie die der Solifluktion wurden diese überprägt und es entstanden periglaziale Schuttdecken (Def. nach AG BODEN 1994). Dabei führten Lössanwehungen zu einer Beimengung äolischen Materials. Die Mächtigkeit der Hangsedimente nimmt in der Regel am Hangfuß deutlich zu. In den Talböden akkumulierten sich durch fluviale Prozesse pleistozäne Schotter, welche in der Regel von holozänem Auenlehm überdeckt sind. An den Hängen haben sich aus den Fließerden Braunerden entwickelt. Im südlichen Gebietsteil sind aus den

Fließerden, begünstigt durch den hohen Anteil an Feinmaterial und die dichte Lagerung, vor allem Pseudogleye entstanden. (vgl. Abb. 2.5). Entlang der Vorfluter und in den moorigen Quellmulden dominieren durch den Grundwassereinfluss dagegen häufig scharf abgegrenzte Gleye und Nassgleye sowie Stagno- und Anmoorgleye (GRABERT & HILDEN 1972).

Der mittlere Jahresniederschlag im Brachtpe-Einzugsgebiet beträgt ca. 1228 mm (Datengrundlage: DWD, 1967-1999, Klimastation Bergneustadt-Hüngringhausen), wovon ca. 15-20 % als Schnee fallen (GRABERT & HILDEN 1972). Bei einer Jahresmitteltemperatur von 8°C liegt die mittlere jährliche Verdunstung bei ca. 450 mm, der mittlere jährliche Abfluss bei ca. 800 mm (GRABERT & HILDEN 1972).



**Abb. 2.5 Karte der Böden im Brachtpe-Einzugsgebiet. Die Bodentypen wurden zu Klassen, Klassengruppen bzw. Abteilungen zusammengefasst (Datengrundlage: KÖCHLING 2003)**

Den höchsten Punkt im Einzugsgebiet bildet die „Silberkuhle“ (514 m ü NN). Bei einer mittleren Hangneigung von 8° (maximal 29°, auf Basis eines 10 x 10 m<sup>2</sup> DGM) dominieren lange, wellige Hänge, in die sich die Gerinne meist nicht allzu stark eingeschnitten haben. Auf Grund des Gerinnenetzes lassen sich vier Teileinzugsgebiete abgrenzen (vgl. Abb. 2.4). Im Teilgebiet Silberkuhle entstanden durch den Bergbau zahlreiche tiefere Gräben oder Senken. Außerdem wurden einige Stollen angelegt, die inzwischen verfallen sind und aus denen rezent quellartig Wasser zu Tage tritt. Die Böden des Gebiets bestehen neben Braunerden vor allem aus Pseudogleyen, Stagnogleyen sowie kleinräumigen Moor- und Gleyflächen unter Wald (vgl. Abb. 2.5). Im südlichen Teil des Gebiets überwiegt Waldnutzung, im nördlichen Teil kommen Wiesenflächen hinzu. Dabei sind sowohl im Wald als auch in den Wiesen Entwässerungsgräben und Drainagen angelegt worden. Entlang des Gerinnes zieht sich bis zur Messstelle ein Wald- und Buschsaum. Neben dem Bergbau sind mehrere künstliche Fischteiche,

durch die zum Teil zu Trockenwetterzeiten ein großer Teil des Abflusses hindurchgeleitet wird, ein weiterer wichtiger anthropogener Einfluss. Das westlich angrenzende Teilgebiet Tillkausen weist ebenfalls einen hohen Anteil an Pseudogleyen auf. Neben Wald werden vor allem Wiesen bewirtschaftet. Auch hier wurden diverse Entwässerungsgräben und Drainagen angelegt. Das Gerinne wird aus zwei Teilarmen gespeist. Der eine entwässert den Wiesen- und Waldbereich, der andere ein kleines Areal östlich der Siedlung Tillkausen, welches von einer Erdaufschüttung dominiert wird, auf der ein Gewerbebetrieb liegt. Der Abfluss aus diesem Seitenarm wies bei Stichtagsbeprobungen eine im Vergleich zum zweiten Seitenarm sehr hohe Mineralisierung auf und beeinflusste die hydrochemische Wasserzusammensetzung an der Messstelle stark. Im Teilgebiet Wälder hat sich das Gerinne am stärksten eingeschnitten, so dass hier die größten Hangneigungen gemessen werden. Mit einem Waldanteil von über 90 % ist Wälder stark forstwirtschaftlich geprägt. Nur im Süden, entlang des Gerinnes werden Mähwiesen bewirtschaftet. Diese sind allerdings zum Teil permanente Sättigungsflächen, so dass sie nur eingeschränkt befahren werden können. Gleye und Pseudogleye ziehen sich entlang des Gerinnes bis zu dessen Quelle. Dabei sind die Pseudogleye häufig durch flächige Hangwasseraustritte bedingt. Im Vergleich mit den anderen Teilgebieten sind die anthropogenen Einflüsse auf dieses Gebiet eher gering. Dagegen wird das Teilgebiet Hähnen von landwirtschaftlicher Nutzung dominiert. Die Wiesen werden intensiv als Milchviehweiden und Mähwiesen genutzt. Siedlungsflächen in Form eines landwirtschaftlichen Betriebs mit mehreren Einzelgebäuden (Hähnen) sowie Teile der Ortschaft Tillkausen nehmen dagegen nur einen geringen Flächenanteil ein. Wie im Teilgebiet Silberkuhle wird auch hier der Wellenablauf im Gerinne durch künstliche angelegte Fischteiche gestört. Größere anthropogene Einflüsse auf die Hydrochemie entstehen durch eine Drainage im Bereich eines landwirtschaftlichen Betriebs, aus der hoch mineralisierter Abfluss (elektr. Leitfähigkeit 300-350  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) ins Gerinne gelangt. Das genaue Einzugsgebiet dieser Drainage ist allerdings nicht bekannt.

Der Lehrstuhl für Angewandte Physische Geographie des Geographischen Instituts der Ruhr-Universität Bochum führt im Brachtpe-Einzugsgebiet seit 2000 Grundlagenforschung im Bereich Bodenwasserbewegung und Abflussbildung durch. Neben mehreren mit Tensiometern und Grundwasserstandsrohren ausgerüsteten Untersuchungshängen wird ca. 400 m westlich der Ortschaft Husten ein meteorologischer Messturm betrieben (vgl. Abb. 2.4: Nd-Station).

## 2.3 Rotherdbach-Einzugsgebiet

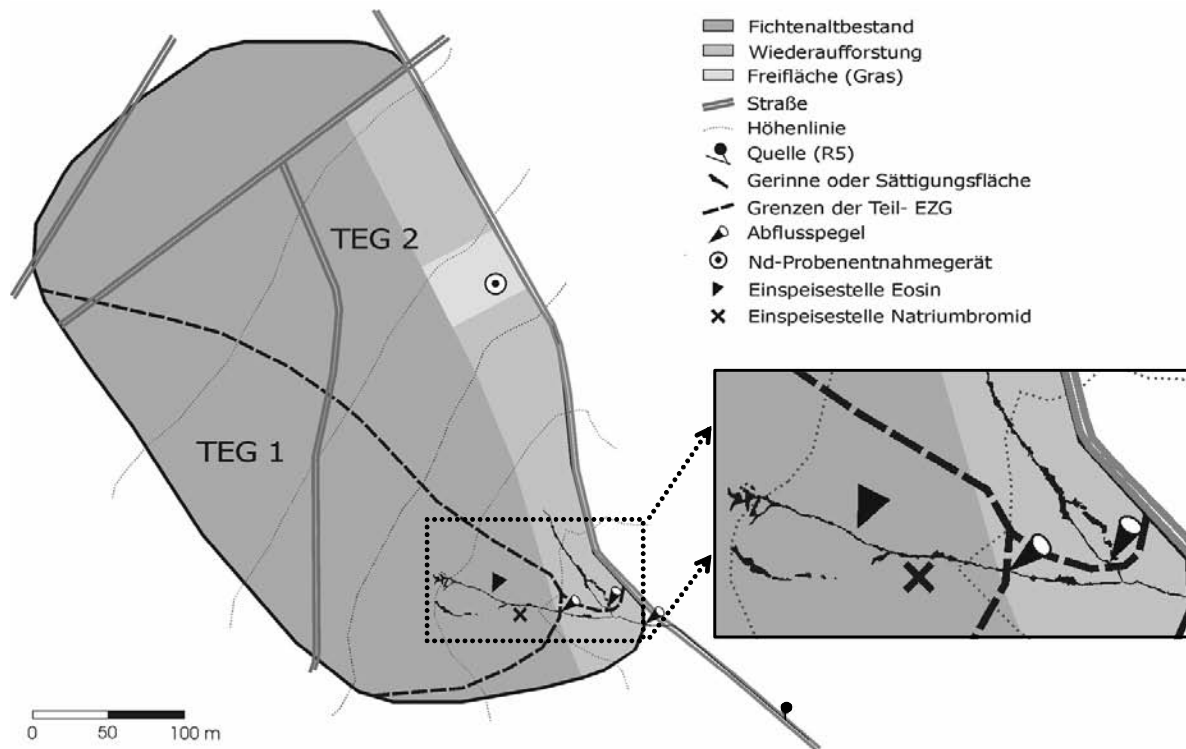
Das Einzugsgebiet des Rotherdbachs liegt auf den Hochlagen des Osterzgebirges, ca. 10 km nördlich von Altenberg. Es umfasst eine Fläche von ca. 0,09 km<sup>2</sup> und erstreckt sich in einem Höhenbereich von 690 bis 740 m ü. NN mit einer mittleren Exposition nach Südosten. Innerhalb des Gebiets liegen Forschungsflächen der Sächsischen Landesanstalt für Forsten, der TU Dresden und des IHI Zittau, so dass auf eine gute Datengrundlage zurückgegriffen werden kann.

Die Geologie des Gebiets wird von Rhyolithen bestimmt, welche als Altenberger Quarzporphyr kartiert wurden und als erdalkaliarm und kaliumreich gelten (NEBE 1970). Typischer Bodentyp dieses Gebiets ist der Altenberger Rhyolith-Podsol, welcher Bodentiefen zwischen 60 und 80 cm aufweist und von einer unterschiedlich mächtigen Rohhumusschicht überlagert wird (SAMBALE 1998). Der Skelettanteil liegt zwischen 30 und 70 %, wobei der Feinboden aus ca. 10 % Ton und ca. 43 % Schluff besteht (SAMBALE 1998).

Die ca. 1 km südwestlich des Rotherdbachgebiets gelegene ökologische Waldforschungsstation Oberbärenburg (NEBE ET AL. 1995) registrierte für den Zeitraum 1985 bis 1994 einen mittleren Jahresniederschlag von 996 mm und eine Jahresmitteltemperatur von 5,5 °C. Das Niederschlagsmaximum liegt im Juli, während ein sekundäres Maximum im Dezember auftritt. Der Abfluss wurde 1997 mit 464 mm bestimmt, die berechnete Evapotranspiration betrug 1996 440 mm bzw. 1997 520 mm (PESCHKE & SAMBALE 1998) und schließt damit die N/A-Bilanz recht gut. Eine Fehlerquelle liegt allerdings in der Unterschätzung des häufig auftretenden Nebelniederschlags und der damit verbundenen Verdunstung aus dem Interzeptionsspeicher (ZIMMERMANN ET AL. 1998).

Neben dem Hauptpegel werden vom Institut für Hydrologie und Meteorologie der TU Dresden zwei weitere Pegel betrieben, so dass zwei Teileinzugsgebiete getrennt betrachtet werden können (vgl. Abb. 2.6). Das ca. 2,4 ha große Teileinzugsgebiet 1 (TEG 1) wird durch einen Bach von ca. 130 m Länge drainiert. Die mittlere Hangneigung beträgt 7° wobei gerinnenah deutlich größere Neigungen auftreten. Die Vegetation besteht aus 96-jährigen (2004) Fichten mit einem lichten Unterwuchs aus Drahtschmiede und Heidelbeere (*Deschampsia flexuosa*, *Vaccinium myrtillus*). Die während der Untersuchungsperiode mit 135 m<sup>2</sup> (0,5 % der Teilgebietsfläche) kartierten Feuchtflächen liegen in unmittelbarer Gewässernähe und sind durch die deutliche Eintiefung des Gerinnes in ihrer Ausdehnung stark begrenzt (MEYER 2001). Eine Ausnahme stellt eine südlich des Baches liegende Sättigungsfläche (ca. 33 m<sup>2</sup>) dar, welche nur temporär ans Gerinne angeschlossen ist.

Das Teileinzugsgebiet 2 (TEG 2) ist mit 5,6 ha mehr als doppelt so groß. Trotzdem wurde während der Untersuchungsperiode im Herbst 1999 nur eine aktive Bachlänge von 90 m kartiert. Dadurch sind große Teile des Teileinzugsgebiets nur schlecht hydraulisch angeschlossen. Allerdings sollte beim Vergleich der flächenbezogenen Parameter (z.B. Abfluss-spende) berücksichtigt werden, dass die Abgrenzung des Gesamtgebiets sowie der Teilgebiete oberirdisch nur mit Einschränkungen möglich ist. Außerdem kann eine Unterströmung vor allem der Teileinzugsgebiets-Pegel nicht ausgeschlossen werden (PESCHKE & SAMBALE 1998).



**Abb. 2.6 Das Einzugsgebiet des Rotherdbachs mit den Teileinzugsgebieten 1 und 2**

Neben dem Fichtenaltbestand werden ca. 30 % der Teilgebietsfläche von einer streifenförmigen Wiederaufforstung aus 15-jährigen (2004) Jungfichten mit dichtem Unterwuchs aus Waldreitgras eingenommen. Die mittlere Hangneigung des TEG 2 beträgt  $5^\circ$  und ist damit geringer als im TEG 1. Außerdem ist das Gerinne, an dem sich gewässernah Feuchtfächen ausgebildet haben, nur sehr gering eingetieft. Die stark ausgeprägte Vegetationsschicht der Feuchtfächen wird je nach Feuchtezustand durch verschiedene Arten von Torfmoos (Sphagnum) und Binsen (Juncus) bestimmt. Während der sehr trockenen Untersuchungsperiode wurde eine Feuchtfäche (deutlich sichtbares Wasser beim Betreten) von ca.  $101 \text{ m}^2$  kartiert (0,2 % der Teilgebietsfläche). Dabei ist zu berücksichtigen, dass sich die Feuchtfächen im TEG 2 durch die geringe Bacheintiefung je nach Niederschlagsangebot deutlich in ihrer Fläche ausdehnen können und daher stark variable Sättigungsflächenabflussbeiträge liefern.





## 3 Methodik

Im Folgenden werden die in dieser Arbeit verwendeten methodischen Grundlagen in Form einer Übersicht dargestellt. Neben den theoretischen Hintergrundinformationen zu den verwendeten Tracern und den angewandten statistischen Verfahren werden auch die technischen Details der durchgeführten Geländearbeiten näher erläutert. Auf weiterführende Literatur wird jeweils in den Unterkapiteln verwiesen.

### 3.1 Verwendete Tracer

Die Auswahl der natürlichen Tracer richtet sich nach den natürlichen Gegebenheiten des Untersuchungsgebiets und der Zielsetzung der Arbeit. Neben den künstlichen Markierstoffen, welche insbesondere beim direkten Nachweis unterirdischer Fließwege erfolgreich angewendet werden (vgl. HORNBERGER ET AL. 1991, KÄSS 1992, MOSLEY 1982, UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997), haben sich in der Einzugsgebietsforschung verschiedene natürliche Tracer bewährt (z.B. Review in BONELL 1998) und die Abflussbildungsforschung in Teilen revolutioniert. Insbesondere die Verwendung stabiler Isotope hat zu neuen Erkenntnissen bezüglich der Abflusskomponentenanteile während Niederschlagsereignissen geführt (PEARCE ET AL. 1986, SKLASH & FARVOLDEN 1979, SKLASH ET AL. 1986). Der große Vorteil der stabilen Isotope liegt in ihrem konservativen Verhalten. Dadurch ermöglichen Isotope einen rein Verweilzeit-orientierten Ansatz. Eine Ergänzung durch andere natürliche Tracer kann häufig weiterhelfen, die tatsächlichen Fließwege der Abflusskomponenten nachzuweisen und durch die Synthese beider Ergebnisse Fehlschlüsse zu vermeiden (BUTTLE & PETERS 1997, HOOPER 2001). Ein Beispiel für einen Tracer, mit Hilfe dessen Aussagen über unterschiedliche Fließsysteme möglich sind, ist die gelöste Kieselsäure, im Folgenden Silikat genannt (WELS ET AL. 1991). Auch einige der Hauptionen können derartige Informationen liefern (z.B. HOOPER ET AL. 1990, ELSENBEER ET AL. 1995).

Bei einem Vergleich der Tracer untereinander sind allerdings die jeweiligen Eigenschaften genau zu beachten, da in der Regel die Systeme, die durch die verschiedenen Tracer untersucht werden, nicht identisch sind.

#### 3.1.1 Hauptionen

Die Hauptionen, also Ionen, welche im Wasser im Bereich einiger Milligramm pro Liter vorkommen, werden vor allem in Untersuchungen zum Stoffhaushalt verwendet (z.B. ARMBRUSTER ET AL. 2003, ARMBRUSTER ET AL. 2000, EINSELE & HINDERER 1995). Aber auch bei der hochaufgelösten Beprobung kann die Reaktion verschiedener Ionen Aufschluss über die Abflussbildung insbesondere über Fließpfade geben. Je nach Konzentrationen der verschiedenen Ionen innerhalb ihrer verschiedenen Umsatzräume kann eine Unterscheidung der entsprechenden Abflusskomponenten möglich sein (PETERS ET AL. 1998).

Bei den in dieser Arbeit untersuchten Hauptionen handelt es sich um die Kationen Natrium ( $\text{Na}^+$ ), Kalium ( $\text{K}^+$ ), Magnesium ( $\text{Mg}^{2+}$ ) und Calcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ) sowie um die Anionen Chlorid

(Cl<sup>-</sup>), Nitrat (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>) und Sulfat (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>). Das hydrologische Einzugsgebiet ist auch bezüglich dieser Ionen ein offenes System, d.h. neben dem atmosphärischen Eintrag über trockene und nasse Deposition findet ein Austrag vor allem durch den Abfluss des Gebiets statt. Natürliche Quellen der Hauptionen sind neben dem Eintrag ins System auch die Verwitterung des Ausgangsgesteins. Anthropogene Quellen sind atmosphärische Einträge diverser Stoffe sowie direkte Einträge z.B. durch Streusalz und Dünger. Alle Ionen unterliegen physikalischen und chemischen Reaktionen und zeigen daher in der Regel kein konservatives Verhalten. Unter bestimmten Randbedingungen und Annahmen kann jedoch in Bezug auf die Abflussbildung von einem quasi-konservativen Mischungsverhalten ausgegangen werden (CHRISTOPHERSEN ET AL. 1990b).

### *Natrium*

Die Hauptquelle des Natriums ist der Eintrag durch den Niederschlag und die Verwitterung von Plagioklasen. In meerfernen Gebieten können über den Niederschlag 1 - 10 kg/(ha•a) eingetragen werden. Durch Streusalz kann es aber je nach Anteil der Fahrbahnfläche im Einzugsgebiet zu einem weit höheren Natriumeintrag kommen (LEHMANN 2000). Da Natrium im Vergleich zu anderen Kationen nur eine schwache Sorptionsneigung besitzt, wird es bei ausreichendem Sickerwasserstrom leicht durch andere Kationen ersetzt und ausgewaschen (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997).

### *Kalium*

Die Verwitterung von Orthoklasen, Glimmern und Amphibolen ist die Hauptquelle des Kaliums. Es ist ein wichtiger Pflanzennährstoff. Kalium wird durch die Tonminerale des Mineralbodens stark fixiert, so dass große Anteile dieses Ions in nichtaustauschbarer Form vorliegen und daher nur gering ausgewaschen werden. Da das organische Material der oberen Bodenschichten Kalium dagegen nicht fixieren kann, weisen oberflächennahe Abflusskomponenten in der Regel deutlich höhere Kaliumgehalte als die entsprechenden unterirdischen Komponenten auf (ELSENBEER et al. 1995). Ein anthropogener Eintrag von Kalium erfolgt neben der Ausbringung von Dünger auch durch Streusalz (LEHMANN 2000).

### *Magnesium*

Die Hauptquelle von Magnesium ist die Silikatverwitterung, insbesondere die der Pyroxene, Amphibole und Glimmer. Basenarme Granite sind dagegen häufig Mangelstandorte für Magnesium. In Waldstandorten ist die anthropogene Kompensationskalkung eine weitere Magnesiumquelle. Bei den forstüblichen Kalkungsmengen sind jedoch die Auswirkungen auf die Wasserqualität dieser Einzugsgebiete in der Regel gering (ARMBRUSTER ET AL. 2000). In Abhängigkeit von der Sickerwassermenge und dem pH-Wert wird Magnesium relativ leicht ausgewaschen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992).

### *Calcium*

Im Dreisam-Einzugsgebiet liegt die Hauptquelle des Calciums in der Verwitterung von Silikaten (Plagioklase, Pyroxene und Amphibole). In anderen Gebieten können durch Calcit, Dolomit und Gips weit höhere Calcium-Konzentrationen erreicht werden. Da Calcium von den Austauschern der Böden stark gebunden wird, liegt dieses Ion zu einem großen Teil in

austauschbarer Form vor. Auf sandigen, stark versauerten Böden kann der Calciumgehalt allerdings nur wenige Prozent betragen. Anthropogen wird Calcium in größeren Mengen über Düngung bzw. Waldkalkung eingetragen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992).

### *Chlorid*

Durch Niederschlag können im Binnenland 5 - 20 kg/(ha·a) Chlorid eingetragen werden. Dies ist die Hauptquelle von Chlorid. Da magmatische Gesteine in der Regel nur sehr wenig Chlorid enthalten, setzt die Verwitterung dieser Gesteine auch im Dreisam-Einzugsgebiet nur sehr geringe Mengen an Chlorid frei. Ausnahme bildet das Mineral Pyromorphit ( $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ ), welches im Südfeld des Schauinslandbergwerks vorkommt (SCHWEGLER 1995). Neben der Düngung kann Streusalz einen bedeutenden Eintrag für Chlorid darstellen (LEHMANN 2000). Allgemein findet eine Aufkonzentrierung der Einträge durch Evapotranspiration statt, so dass selbst in anthropogen unbeeinflussten Gebieten die Konzentrationen im Abfluss die des Niederschlags übersteigen (BRAHMER 1990). Da Chlorid als negativ geladenes Ion nur geringen Wechselwirkungen mit der Bodenmatrix unterliegt, wird es von allen Anionen am leichtesten ausgewaschen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992). Durch dieses annähernd konservative Verhalten ist Chlorid in vielen Studien als Tracer zur Ganglinienseparation verwendet worden (z.B. BAZEMORE ET AL. 1994, HOOPER ET AL. 1990, OGUNKOYA & JENKINS 1993).

### *Nitrat*

Nitrat unterliegt als Nährstoff im Stoffkreislauf starken biochemischen Umsetzungen. Der Eintrag erfolgt vor allem durch atmosphärische Deposition, welche im Gegensatz zu Sulfat in den letzten Jahrzehnten mehr oder weniger konstant geblieben ist (ARMBRUSTER ET AL. 2003). Da sich Nitrat im Boden hoch mobil verhält, wird es bei entsprechendem Niederschlagsangebot verstärkt ausgewaschen und trägt damit zur episodischen Gewässerversauerung bei (ARMBRUSTER ET AL. 2000). In den gesättigten Uferbereichen kann allerdings die Nitratkonzentration durch Reduktion verringert werden, wodurch dieser Zone eine wichtige Pufferfunktion im Hinblick auf die Wasserqualität zu kommt (FEGER ET AL. 1999). Insgesamt ist die Nitratauswaschung stark von den Klima- und Bodenverhältnissen sowie der Bodennutzung abhängig.

### *Sulfat*

Im Gegensatz zu Nitrat ist der hohe atmosphärische Eintrag von Sulfat durch Einsatz von Rauchgasentschwefelungsanlagen in den letzten Jahren stark zurückgegangen. Die Verwitterung von Magmatiten liefert nur wenig Sulfat, wohingegen Pyrit- und Sulfiderze sowie Gipsgesteine wichtige lokale Schwefelquellen sein können (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992). Nach Oxidation der Sulfide können die entstandenen Sulfate leicht ausgewaschen werden. In sauren Böden und bewaldeten Einzugsgebieten muss allerdings von einer gewissen Sulfatspeicherung ausgegangen werden, welche dazu führt, dass trotz Rückgangs der Sulfateinträge eine Freisetzung des gespeicherten Sulfats durch Desorption erfolgt (EINSELE & HINDERER 1995).

### 3.1.2 Acid Neutralisation Capacity (ANC)

Im Rahmen der Faktorenanalyse wurde die *acid neutralisation capacity* (ANC) bzw. Säureneutralisationskapazität als ein weiterer Tracer verwendet. Dieser wurde allerdings nicht analytisch bestimmt, sondern nach REUSS & JOHNSON (1986) aus den Konzentrationen der Hauptionen errechnet:

$$\text{ANC [mol/l]} = [\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + 2[\text{CA}^{2+}] + 2[\text{Mg}^{2+}] - [\text{Cl}^-] - [\text{NO}_3^-] - 2[\text{SO}_4^{2-}] \quad (3.1)$$

Bei der Berechnung der ANC als Differenz der basischen Kationen und der starken Säureanionen bleiben in diesem Fall organische Säuren und Aluminium unberücksichtigt, so dass die ANC überschätzt werden kann. In dem im Dreisam-Einzugsgebiet anzutreffenden pH-Wert-Bereich nahe sieben und den klaren Bachwässern mit geringer gelöster organischer Substanz scheint dies jedoch vertretbar.

ANC wurde bereits in vielen Studien zur Abflussbildung und zur Hydrochemie eingesetzt (ARMBRUSTER ET AL. 2003, CHRISTOPHERSEN ET AL. 1990A, HUTCHINS ET AL. 1995, NEAL ET AL. 1990). Die Eignung dieses Tracers ist in der Tatsache begründet, dass ANC beim Mischungsvorgang verschiedener Abflusskomponenten ein konservatives Verhalten zeigt (ROBSON & NEAL 1990). Im Gegensatz zu den einzelnen Ionen enthält ANC als Bilanzparameter zudem eine stärker integrale Information zur Hydrochemie des Einzugsgebiets.

### 3.1.3 Gelöste Kieselsäure (Silikat)

Im Bereich der Abflussbildungsforschung wird neben den stabilen Isotopen häufig Silikat als Herkunftsraum-orientierter Tracer eingesetzt (BUTTLE & PETERS 1997, HOEG ET AL. 2000, KENNEDY ET AL. 1986, PETERS ET AL. 1998, WELS ET AL. 1991). Als gelöstes Silikat wird üblicherweise die in wässriger Lösung vorliegende Ortho-Kieselsäure  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  bezeichnet (MATTHESS 1990).



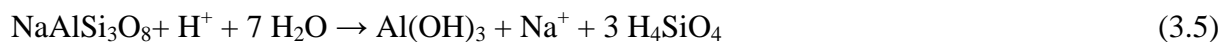
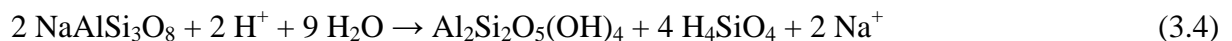
Diese schwache Säure liegt unterhalb von pH 9 zunehmend undissoziiert vor. Ihr Gehalt in der Bodenlösung steigt mit sinkendem pH-Wert und zunehmender Temperatur. Quelle des gelösten Silikats ist die Verwitterung siliziumhaltiger Minerale. Detaillierte Informationen zur Silikatverwitterung finden sich bei WHITE & BRANDLEY (1995). Hauptquelle ist die chemische Verwitterung der Gesteinssilikate. Feldspäte, Glimmer, Augite und Hornblenden sind deutlich verwitterungsanfälliger als die Oxide des Siliziums, wobei eine Zunahme der Temperatur und eine Abnahme des pH-Wertes die Verwitterungsprozesse beschleunigt. Obwohl die Siliziumoxide, allen voran Quarz, ein Hauptbestandteil der Gneise und Anatexite des Schwarzwalds sind, spielt die Verwitterung dieser Minerale nur eine untergeordnete Rolle bei der Silikatlieferung. Dies liegt daran, dass die chemische Verwitterung des Quarzes wegen der hohen Gitterbindungskräfte innerhalb der  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder nur sehr langsam vonstatten geht.

Auch die Ausfällung von Siliziumoxiden ist in humiden Gebieten von geringer Bedeutung. Am häufigsten fällt ein wasserreiches amorphes Si-Oxid aus, welches dann sehr langsam zu Cristobalit, Tridymit oder Quarz werden kann. Da allerdings frisch gefälltes amorphes Si-Oxid eine Löslichkeit von ca. 60 mg Si/l hat, ist die Bodenlösung in Bezug auf diese Si-Form in der Regel untersättigt, so dass es zu keiner Ausfällung kommt. In Bezug auf Quarz hingegen (Löslichkeit 1,4 – 3,3 mg Si/l bei 25°) ist die Bodenlösung übersättigt, doch auch hier findet auf Grund der hohen Kristallisationsenergie keine Quarzbildung statt (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992).

Die Hydrolyse eines Natrium-Feldspates lässt sich vereinfacht darstellen als (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992):



Als Beispiel für die Einzelreaktionen ist hier die Hydrolyse des Natrium-Feldspates Albit dargestellt. Je nach Umgebungsbedingungen bilden sich unterschiedliche sekundäre Phasen (z.B. Gibbsit (1) oder Kaolinit (2)), welche zu einer verschieden hohen Silikatfreisetzung führen (DREVER & CLOW 1995):



Aus Gleichung (3.1) wird ersichtlich, dass, wie schon angesprochen, ein niedriger pH-Wert, also eine hohe Protonenkonzentration, die Hydrolyse beschleunigt. Protonenlieferanten können Kohlensäure, organische oder anorganische Säuren sein. In der Natur wird das Hydrolysegleichgewicht durch den Entzug der Verwitterungsprodukte nur selten erreicht. Die Gründe hierfür sind (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992):

- (a) Aufnahme bzw. Abfuhr des Siliziums sowie der Alkali- und Erdalkaliionen durch Pflanzen und Sickerwasser
- (b) Bildung schwerlöslicher Hydrolyseprodukte (Tonminerale, Carbonate, Oxide und Hydroxide)
- (c) Bildung von löslichen und schwerlöslichen organischen Komplexverbindungen des Eisens und Aluminiums besonders in humusreichen Bodenhorizonten
- (d) Neutralisation der freigesetzten OH-Ionen durch H-Ionen der sauren Verwitterungslösungen

Die Silikatlösung in der Natur ist ein sehr komplexer Vorgang, welcher von Temperatur, pH-Wert, verwitterbarer Gesteinsoberfläche, organischen Komplexbildern und dem Bodenwasserhaushalt (WHITE 1995) abhängt. Daher ist eine Berechnung der Verwitterungsraten nicht

einfach. Für die Abflussbildungsforschung ist vor allem die Kenntnis über den Silikatgehalt bestimmter Abflusskomponenten wichtig. Dieser ist neben den genannten Faktoren vor allem von der Kontaktzeit des Wassers mit der verwitternden Gesteinsoberfläche abhängig (MATTHESS 1990). Laborexperimente zur Silikatlösung aus dem Deckschichtenmaterial des Brugga-Einzugsgebiets (KIENZLER 2001) zeigen ähnliche Resultate wie bei MATTHESS (1990), wo bereits innerhalb weniger Stunden eine deutliche Zunahme des Silikatgehalts stattfand und sich der anfangs parabolische Verlauf später in einen zunehmend linearen änderte. Da die Laborexperimente die natürlichen Bedingungen (reaktive Oberfläche, Wasserchemie) nur ungenügend nachbilden, überschätzen Laborexperimente allerdings häufig die Silikatlösung (MATTHESS 1990). Dennoch ist für die natürlichen Lösungsvorgänge von einem ähnlichen relativen Verlauf auszugehen.

Da Niederschlagswasser praktisch silikatifrei ist, es bei Kontakt mit der Bodenoberfläche aber durch die schnelle Silikatlösung zu einer raschen Aufnahme von Silikat im Oberflächenabfluss kommt, wird für diese Komponente ein gewisser Silikatgehalt (z.B. 0,3 mg/l) angenommen (WELS ET AL. 1991). Die Höhe dieses Werts wird allerdings in der Literatur kritisch diskutiert (BUTTLE & PETERS 1997).

Die Bestimmung der Silikatkonzentration der unterirdischen Abflusskomponenten erfolgt häufig durch die direkte Beprobung von Boden- oder Grundwasser. Das größte Problem liegt in der erforderlichen Repräsentativität der beprobten Komponenten. Diesem kann zum Beispiel durch eine Beprobung an möglichst vielen Standorten begegnet werden. Bei mesoskaligen Gebieten ist dies allerdings auf Grund des notwendigen Geräte- und Arbeitseinsatzes meist nicht möglich. Daher wird die Repräsentativität der beprobten Abflusskomponenten häufig über die sogenannte *end member mixing analysis* (EMMA) (CHRISTOPHERSEN ET AL. 1990b), einem multivariaten statistischen Verfahren, überprüft. Allgemein besteht zusätzlich die Gefahr, dass die Fließwege der hydrologisch relevanten Abflusskomponenten falsch eingeschätzt und daher nicht repräsentative Standorte beprobt werden (BONELL 1998). Zur Abschätzung des langsamen Basisabflusses kann auch die Silikatkonzentration nach langen niederschlagsfreien Perioden verwendet werden, da zu diesen Zeiten die Anteile an schnelleren Komponenten als sehr gering einzuschätzen sind.

Grundsätzliche Schwierigkeiten bei der Bestimmung der Abflusskomponenten entstehen durch die Einteilung der stufenlos ineinander übergehenden natürlichen Abflusskomponenten in wenige Klassen. Im Allgemeinen ist dabei die Beschreibung einer Komponente mit einer einzigen Silikatkonzentration einfacher, je länger die mittlere Verweilzeiten dieser Komponente sind. In diesem Fall werden die vorausgegangenen Fließwege und Lösungsprozesse ausreichend gemittelt (LINDENLAUB 1998).

### 3.1.4 Stabile Isotope

Im Rahmen dieser Arbeit werden die stabilen Isotope  $^2\text{H}$  (Deuterium) und  $^{18}\text{O}$  (Sauerstoff-18) als Tracer verwendet. Beide sind als Bestandteile der natürlichen Umwelt auch im Wasser enthalten. Da sie in ihrem chemischen Verhalten keinen Unterschied zu den wesentlich häufigeren Isotopen  $^1\text{H}$  und  $^{16}\text{O}$  zeigen, handelt es sich um streng konservative Tracer. D.h., es treten bei ihrer Bewegung in der Hydrosphäre weder Abbau noch chemische oder physikalische Retardationen auf. Da aber die physikalischen Parameter Masse und Schmelz- und Siedepunkt von  $^2\text{H}_2\text{O}$  und  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  gegenüber den Isotopen  $^1\text{H}_2\text{O}$  und  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  verändert sind, kommt es bei allen Phasenübergängen zu temperaturabhängigen Fraktionierungsprozessen, welche

das Verhältnis der Isotope untereinander verändern. Da nicht die absolute Anzahl der Isotope, sondern deren Verhältnis von Bedeutung ist, hat sich in der Umweltisotopenanalytik die sogenannte delta-Notation durchgesetzt. Dabei wird das Verhältnis der Isotope ( $^x\text{A}/^y\text{A}$ ) in Promille der Abweichung relativ von dem Bezugsstandard V-SMOW (Vienna standard mean ocean water) angegeben. Die physikalischen Grundlagen der Umweltisotope sind detailliert in MOSER & RAUERT (1980) erläutert.

Umweltisotope werden in der Ganglinienseparation zur Trennung von Vorereigniswasser (pre-event water) und Ereigniswasser (event water) eingesetzt. Diese rein Verweilzeiten-orientierte Methode trennt also in das eigentliche Niederschlagswasser und Wasser, welches bereits zuvor im Einzugsgebiet gespeichert war. Dabei zeigt sich, dass in vielen mikro- und mesoskaligen Einzugsgebieten die Vorereignis-Komponente für den Hauptanteil des Abflusses verantwortlich ist (u.a. HOOPER & SHOEMAKER 1986, SKLASH ET AL. 1976, SKLASH & FARVOLDEN 1979). Der rein Verweilzeiten-orientierte Ansatz macht allerdings Vergleiche mit dem Tracer Silikat schwierig, da Silikat nur eine Herkunftsraum-orientierte Komponententrennung ermöglicht (WELS ET AL. 1991). Werden für ein Ereignis Separationen mit Isotopen und Silikat berechnet, stimmen die Ergebnisse in der Regel nicht überein. Dies liegt daran, dass Ereigniswasser sowohl ober- als auch unterirdisch ins Gerinne gelangen kann bzw. Vorereigniswasser je nach Verweilzeit und Herkunftsraum sehr unterschiedliche Silikatkonzentrationen aufweist.

Die physikalischen Gesetze der Fraktionierungsprozesse führen in der Natur zu vier Haupteffekten, welche für die Variationen des Isotopeninputs über den Niederschlag verantwortlich sind (DAANSGARD 1964):

- (1) *Temperatureffekt* (Breiten- und Saisoneffekt): Da die Fraktionierung mit zunehmender Temperatur abnimmt, sind in niederen Breiten und im Sommer die Niederschläge isotopisch schwerer als in höheren Breiten oder im Winter. Auch die Art der Niederschlagsquelle (Kalt- oder Warmfront) hat durch unterschiedliche Bildungstemperaturen Einfluss auf die Isotopenzusammensetzung.
- (2) *Kontinentaleffekt*: Ziehen auf Ozeanen gebildete Niederschlagssysteme über Kontinente, regnen zuerst die schwereren Isotope aus. Dies führt dazu, dass die Niederschläge dieser Systeme mit zunehmendem Abstand von der Küste im Mittel isotopisch leichter werden.
- (3) *Mengeneffekt*: Auf Grund der bevorzugten Abreicherung schwerer Isotope werden Niederschläge mit zunehmender Dauer und Intensität isotopisch immer leichter.
- (4) *Höheneffekt*: Steigen Wolkenmassen orographisch bedingt auf, kondensieren bevorzugt schwerere Isotope. Außerdem reichern sich beim Fallen von Regentropfen die schwereren Isotope in der flüssigen Phase an. Dies führt dazu, dass die Niederschläge mit zunehmender topographischer Höhe im Mittel leichter werden.



Für Untersuchungen im Einzugsgebiet der Dreisam sind, abgesehen vom Kontinentaleffekt, alle aufgeführten Effekte von Bedeutung. Während eines natürlichen Niederschlagsereignisses kommt es dabei zu einem Zusammenwirken aller Prozesse, abhängig von den meteorologischen Randbedingungen. Dies führt dazu, dass sich die isotopische Zusammensetzung des Niederschlags während des Ereignisses stark ändert. Im Gegensatz zum Silikat ist daher dem Systeminput besondere Beachtung zu schenken. Über die hochaufgelöste Beprobung des Niederschlags wird dessen isotopische Variabilität, die sogenannte *intra storm variability*, erfasst. Aus diesen Daten kann für die Ganglinienseparation eine mengengewichtete Mischprobe, das *bulk mean*, errechnet werden. Es entspricht der Niederschlagssammelprobe des gleichen Zeitraums. Üblicherweise wird dieser Wert für das gesamte Ereignis als konstanter Input angenommen. Dadurch wird aber bei der Ganglinienseparation vor allem zu Ereignisbeginn Niederschlag berücksichtigt, welcher bis dahin noch nicht gefallen ist. Aus diesem Grund kann es zu einer Überschätzung der Ereigniswasserkomponente kommen (MCDONNELL ET AL. 1990). Eine Alternative ist ein zeitlich variables, mengengewichtetes Mittel, das *incremental mean* (MCDONNELL ET AL. 1990). Bei diesem Verfahren wird nur der Niederschlag, welcher bis zum Zeitschritt  $j \leq n$  gefallen ist, für die Mittelwertberechnung verwendet. Die Länge des Zeitschritts  $j$  wird durch die Intensität der Niederschlagsbeprobung vorgegeben. Am Ende des Niederschlagsereignisses ( $j = n$ ) entspricht das *incremental mean* dem *bulk mean*. Der Isotopengehalt der Ereigniskomponente  $C_e$  zum Zeitpunkt  $j$  berechnet sich allgemein nach:

$$C_{ej} = \sum P_i \cdot \delta_i / \sum P_i \quad (i = 1, \dots, j \text{ und } j = 1, \dots, n) \quad (3.6)$$

Mit:	$C_{ej}$	Isotopengehalt der Ereigniskomponente zum Zeitpunkt $j$ [‰]
	$P_i$	Niederschlagsmenge zum Zeitpunkt $i$
	$\delta_i$	Isotopengehalt im Niederschlag zum Zeitpunkt $i$ [‰]

Bei der Ganglinienseparation kann so ein zeitlich variabler Wert für die Ereigniskomponente eingesetzt werden. Auch dieser Ansatz wird den realen Fließbedingungen in einem Hang oder einem Einzugsgebiet nicht gerecht, da davon ausgegangen wird, dass sich der gesamte gefallene Niederschlag mischt und erst dann zum Abfluss gelangt. In größeren Gebieten ist dies auf Grund der verschiedenen langen Fließzeiten des Niederschlagswassers im Gerinne jedoch nicht anzunehmen. Außerdem wird nicht berücksichtigt, dass unter Umständen zu Ereignisbeginn gefallener Niederschlag infiltriert oder bereits abgeflossen ist und daher nicht mehr direkt an der Abflussbildung beteiligt ist. Für die Bestimmung der unterirdischen Komponenten gelten ähnliche Randbedingungen wie bei Silikat, so dass an dieser Stelle auf Kapitel 3.1.3 verwiesen sei. Im Gegensatz zu Silikat ist bei den stabilen Isotopen zu berücksichtigen, dass der Isotopengehalt des Niederschlags eine Jahresamplitude aufweist, welche, je nach Verweilzeit unterschiedlich stark gedämpft, auch noch in den Abflusskomponenten enthalten ist.

Die Isotopensignaturen von Deuterium und Sauerstoff-18 stehen im Niederschlag in einem engen linearen Verhältnis, welches über die *meteoric waterline* (MWL) ausgedrückt wird (MOSER & RAUERT 1980). Je nach Standort kann es durch die lokalen Gegebenheiten zu gewissen Abweichungen von dieser Geraden kommen, so dass im Einzelfall die sogenannte

*local meteoric waterline* (LMWL) Verwendung findet, welche über eine langfristige Niederschlagsbeprobung vor Ort bestimmt wird. Über die MWL ist es möglich, die Signatur des jeweils anderen Isotops in einer Niederschlagsprobe abzuschätzen, wenn nur ein Isotop analytisch bestimmt werden konnte. Durch Fraktionierung bei der Verdunstung weichen die Abflussproben unterschiedlich stark von der MWL ab.

### 3.1.5 Künstliche Tracer

Im Rahmen der mikroskaligen Untersuchungen im Rotherdbach-Einzugsgebiet wurden Markerversuche mit den künstlichen Tracern Natriumbromid und Eosin durchgeführt. Weiterführende Informationen zu künstlichen Tracern sind in KÄSS (1992) zu finden.

#### *Natriumbromid*

Das Bromid-Anion kommt in der Natur allgemein nur in sehr geringen Konzentrationen vor, weshalb es sich für die künstliche Markierung eignet. Zwar sind die Beschaffungskosten wesentlich höher als zum Beispiel von Natriumchlorid, doch wird dies durch das in der Regel nur spurenhafte Vorkommen in natürlichen Wässern kompensiert. Die Wasserlöslichkeit des Salzes ist mit 850 g/l bei 10°C sehr gut. Die fehlende Neigung des Bromids zur Sorption und die Stabilität gegenüber mikrobiologischer Aktivität sind weitere Vorteile. Daher ist Bromid eine gute Ergänzung zu den Fluoreszenztracern (KÄSS 1992). In bestimmten Fällen kann das Absinken der eingespeisten Salzsole auf Grund der Dichteunterschiede problematisch sein.

#### *Eosin*

Der Tracer Eosin ( $C_{20}H_6O_5Br_4Na_2$ ) gehört zur Gruppe der Xanthenfarbstoffe, welche grün bis rot fluoreszieren. Das Extinktionsmaximum liegt bei 516 nm und das Fluoreszenzmaximum bei 538 nm. Als Fluoreszenztracer zeichnet sich Eosin durch seine tiefe Nachweisgrenze aus. Außerdem ist es nur gering sorptiv und ungiftig. Oberhalb von pH 5 besitzt Eosin seine maximale Fluoreszenzintensität, so dass es in neutralen Wässern ohne vorheriges Alkalisieren analysiert werden kann. Bei Markierung von Oberflächengewässern und bei der Probenlagerung ist zu berücksichtigen, dass Eosin sehr schnell durch Lichteinwirkung zerstört wird (KÄSS 1992). Informationen zur Einspeisemengenberechnung von Fluoreszenztracern finden sich bei LEIBUNDGUT & WERNLI (1982) sowie Hinweise zum gleichzeitigen Nachweis von Uranin und Eosin bei BEHRENS (1988).

## 3.2 Grundlagen der Ganglinienseparation

Die Methode der Ganglinienseparation wird seit PINDER & JONES (1969) und SKLASH ET AL. (1976) verwendet, um den Abfluss eines Untersuchungsgebiets mit Hilfe natürlicher Tracer in zwei oder mehrere Komponenten aufzutrennen. Theoretisch lassen sich bei Erfüllung der Voraussetzungen nahezu unendlich viele Einzelkomponenten über dieses mathematisch exakte Verfahren abtrennen. Dies scheitert in der Natur allerdings daran, dass hydrochemisch oder

isotopisch eindeutig abgrenzbare Einzelkomponenten auf Grund der fließend ineinander übergehenden Prozesse und Stoffumsätze nur ansatzweise vorhanden sind. Die Anwendung der Ganglinienseparation erfordert daher zahlreiche Annahmen und Voraussetzungen. In der Literatur werden die Herleitung des mathematischen Ansatzes detailliert beschrieben und die Voraussetzungen und Randbedingungen eingehend diskutiert (BUTTLE 1994, DE WALLE ET AL. 1988, OGUNKOYA ET AL. 1993, SKLASH & FARVOLDEN 1979). Grundlage dieses Verfahrens ist die Massenerhaltung und die Kontinuität der Massenflüsse. Dadurch können über die Ganglinienseparation mit  $n$  Tracern  $n+1$  Abflusskomponenten abgetrennt werden.

Die Abtrennung der Abflusskomponenten erfolgt in der Regel verweilzeiten- oder herkunftsraumbezogen (WELS ET AL. 1991). So werden über stabile Isotope Ereigniswasser (*event water*), also Niederschlagswasser des betreffenden Ereignisses, und Vorereigniswasser (*pre-event water*), also Wasser, welches bereits zuvor im Einzugsgebiet gespeichert war, separiert. Mit Hilfe von Silikat wird hingegen zwischen Oberflächenabfluss und unterirdischem Abfluss abgetrennt.

### 3.2.1 Zwei-Komponenten-Separation

Die Auftrennung des Abflusses  $Q_{\text{ges}}$  in zwei Komponenten hat in der Forschung bereits zahlreich Anwendung gefunden (vgl. Review in BUTTLE 1994). Mit einem geeigneten Tracer können die Anteile zweier Abflusskomponenten  $Q_a$  und  $Q_b$  über ihre Tracerkonzentrationen (*end member*)  $C_a$  und  $C_b$  und den Gesamtabfluss quantifiziert werden. Auf Grund der Massenerhaltung und der Kontinuitätsgleichung lassen sich zunächst zwei Gleichungen aufstellen.

$$Q_{\text{ges}} = Q_a + Q_b \quad (3.7)$$

$$C_{\text{ges}} Q_{\text{ges}} = C_a Q_a + C_b Q_b \quad (3.8)$$

Sind alle drei Tracerkonzentrationen sowie der Gesamtabfluss bekannt, können die Abflusskomponenten über folgende Gleichungen bestimmt werden:

$$Q_a = Q_{\text{ges}}(C_{\text{ges}} - C_b / C_a - C_b) \quad (3.9)$$

bzw.

$$Q_b = Q_{\text{ges}}(C_{\text{ges}} - C_a / C_b - C_a) \quad (3.10)$$

Die Zwei-Komponenten-Separation, hier am Beispiel einer verweilzeitenbezogenen Trennung in Ereigniswasser und Vorereigniswasser, kann nur sinnvoll angewendet werden, wenn folgende Voraussetzungen erfüllt sind. (SKLASH & FARVOLDEN 1979):

- (1) Die Tracerkonzentrationen der beiden Abflusskomponenten unterscheiden sich signifikant voneinander.
- (2) Die Tracerkonzentrationen zeigen keine räumliche oder zeitliche Varianz, es sei denn, diese kann messtechnisch erfasst und damit berücksichtigt werden. Außerdem darf nur ein *konservativer* Tracer verwendet werden.
- (3) Boden- und Grundwasser als Teile der Vorereignis-Komponente sind bezüglich ihrer Tracerkonzentrationen identisch oder der Anteil des Bodenwassers ist von untergeordneter Bedeutung.
- (4) Der Beitrag des Oberflächenspeichers ist während des Hochwassers vernachlässigbar.

Bedingung (1) ist dabei direkte Voraussetzung für die Anwendung der Ganglinienseparation, während die übrigen Bedingungen die Genauigkeit der Ergebnisse entscheidend beeinflussen (HOOPER & SHOEMAKER 1986). Dabei ist zu beachten, dass die mathematische Lösung der Gleichungen bei Erfüllung von Bedingung (1) unproblematisch ist, die Ergebnisse aber u.U. nicht die natürliche Wirklichkeit wiedergeben.

### 3.2.2 Drei-Komponenten-Separation

Da häufig mehr als zwei Komponenten an der Abflussbildung im Einzugsgebiet beteiligt sind, ist die Anwendung der Drei-Komponenten-Separation notwendig. Durch die Hinzunahme eines weiteren Tracers ist eine Trennung in drei Komponenten mathematisch problemlos möglich, solange zwei zusätzliche Bedingungen erfüllt sind (HINTON ET AL. 1994).

- (1) Es dürfen nur genau drei Komponenten an der Abflussbildung beteiligt sein.
- (2) Die Konzentrationen der beiden Tracer dürfen kein kollineares Mischungsverhalten zeigen, d.h., die Mischungsdiagramme, in denen Tracer 1 gegen Tracer 2 aufgetragen wird, müssen ein Dreieck aufspannen, dessen Eckpunkte durch die Tracerkonzentrationen der drei Komponenten („end member“) festgelegt sind.

Auf die Darstellung der entsprechenden Gleichungssysteme wird an dieser Stelle verzichtet. Sie sind detailliert z.B. in HINTON ET AL. (1994) dargestellt. Grundsätzlich ist es möglich, eine noch höhere Zahl an Abflusskomponenten abzutrennen. So unterscheiden UHLENBROOK & HOEG (2003) über eine modifizierte Drei-Komponenten-Separation bis zu fünf Abflusskomponenten. Die Anwendung dieser oder ähnlicher Verfahren ist aber auch auf Grund der damit verbundenen zusätzlichen Annahmen und Voraussetzungen selten.

### 3.2.3 Unsicherheiten der Ganglinienseparation

Die zahlreichen Annahmen und Voraussetzungen sind neben dem analytischen Fehler ein Hauptgrund für die Unsicherheiten der Ganglinienseparation. In der Literatur werden die Unsicherheiten detailliert quantifiziert (z.B. GENEREUX 1998, UHLENBROOK & HOEG 2003). Während der analytische Fehler relativ problemlos zu bestimmen ist, ist die Abschätzung des durch die fehlende Gültigkeit der Annahmen induzierten Fehlers schwieriger. UHLENBROOK & HOEG (2003) resümieren, dass für mesoskalige Gebiete über die Ganglinienseparation alleine nur qualitative Aussagen in Bezug auf den Beitrag verschiedener Abflusskomponenten möglich sind.

Bei einer Ganglinienseparation mit Hilfe von Silikat und einem stabilen Isotop (Sauerstoff-18 oder Deuterium) sind allgemein folgende Fehlerquellen zu berücksichtigen (vgl. UHLENBROOK & HOEG 2003):

- (1) Der analytische Fehler bei der Bestimmung der „end member“-Konzentrationen,
- (2) der Fehler bei der Bestimmung des Abflusses,
- (3) die Variabilität der Isotopensignatur des Niederschlags (intra storm variability), welche durch die Niederschlagsbeprobung erfasst werden kann (vgl. Kap. 3.3.5),
- (4) der Höheneffekt der Isotopensignatur im Niederschlag,
- (5) die Lösungsschemie des Silikats während der Untergrundpassage und während des Oberflächenabflusses,
- (6) die räumliche Heterogenität der „end member“-Konzentrationen innerhalb der jeweiligen Komponente, u.a. durch den Höheneffekt der stabilen Isotope und den Temperatureffekt bei Silikat verursacht,
- (7) die zeitliche Heterogenität der „end member“-Konzentrationen innerhalb der jeweiligen Komponente, sofern sie nicht direkt beprobt wird.

Diese möglichen Fehlerquellen sind im Folgenden bei der Interpretation von Abfluss-Komponenten-Trennungen zu berücksichtigen.

## 3.3 Feldmethoden

Im Rahmen der durchgeführten experimentellen Geländeuntersuchungen im Dreisam-Einzugsgebiet konnten Daten des bestehenden hydrometeorologischen und hydrometrischen Messnetzes des Instituts für Hydrologie verwendet werden. Außerdem standen Abflussdaten der Gewässerdirektion südlicher Oberrhein/Hochrhein zur Verfügung. Im Folgenden wird eine nähere Übersicht über die Feldmethoden gegeben. Diese gelten auch für die Untersuchungen außerhalb des Dreisam-Einzugsgebiets, sofern dort nicht gesondert erwähnt.

### 3.3.1 Niederschlagsmessung

In das Messnetz des Instituts sind zwei Klimatürme integriert (vgl. Abb. 2.2). Dies ist zum einen der Klimaturm „Schweizerhof“ der Firma *Campbell Scientific Inc.* im Zastler-Einzugsgebiet und zum anderen der Klimaturm „Katzensteig“ der Firma *Thies Clima* im Einzugsgebiet des St. Wilhelmer Talbachs. An beiden Stationen wird Niederschlag über Niederschlagswippen mit einem Intervall von 0,1 mm (Katzensteig) und 0,2 mm (Schweizerhof) erfasst und mit einem zeitlichen Intervall von 10 min aufgezeichnet. Da in dieser Arbeit nur Einzelereignisse betrachtet werden, wird auf eine Korrektur der Niederschlagsdaten verzichtet. Die Fehleranfälligkeit der Niederschlagsmessung muss dennoch bei der Auswertung berücksichtigt werden.

Zusätzlich zu den Klimatürmen standen bei vielen Ereignissen ein bis zwei mobile Pluviographen der Firma *Ott Messtechnik GmbH & Co. KG* zur Verfügung, welche Niederschlag über ein hochauflösendes elektronisches Wägesystem in einem Intervall von 0,03 mm aufzeichnen. Das Zeitintervall lag bei den Untersuchungen zwischen einer und zehn Minuten. Beide Pluviographen wurden bei den Arbeiten im Dreisam-Einzugsgebiet und zudem ein Gerät im Brachtpe-Einzugsgebiet eingesetzt. Die Standorte sind den jeweiligen Gebietsbeschreibungen zu entnehmen.

### 3.3.2 Wasserstandsmessung

Bei den Arbeiten im Dreisam- und im Brachtpe-Einzugsgebiet waren nicht an allen untersuchten Teileinzugsgebieten Pegel vorhanden. Daher wurde dort lediglich der Wasserstand über Drucksonden aufgezeichnet. Die zur Verfügung stehenden Messstellen waren allerdings nur bedingt für eine Wasserstandsaufzeichnung geeignet, d.h., die Querschnittsfläche war zum Teil nicht ausreichend definiert. Außerdem war teilweise auch der Wasserstandsanstieg im Verhältnis zum Abflussanstieg zu niedrig, um eine ausreichende Auflösung der Messung zu erhalten. Daher wurde auf Abflussmessungen zur Ermittlung von Wasserstands/Abfluss-Beziehungen verzichtet. Die Wasserstandsdaten geben dennoch Aufschluss über die Zeit der Abflussspitze sowie über die relativen Abflussverhältnisse einer Messstelle während eines Ereignisses. Eingesetzt wurden Multisonden, welche neben dem Wasserstand (Auflösung 1 cm) auch noch die elektrische Leitfähigkeit und die Wassertemperatur aufzeichnen. Weiterhin wurde ein Messkoffer mit einer Druck- und einer Leitfähigkeit/Temperatursonde verwendet, dessen Drucksonde eine Auflösung von 0,1 cm besitzt.

Bei Messstellen, die an Pegeln eingerichtet wurden, wurde der Wasserstand entweder mit institutseigenen Sonden aufgezeichnet oder den Pegelbögen der Gewässerdirektion entnommen. Eine Umrechnung in Abfluss erfolgte über die jeweiligen Wasserstands/Abfluss-Beziehungen der Gewässerdirektion. Für die Aufzeichnung der Wasserstände wurde neben den Drucksonden ein „Radarpegel“ (Auflösung 1 cm) der Firma *Ott Messtechnik GmbH & Co. KG* am Brugga-Pegel Oberried sowie Wasserstandssonden (Auflösung 0,1 cm) der Firma *TruTrack Ltd.* eingesetzt, welche den Wasserstand über ein kapazitives Messverfahren ermitteln.

### 3.3.3 Ereignisbeprobung

Die Abflussprobennahme während der Niederschlagsereignisse erfolgte mit Hilfe von automatischen Probenentnahmegeräten (APEG) des Instituts für Hydrologie. Diese nicht im Handel erhältlichen Geräte füllen bis zu 42 Proben mit einem Volumen von 100 ml zeitgesteuert ab. Auf Grund der Ganggenauigkeit der mechanischen Zeitschaltuhren erfolgt die Abfüllung mit einer Genauigkeit von ca.  $\pm 5$  Minuten. Dies ist bei einem Intervall von einer Stunde als akzeptabel zu betrachten. Die Probenflaschen bestehen aus Polyethylen und wurden nach der Entnahme aus dem Gerät ungefiltert im Kühlschrank aufbewahrt und je nach Probenanzahl innerhalb weniger Tage bzw. Wochen analysiert. Da Niederschlagsereignisse beprobt wurden, ist die Probenalterung bis zum Flaschenwechsel auf Grund von strahlungsbedingtem Temperatureinfluss als gering zu betrachten. Bei den Markierversuchen mit künstlichen Tracern wurden 100 ml Braunglasflaschen verwendet. Auf Grund mechanischer Anfälligkeit der Geräte kam es an einigen Messstellen zu Ausfällen in der Probennahme. Die Aufstellung der Geräte erfolgte soweit möglich direkt am Pegel oder nahe der Wasserstandssonden.

### 3.3.4 Stichtagsbeprobung

Die Erfassung der Gebietsheterogenität des Basisabflusses erfolgte über eine sogenannte Stichtagsbeprobung. Dazu werden an einzelnen Stichtagen an zuvor ausgewählten Punkten des Gerinnenetzes Wasserproben entnommen. Außerdem werden in situ die Parameter elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert und Wassertemperatur bestimmt. Um die Vergleichbarkeit der Proben zu gewährleisten, werden die Proben bei möglichst niedrigem Abfluss und innerhalb eines Tages entnommen. In Ausnahmefällen wurden einzelne Proben auch noch am Folgetag abgefüllt. Auf Grund des engen zeitlichen Rahmens ist die Probenanzahl pro Person bzw. Team auf rund 60 Stück begrenzt. Bei wiederholten Stichtagsbeprobungen wurden jeweils die gleichen Messpunkte angefahren.

### 3.3.5 Niederschlagsbeprobung

Um den Niederschlag für die Ganglinienseparation hochaufgelöst zu beproben, wurden am Institut für Hydrologie die Probenentnahmegeräte zur Abflussbeprobung (vgl. Kap. 3.3.3) umkonstruiert. Ein waagrecht ausgerichteter Trichter auf der Geräteoberseite fängt Niederschlag auf und sammelt ihn in einem Standrohr. Die Füllhöhe dieses Standrohrs wird über einen Drucksensor ermittelt und mit Hilfe eines Dataloggers aufgezeichnet. Bei Erreichen eines Grenzwerts (i.d.R. 2 mm Niederschlag) wird die Niederschlagsprobe abgefüllt. Über die aufgezeichneten Wasserstände lassen sich die Abfüllzeiten ermitteln. In Abhängigkeit der Messgenauigkeit des Drucksensors sowie Temperatureffekten kann die abgefüllte Niederschlagsmenge schwanken und ist daher im Labor für jede Probe zu bestimmen. Um für die Ganglinienseparation genauere Daten über Menge und zeitlichen Verlauf des Niederschlags zur Verfügung zu haben, werden die Niederschlagsprobennehmer immer neben einem Klimaturm oder einem mobilen Pluviographen eingesetzt. Um eine Verdunstung aus den Probenflaschen zu reduzieren, werden die Flaschen bei Niederschlag täglich gewechselt und bis zur Analyse fest verschlossen.

Zusätzlich wird der Niederschlag an den Klimatürmen *Schweizerhof* und *Katzensteig* routinemäßig über zwei Totalisatoren aufgefangen und als Wochensammelprobe analysiert. Diese

Zeitreihen des Isotopengehalts des Niederschlags dienen zum Beispiel zur Verweilzeitenbestimmung von Abflusskomponenten (UHLENBROOK ET AL. 2002).

## **3.4 Laboranalysen**

Alle Wasseranalysen wurden im Labor des Instituts für Hydrologie, Freiburg durchgeführt. Bis zur Analyse wurden die Proben bei 4°C und Lichtabschluss gelagert.

### **3.4.1 Hauptionen**

Alle Hauptionen (Natrium, Kalium, Magnesium, Calcium, Chlorid, Nitrat, Sulfat) sowie der künstliche Tracer Bromid wurden mit Hilfe der Ionenchromatographie bestimmt. Verwendet wurde der Ionenchromatograph *DX500* der Firma *Dionex* mit den Säulen *AS4A SC 4 mm* (Anionen) und *CS12A 4 mm* (Kationen) und den entsprechenden Vorsäulen. Bei der Anionenanalyse kam ein  $\text{Na}_2\text{CO}_3/\text{NaHCO}_3$ -Eluent, bei der Kationenanalyse der Eluent Methansulfonsäure zum Einsatz. Die Wasserproben wurden vor der Analyse mit einem 40 µm-Filter gefiltert. Bei Dauerbetrieb wurde das Gerät alle 24 h, ansonsten einmal je Probencharge mit Hilfe von 12 Standards kalibriert. Die Standardabweichung der Messungen liegt sowohl bei Kationen als auch bei Anionen bei rund 3 %. Sie wurde über zur Kontrolle zwischen den Proben verteilt mitgemessene Kalibrierlösungen (202 Stck.) bestimmt, wobei aus den zwölf Standards zufällig ausgewählt wurde. Unterhalb von rund 2 mg/l ist der Messfehler allerdings etwas größer. Hier liegt die Standardabweichung bei rund 5 %.

### **3.4.2 Gelöste Kieselsäure (Silikat)**

Die Analyse des gelösten Silikats erfolgte mit dem Photometer *Aqua Mate* der Firma *Spectronic/Unicam* in Anlehnung an DIN 38405/21. Gemessen wird die Extinktion des blauen Molybdato-Kieselsäure-Komplexes bei 820 nm, welche proportional zur Silikatkonzentration ist. Da genaue Zeitvorschriften zur Eingabe der Reagenzien existieren und die Reaktion nicht komplett zum Stillstand kommt, lassen sich innerhalb eines Messdurchgangs nur acht Proben analysieren. Vor den Messungen wurde das Gerät mit Hilfe von sechs Standards geeicht. Zusätzlich wurden bei jedem Messdurchgang neben den acht Proben zwei Standards zur Kontrolle mitgemessen. Auf Grund der sehr geringen Trübung wurden die Proben ungefiltert analysiert. Die Standardabweichung der Silikatbestimmung liegt bei rund 0,05 mg/l, wobei sie bei höheren Werten (>5 mg/l) etwas zunimmt. Der Prozentuale Fehler ist daher um 4 mg/l am geringsten und nimmt nach oben und unten etwas zu.



### 3.4.3 Stabile Isotope

Im Rahmen dieser Arbeit wurden sowohl Sauerstoff-18 als auch Deuterium bestimmt. Die Analyse erfolgte in einem „Isotope Ratio Mass Spectrometer“ (IRMS) Typ *Delta S* der Firma *Finnigan/Mat*. Da die Messung nur an Gasen durchgeführt werden kann, ist für die Messung von Sauerstoff-18 eine CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O Equilibriereinheit und für die Deuterium-Messung ein *H/Device* mit Chrom Reduktionsmethode notwendig. Während eines Messdurchgangs wird neben den Standards die Isotopensignatur von 16 (Sauerstoff-18) bzw. 24 (Deuterium) Proben bestimmt. Der Isotopengehalt wird als  $\delta$ -Notation, einem Maß der Abweichung des Isotopenverhältnisses D/H bzw. <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O in Promille relativ vom Bezugsstandard V-SMOW (Vienna standard mean ocean water) angegeben.

$$\delta_{\text{Probe}} [\text{‰}] = [(R/R^*) - 1] \cdot 1000 \quad (3.11)$$

R: Isotopenverhältnis der Probe

R\*: Isotopenverhältnis des V-SMOW

Allgemein nimmt der Fehler bei der Isotopenanalytik, ausgehend von einer Messserie, über Messungen innerhalb weniger Tage bis hin zu Messreihen von mehreren Jahren zu und ist neben den Geräteeigenschaften und der Gerätekontrolle auch von der Probenvorbereitung abhängig (KÖNIGER 2003). Allgemein ist bei Sauerstoff-18 von einer Standardabweichung von 0,2 ‰-Punkten und bei Deuterium von 1 ‰-Punkt auszugehen. Aus eigener Erfahrung ist jedoch auch die Möglichkeit von „Ausreißern“ zu beachten, welche den Wert der Standardabweichung deutlich überschreiten, aber dennoch nicht immer als solche eindeutig zu erkennen sind. Daher darf die Interpretation einzelner, vom Rest abweichender Messwerte bei einmaliger Messung nur mit Vorsicht erfolgen.

### 3.4.4 Fluoreszenztracer

Die Analyse der Fluoreszenztracer wurde mit dem Spektralfluorometer *LS 50 B* der Firma *Perkin Elmer* durchgeführt. Bis zur Messung wurden alle in Braunglasflaschen abgefüllten Proben unter Lichtabschluss gehalten. Die Analysen wurden mit dem Synchronscan-Verfahren vorgenommen, bei dem Excitations- und Emissionswellenlänge mit konstantem Abstand (Eosin: 22 nm) über einen bestimmten Wellenlängenbereich verändert werden (KÄSS 1992). Vor der Messung wurde das Gerät mit sieben Standards geeicht. Die Wasserproben wurden bei niedrigen pH-Werten mit einem NaEDTA-Puffer zur Erhöhung des pH-Werts versetzt und anschließend ungefiltert analysiert. Proben mit Konzentrationen oberhalb des Messbereichs wurden entsprechend mit destilliertem Wasser verdünnt. Die Messung der Fluoreszenzintensität ist mit einer Standardabweichung von rund 1-2 % allgemein sehr genau.

## 3.5 Statistische Verfahren

Im Rahmen dieser Arbeit wurde neben der Korrelationsanalyse auch die Faktorenanalyse als multivariates statistisches Verfahren eingesetzt. Beide Verfahren werden im Folgenden kurz dargestellt. Detaillierte Informationen sind der Statistikliteratur z.B. SCHÖNWIESE (2000) zu entnehmen

### 3.5.1 Korrelationsanalyse

Eine häufige Anwendung statistischer Verfahren ist die Prüfung von Zusammenhängen zwischen Variablen. Diese erfolgt über die Korrelationsanalyse, bei der die Güte des Zusammenhangs zweier Stichproben über den Korrelationskoeffizienten  $r$  beschrieben wird. Da der *Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient* nach PEARSON normalverteilte Stichproben voraussetzt, welches aber z.B. bei den Stichtagsproben nicht der Fall war, wird hier der Rangkorrelationskoeffizient nach SPEARMAN verwendet.

$$r_R = 1 - \frac{6 \sum D_i^2}{n^3 - n}, \quad i = 1, \dots, n; \quad 0 \leq |r| \leq +1 \quad (3.12)$$

Bei diesem Verfahren werden die Stichproben in eine aufsteigende Rangfolge gebracht, wobei über  $D_i$  die quadratischen Rangplatzdifferenzen in die Berechnung eingehen. Ein weiterer Vorteil des Rangkorrelationskoeffizienten ist, dass selbst bei einem nichtlinearen Zusammenhang zwischen den Stichproben, einen monotonen Verlauf der Regressionskurve vorausgesetzt, die Korrelation brauchbar abgeschätzt wird (SCHÖNWIESE 2000). Es sei an dieser Stelle betont, dass der Rangkorrelationskoeffizient zunächst keinen kausalen Zusammenhang der Stichproben impliziert. Daher sind die Ergebnisse auf mögliche Scheinkorrelationen zu prüfen.

### 3.5.2 Hauptkomponentenanalyse

Der folgenden Kurzdarstellung Hauptkomponentenanalyse liegt inhaltlich BAHRENBURG ET AL. (2003) zu Grunde. Dort finden sich neben detaillierten Ausführungen auch Hinweise auf weiterführende Literatur. Mit dem multivariaten Verfahren der *Hauptkomponentenanalyse* lässt sich die Varianz aller untersuchten Variablen eines Datensatzes durch neue, gemeinsame Variablen, die Hauptkomponenten, ausdrücken und damit die Komplexität der Datenstruktur reduzieren. Dabei wird vereinfachend davon ausgegangen, dass die gesamte Varianz eines Datensatzes auf gemeinsamen Ursachen beruht und daher durch die extrahierten Hauptkomponenten erklärt werden kann. Der Anteil der Varianz, der durch die jeweilige Hauptkomponente (kurz: Komponente) erklärt wird, ergibt sich aus dessen Eigenwert, der Summe der quadrierten Komponentenladungen. Eigenwerte  $>1$  bedeuten, dass über diese Komponente mehr Varianz erklärt wird, als auf eine einzelne Variable entfällt. Da die Reduktion der Variablen das Ziel der Hauptkomponentenanalyse ist, werden in der Regel nur Komponenten mit Eigenwerten  $>1$  extrahiert. Üblicherweise enthalten die zu untersuchenden Datensätze Variab-

len mit sehr unterschiedlichen Varianzen und Mittelwerten. Um bei der Hauptkomponentenanalyse dennoch alle Variablen gleich zu gewichten, werden die Variablen meist auf die Varianz eins und den Mittelwert null standardisiert. Für die Interpretation der Hauptkomponenten sind die Komponentenladungen (Wertebereich -1 bis 1) eine wichtige Größe. Dies sind die Korrelationen der Variablen mit den jeweiligen Hauptkomponenten. Hohe positive Korrelationen mehrerer Variablen auf einem Faktor zeigen ein ähnliches „Verhalten“ dieser Variablen an und geben daher Hinweise auf kausale Zusammenhänge. Die Hauptkomponentenanalyse selbst weist allerdings nur statistische Zusammenhänge aus. Hohe negative Ladungen einer Variablen zeigen entsprechend ein zu den übrigen Variablen mit hohen positiven Ladungen entgegengesetztes „Verhalten“ an. Um die extrahierten Hauptkomponenten inhaltlich leichter interpretieren zu können, erfolgt nach der Extraktion eine Rotation der Komponenten nach dem VARIMAX-Kriterium. Dies bedeutet, dass die Komponenten iterativ orthogonal rotiert werden, bis die Varianz der Komponentenladungen aller Komponenten maximal ist. Dadurch „verteilen“ sich die Variablen optimal auf die Komponenten. Bei der Interpretation der Ergebnisse ist die Höhe der quadrierten Komponentenladungen (kurz: Ladungen) und der Kommunalitäten zu berücksichtigen. Die quadrierten Ladungen geben den Varianzanteil des Datensatzes an, der durch die jeweilige Komponente erklärt wird, während die Kommunalitäten den Varianzanteil einer Variablen angeben, welcher durch alle extrahierten Komponenten erfasst wird. Bei niedrigen Kommunalitäten z.B. wird die Varianz der Variablen nur unzureichend durch die Komponenten erfasst, so dass die Interpretation der Komponentenladungen mit Vorsicht erfolgen muss. Der Wert einer Komponente für eine einzelne Probe wird als Komponentenwert bezeichnet und gibt an, um wie viele Standardabweichungen die Probe in Bezug auf die Komponente unter oder über dem Mittelwert liegt. Über die Darstellung der Komponentenwerte in Abhängigkeit von z.B. dem Zeitpunkt der Probennahme oder dem Abfluss zur Zeit der Probennahme lassen sich die Einflüsse dieser Größen auf die Hydrochemie näher untersuchen.

Die Hauptkomponentenanalyse wurde mit der Statistiksoftware *SPSS* durchgeführt. Die Kriterien der Komponentenextraktion sind den jeweiligen Kapiteln zu entnehmen.

## 4 Ergebnisse mikroskaliger Prozessforschung

Die mikroskaligen Arbeiten fanden einerseits im Rotherdbach-Einzugsgebiet in Form einer siebenwöchigen Messkampagne statt. Unterstützt wurden diese Arbeiten von Mitarbeitern des Internationalen Hochschulinstituts Zittau (IHI). Andererseits wurden im Brugga-Einzugsgebiet mehrere Arbeiten durchgeführt. Diese bestanden zum einen aus der Beprobung von oberflächennahen aber unterirdischen Hangwässern im Teileinzugsgebiet St. Wilhelmer Talbach und zum anderen aus der Ereignisbeprobung „Hanggerinne“, bei der sowohl zwei mikroskalige Teilgebiete als auch der Gebietsauslass des Brugga-Einzugsgebiets beprobt wurden.

### 4.1 Ergebnisse der Arbeiten im Rotherdbach-Einzugsgebiet

Bisherige Untersuchungen im Rotherdbach-Einzugsgebiet (PESCHKE & SAMBALE 1998; SAMBALE & PESCHKE 2001) haben deutliche Unterschiede in der hydrologischen Reaktion der beiden Teilgebiete (vgl. Abb. 2.6) festgestellt und dazu folgende Hypothese aufgestellt: die Reaktion des TEG 1 wird durch Sättigungsflächenabfluss und schnellen Zwischenabfluss bestimmt. Dadurch erfolgt ein rascher Abflussanstieg selbst bei kleinen Ereignissen. Allerdings ist die Rezession ebenso rasch. Im Gegensatz dazu gelangt der Zwischenabfluss des TEG 2 deutlich verzögert ins Gerinne. Dies führt dazu, dass bei größeren Niederschlägen das Abflussmaximum oft erst zwei Tage nach dem Niederschlagsmaximum erreicht wird, aber dann das des TEG 1 deutlich übersteigt. Bei sehr geringen Niederschlägen und geringer Vorfeuchte ist das Abflussmaximum des TEG 2 dagegen niedriger als das des TEG 1, da zum einen die Feuchtfächen weniger Abfluss liefern als im TEG 1, zum anderen der Zwischenabfluss durch die starke Verzögerung kaum abflusswirksam ist, d.h. nur zu einem geringen Anstieg des Pegels führt. Erst bei Extremereignissen treten die Gebietseigenschaften durch Auffüllung aller vorhandenen Speicher in den Hintergrund, so dass sich das Abflussverhalten der Teilgebiete ähnelt (SAMBALE & PESCHKE 2001).

Das Ziel dieser Arbeit ist, diese Hypothesen mit Hilfe von Traceruntersuchungen zu überprüfen. Das Rotherdbachgebiet eignet sich als mikroskaliges Einzugsgebiet für die Prozessforschung zum einen durch die gute Messausstattung zum anderen durch die deutlichen Unterschiede in der hydrologischen Reaktion der beiden Teileinzugsgebiete (SAMBALE & PESCHKE 2001). Auf Grund der geringen Gebietsgröße und den dadurch noch überschaubaren Umfang an Einflussgrößen (z.B. Geologie, Vegetation, Topographie) wird die Prozessforschung sehr erleichtert.

Der Schwerpunkt der Geländearbeiten lag dabei auf der weiteren Entschlüsselung des Zwischenabflusses und des Sättigungsflächenabflusses. Wichtige Fragen sind in diesem Zusammenhang:

- Welches sind die Gründe für die langsamere Reaktion des TEG 2?
- Gibt es Unterschiede in der Tiefe der Fließbewegungen der beiden Teilgebiete?
- Aus welcher Entfernung kann Niederschlagswasser während eines Ereignisses ins Gerinne gelangen?

- Sind Grenzflächen (Auflagehumus/Mineralboden; Deckfolge/Hauptfolge/Basisfolge/Rhyolithsohle) bevorzugte Fließwege des schnellen Zwischenabflusses?
- Sind die Sättigungsflächen der beiden Teilgebiete unterschiedlich abflusswirksam?

Die experimentellen Arbeiten im Rotherdbach-Einzugsgebiet fanden im Rahmen der Diplomarbeit von Inke Meyer statt (MEYER 2001). Das methodische Vorgehen bestand dabei in einer Ereignisbeprobung, sowohl am Gebietsauslass als auch an den Pegeln der Teileinzugsgebiete, verbunden mit einer intensiven Geländeerkundung (z.B. Kartierung der aktuellen Feuchtflächenausdehnung). Die Analyse der geogenen Tracer gelöste Kieselsäure (Silikat) und Hauptionen soll dabei Aufschluss über Fließwege und Abflusskomponenten geben. In Ergänzung zur Ereignisbeprobung wurden zwei Markierversuche durchgeführt, durch die insbesondere die Fließprozesse an den unterirdischen Grenzflächen näher entschlüsselt werden sollten.

Die gewässernahen Feuchtflächen sind gerade im Rotherdbachgebiet, wo versiegelte Flächen (Siedlungen, Felsen) fehlen, die Hauptliefergebiete für Ereigniswasser. Daher sollten die Untersuchung und der Vergleich der Ereigniswasseranteile, bestimmt über eine Isotopenanalyse, auf der Basis von Einzelereignissen Aufschluss darüber geben, wie abflusswirksam die Feuchtflächen im jeweiligen Teilgebiet sind. Unterschiede sind zum einen dadurch zu erwarten, dass die Ausdehnung dieser Flächen im TEG 1 durch die Topographie sehr begrenzt ist, während das flache Relief im TEG 2 eine Expansion begünstigt. Zum anderen ist das Vegetationspolster der Feuchtflächen im TEG 2 deutlich stärker ausgeprägt, so dass hier vor allem bei niedriger Vorfeuchte geringere Abflussbeiwerte als im TEG 1 zu erwarten sind.

#### **4.1.1 Schnelle laterale Fließprozesse**

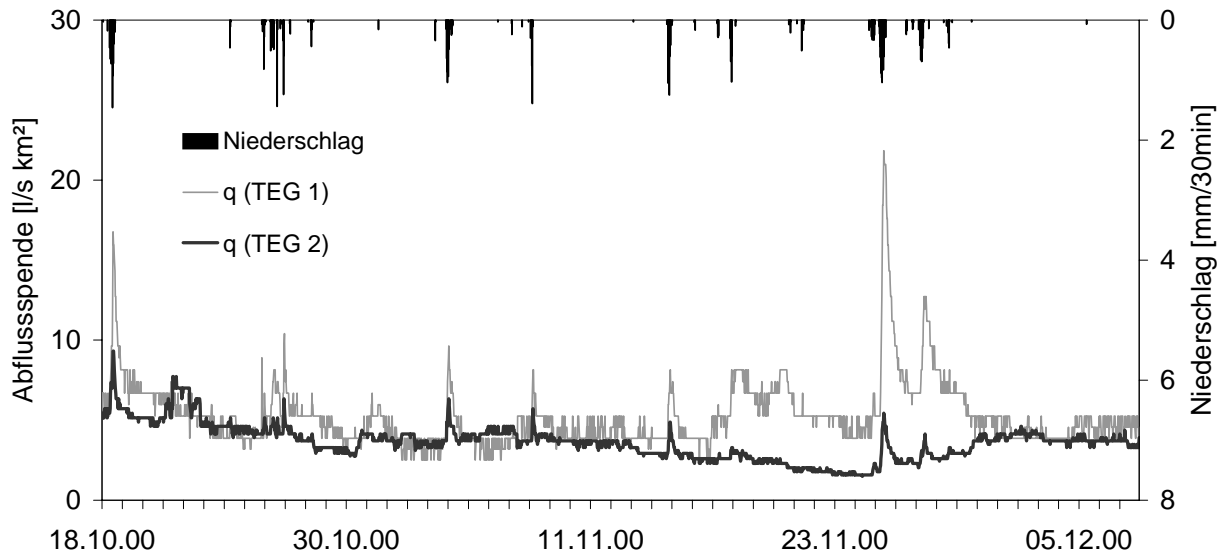
Im Folgenden werden die Ergebnisse der verschiedenen Methoden und Parameter im Hinblick auf die Charakterisierung der schnellen lateralen Fließprozesse gemeinsam dargestellt und ausgewertet. Der Schwerpunkt liegt dabei auf den Ergebnissen aus den beiden Teileinzugsgebieten, da die Reaktion am Gebietsauslass meist nur eine Addition der Teilgebiete ist.

##### *Hauptionen*

Die Untersuchungsperiode im Herbst 2000 (18.10.00 bis 06.12.00) war geprägt von sehr geringen Niederschlägen. Insgesamt wurden in dieser Zeit nur 57 mm Niederschlag gemessen, wovon ca. 8 mm bzw. 18,5 mm auf zwei größere Ereignisse zu Beginn und gegen Ende der Messperiode entfielen (vgl. Abb. 4.1). Dadurch können die Ergebnisse nur sehr eingeschränkt auf größere Niederschlagsereignisse bzw. feuchtere Gebietszustände übertragen werden, die von SAMBALE & PESCHKE (2001) untersucht wurden. Dennoch lassen sich auch allgemeine Aussagen zur Abflussbildung und insbesondere Aussagen über die Vorgänge bei geringer Vorfeuchte und kleineren Niederschlagsereignissen machen.

Für die Auswertung der hochaufgelösten hydrochemischen Daten ist die Kenntnis der „end member“ (vgl. Kap 3.2) von entscheidender Bedeutung. Leider liegen Messdaten z.B. des Bodenwassers dazu nicht immer vor. In diesem Fall stehen die Analysedaten des Instituts für Bodenkunde und Standortlehre der TU Dresden (ARMBRUSTER 2003, pers. Mitt.) zur Verfügung, die die mittleren Ionengehalte von Niederschlags-, Boden- und Gerinnewasser enthalten (vgl. Tab. 4.1). In der Tabelle sind nur die Ionen aufgeführt, die sich für die Identifizierung von Fließwegen als geeignet erwiesen. Allgemein ist dabei festzuhalten, dass die Unterschie-

de zwischen TEG 1 und TEG 2 bei Sulfat eher gering sind. Es gibt allerdings große Unterschiede innerhalb der verschiedenen Sickerwassertiefen. Die höchsten Konzentrationen werden in der tiefsten Messstelle (80 cm) erreicht. Bei Chlorid sind die Konzentrationen in den verschiedenen Tiefen dagegen sehr ähnlich. Allerdings sind die Konzentrationen dieses Ions im Bachwasser wesentlich höher als die im Sickerwasser.



**Abb. 4.1** Abflusspende der beiden Teileinzugsgebiete und Niederschlag innerhalb des Untersuchungszeitraums

Daher ist anzunehmen, dass die Hauptquellen im Fall von Chlorid deutlich tiefer als die 80 cm-Messstelle liegen oder räumlich sehr heterogen verteilt sind, da sie u.U. nicht flächendeckend eingetragen werden (Streusalz, Erzgänge). Diese Zusammenhänge geben wichtige Hinweise in Bezug auf die Interpretation der Ereignisbeobachtung.

Neben der Analyse der nur Stunden bis wenige Tage dauernden Niederschlagsereignisse gibt auch der Überblick über die gesamte Untersuchungsperiode wichtige Aufschlüsse über die unterschiedliche hydrologische Reaktion der Gebiete (Abb. 4.1). Der Messzeitraum lässt sich dabei grob in zwei Phasen gliedern: a) eine Austrocknungsphase, die nach dem Niederschlagsereignis vom 18.10.00 beginnt und nur durch sehr kleine Ereignisse beeinflusst wird, und b) eine Auffeuchtungsphase, die durch das Doppelereignis um den 25.11.00 verursacht wird. Dabei ist festzustellen, dass das TEG 1 nur zu Beginn der Untersuchungsperiode einen Rückgang des Basisabflusses zeigt, dieser aber in der übrigen Zeit relativ konstant bleibt und auch durch das zweite Hauptereignis praktisch nicht erhöht wird. Neben der schnellen Reaktion auf die Niederschlagsereignisse ist daher ein konstant schüttender Speicher für die hydrologische Reaktion des TEG 1 typisch. Im Gegensatz dazu ist im TEG 2 während der Austrocknungsphase zunächst ein kontinuierlicher Durchflussrückgang festzustellen, welcher dann von einem deutlichen Abflussanstieg abgelöst wird. Während auch hier schnelle, aber sichtbar geringere Reaktionen auf die Niederschlagsereignisse auftreten, sind im Vergleich zum TEG 1 deutliche Unterschiede im Leerlaufverhalten des Basisabflussspeichers vorhanden, was an der größeren Retention zu erkennen ist. Da sich aber die Abflusspenden zu Trockenwetterzeiten nicht allzu stark voneinander unterscheiden und Hinweise auf größere geologische Unterschiede fehlen, sind die Ursachen in unterschiedlichen Fließwegen bzw. in

Unterschieden im Aufbau und in den Durchlässigkeiten der Hangsedimente sowie im schlechten Anschluss der nördlichen Bereiche des TEG 2 zu suchen.

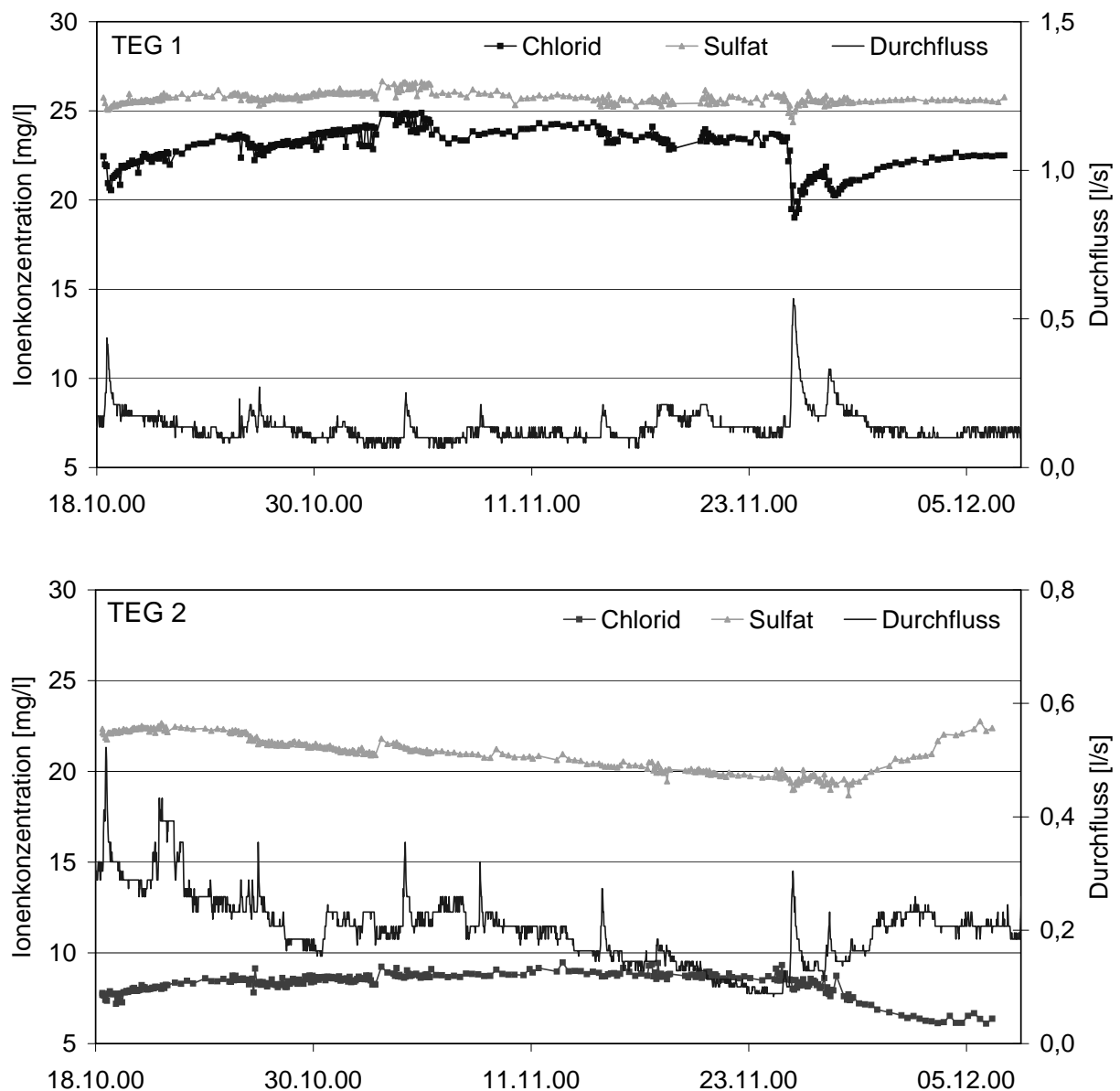
**Tab. 4.1 Mittlere Ionengehalte von Boden-, Gerinne- und Niederschlagswasser (hydrologische Jahre 1995-1999) des Rotherdbach-Einzugsgebiets (ARMBRUSTER 2003, pers. Mitteilung)**

	pH **	Cl <sup>-</sup> [mg/l]	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> [mg/l]
Bachwasser TEG 1	4,23	12,04	36,65
Bachwasser TEG 2	4,34	8,20	33,71
Bachwasser Gebietsauslass	4,33	9,28	34,25
Sickerwasser 80 cm	4,33	2,64	48,11
Sickerwasser 60 cm	4,21	1,67	26,64
Sickerwasser 40 cm	3,95	1,84	24,02
Sickerwasser 20 cm	3,65	2,31	22,88
Sickerwasser 10 cm	3,91	2,14	19,53
Sickerwasser Auflagehumus	3,71	1,74	19,11
Bestandesniederschlag *	3,95	1,44	12,69
Freilandniederschlag *	4,48	0,60	3,23

\* volumengewichtete Mittelwerte

\*\* aus mittlerer Protonenkonzentration berechnet

Nach Auswertung der Sulfat- und Chlorid-Ganglinien (Abb. 4.2) ergibt sich folgende Hypothese. Im TEG 1 liegt die Zone der höchsten Sulfatkonzentration sehr nahe der Grenzfläche Basisfolge – Festgestein. Dieser Bereich ist zu Trockenwetterzeiten der Hauptfließweg, wobei die hohen Chloridkonzentrationen vermutlich aus dem geklüfteten Festgestein stammen, da sie im untersuchten Sickerwasser nicht festgestellt werden konnten, während die Sulfatkonzentrationen aus den Hangsedimenten stammen (vgl. Tab. 4.1). Da bei Niederschlagsereignissen die Sulfatkonzentration nur sehr gering, die Chloridkonzentration dagegen sehr stark sinkt, ist anzunehmen, dass das Sulfat relativ gleichmäßig über den Fließweg verteilt ist, während Chlorid nur in den tieferen Bereichen oder nur lokal vorkommt. Nimmt nun in der Austrocknungsphase die Mächtigkeit der durchflossenen Zone ab, erhöht sich der relative Anteil der „Chloridzone“, was den Anstieg der Chloridkonzentrationen zur Folge hat. Im Niederschlagsfall dagegen dehnt sich der durchflossene Bereich nach oben aus, so dass der Anteil mit geringer Chloridfracht stark ansteigt, also die Chloridkonzentration im Abfluss sinkt. Die Konzentrationsabnahme von Sulfat während der Ereignisse ist mit dem Abfluss aus Sättigungsflächen bzw. sehr oberflächennahen Fließwegen (vgl. Tab. 4.1) zu erklären.



**Abb. 4.2 Übersicht über die Durchflüsse sowie über den Verlauf der Chlorid- und Sulfatkonzentrationen an den Pegeln der beiden Teileinzugsgebiete innerhalb der Messperiode**

Im TEG 2 liegt der Hypothese nach die Zone der höchsten Sulfatkonzentration auf Grund einer größeren Mächtigkeit der Hangsedimente dagegen noch deutlich über der Grenzfläche Basisfolge – Festgestein. Eine größere Mächtigkeit erscheint durchaus plausibel, da das TEG 2 eine insgesamt geringere Hangneigung aufweist. Auch hier verringert sich in der Austrocknungsphase die Mächtigkeit der durchflossenen Zone. Allerdings nimmt dabei der Anteil der Zone mit hohen Sulfatkonzentrationen ebenfalls ab, so dass es im Verlauf der Austrocknung neben einem Anstieg der Chloridkonzentration zu einer Verringerung der Sulfatkonzentration kommt. Durch die Niederschläge gegen Ende des Untersuchungszeitraums dehnt sich der Zwischenabfluss wieder in oberflächennähere und damit sulfatreichere, aber chloridärmere Bereiche aus, was zu einer Zunahme der Sulfat- und Abnahme der Chlo-



ridkonzentration führt. Die im Vergleich zum TEG 1 sehr geringen direkten Konzentrationsänderungen während der Ereignisse lassen sich damit erklären, dass zum einen der Zwischenabfluss durch die größere Mächtigkeit der Hangsedimente und das insgesamt schlechter drainierte Gebiet deutlich langsamer ins Gerinne gelangt und damit mehr Zeit und ein größeres Volumen an Vorereigniswasser zur Vermischung und Ionenaufnahme zur Verfügung steht. Zum anderen ist unter diesen Vorfeuchtebedingungen und Niederschlagsmengen der Einfluss der Sättigungsflächen ebenfalls sehr gering, da diese zu Trockenwetterzeiten vor allem von Hangwasser gespeist werden, welches sich durch die dichte Vegetationsschicht gut mit dem Niederschlagswasser mischt und nur eine geringe Konzentrationsabnahme während der Ereignisse bewirkt.

Voraussetzung für diese Theorie ist eine ausreichende Nachlieferung von Sulfat bzw. Chlorid in der jeweiligen Zone. Bei Sulfat ist davon auszugehen, dass die hohen Depositionen der letzten Jahrzehnte ein hauptsächlich anorganisch sorbiertes Reservoir an Sulfat geschaffen haben. Aus diesem findet nun in Zeiten deutlich geringerer Deposition eine kontinuierliche Desorption statt (EINSELE & HINDERER 1995). Da die Chloridkonzentrationen im Abfluss die Konzentrationen im Freilandniederschlag von ca. 1,5 mg/l (vgl. Tab. 4.1) übersteigen, muss neben der natürlichen Aufkonzentrierung durch Verdunstung eine weitere Chloridquelle im Einzugsgebiet existieren. Neben dem geringen Beitrag durch Verwitterung vermutet ABIY (1998) Streusalzeinfluss (Hypothese 1) von der im Nordwesten das Untersuchungsgebiet schneidenden Teerstraße (vgl. Abb. 2.6). Die Quelle außerhalb des Rotherdbachgebiets gilt als nicht von Streusalz beeinflusst und weist mit einer mittleren Chloridkonzentration von 3,9 mg/l (ABIY 1998) auch deutlich niedrigere Werte auf. Zieht man diesen potentiell unbeflussten Wert von der mittleren Chloridkonzentration im Abfluss des TEG 1 (12,0 mg/l) ab und legt die 2,4 ha Gebietsfläche sowie ca. 500 mm Abfluss zu Grunde, entspricht der zusätzliche jährliche Austrag rund 98 kg Chlorid. Diese Menge kann durchaus als Streusalz in der Wintersaison aufgebracht werden. Bei Untersuchungen im Fichtelgebirge wurde eine durchschnittlich ausgebrachte Salzmenge von 15 g<sub>TG</sub>/m<sup>2</sup> bei ca. 50 Streueinsätzen pro Winter zur Abschätzung des anthropogenen Chlorid-Inputs in ein Einzugsgebiet angenommen (LEHMANN 2000). Eine Einzelprobe aus einem Streufahrzeug enthielt rund 60 % Chlorid. Unter Verwendung dieser Werte und einer potentiell drainierten Straßenfläche von 200 m<sup>2</sup> ergibt sich ein theoretischer Chlorideintrag von 90 kg/a. Allerdings ist die Straßenfläche von 50 x 4 m<sup>2</sup> nur abgeschätzt, da nicht abgegrenzt werden kann, welche Fläche genau unterirdisch in das TEG 1 entwässert.

Durch Verunreinigungen und Zugabe einer Calciumchloridlösung zur Befeuchtung werden über das Streusalz neben Natriumchlorid zusätzlich insbesondere Calcium, aber auch Magnesium und Kalium verstärkt eingetragen (LEHMANN 2000). Neben der Chloridkonzentration sind auch die Calcium- und Magnesiumkonzentrationen im TEG 1 höher als im TEG 2, was ein weiteres Indiz für den Streusalzeinfluss ist. Eine über das ganze Jahr spürbare Auswirkung des Streusalzes ist auf Grund der geringen Entfernung der Straße realistisch. LEHMANN (2000) konnte den Einfluss des Streusalzes ganzjährig in Quelfassungen bis zu 400 m unterhalb einer Straße nachweisen. Durch die Salzstreuung können dabei Chloridmengen in das Einzugsgebiet eingetragen werden, die dem natürlichen Eintrag ebenbürtig sind. So wurde im Lehstenbach-Einzugsgebiet (Fichtelgebirge) durch die Ausbringung von Streusalz der jährliche Chlorideintrag verdoppelt (LISCHEID ET AL. 2004). Unerklärt bleibt bei der Annahme von Streusalzeinfluss allerdings die Tatsache, dass die Konzentrationen im TEG 2 insbesondere während dieser Messkampagne deutlich geringer sind, obwohl die Fläche der angesprochenen Straße im TEG 2 deutlich größer ist und daher eigentlich im TEG 2 ein stärkerer Chloridein-

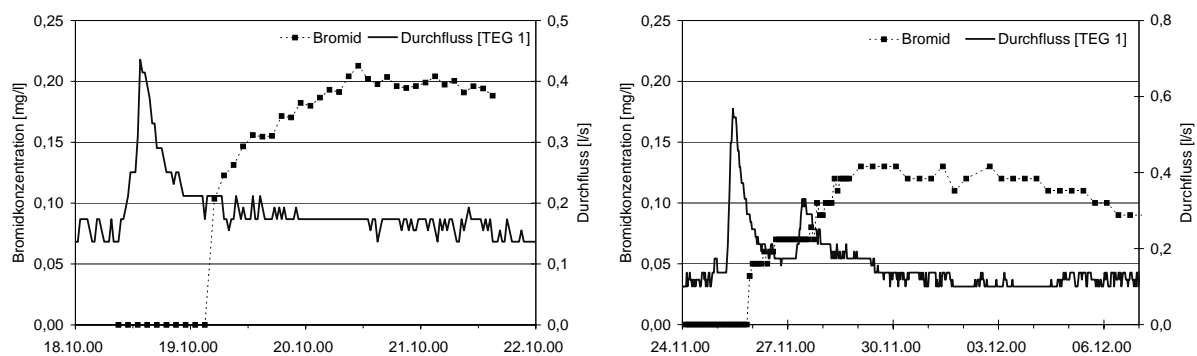
trag zu finden sein müsste. Eine zweite Hypothese ist die der im Quarzporphyr partiell enthaltenen Vererzungen. Durch Verwitterung kann daraus z.B. Chlorid freigesetzt werden (TILCH 2003, pers. Mitt.). Die Unterschiede zwischen den Teileinzugsgebieten können durch die Heterogenität dieser Vorkommen verursacht sein. Diese Hypothese würde auch erklären, warum die Herkunftsräume des Chlorids, wie vermutet, sehr tief liegen. Auf Grund des sehr niedrigen Abflusses und der damit verbundenen tiefen Fließwege ist es nicht verwunderlich, dass während dieser Messperiode, im Vergleich mit den angegebenen Mittelwerten (vgl. Tab. 4.1), deutlich höhere Chloridkonzentrationen gemessen wurden. Allerdings enthalten die Erze der Region (Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit) Schwefel, der ebenfalls bei der Verwitterung freigesetzt werden müsste. Zum einen sind aber die Unterschiede in den Sulfatkonzentrationen zwischen den Teileinzugsgebieten eher gering, zum anderen sind die Konzentrationsverläufe von Chlorid und Sulfat besonders im TEG 2 gegenläufig, was bei einem gemeinsamen Umsatzraum nicht zu erwarten ist. Auch wenn die Chloridquelle nicht definitiv lokalisiert werden konnte, kann jedoch insgesamt auch bei Chlorid von einer ausreichenden Nachlieferung in den jeweiligen Umsatzräumen ausgegangen werden.

### *Markierversuche*

Mit Hilfe der Markierversuche sollten die lateralen Fließprozesse an den unterirdischen Grenzflächen näher untersucht werden. Dazu wurden an zwei Stellen im TEG 1 (vgl. Abb. 2.6) künstliche Tracereinspeisungen vorgenommen. Für die Markierung der Grenzfläche Humusauflage/Mineralboden erfolgte eine Eingabe von 6 kg Natriumbromid, gelöst in 8,5 l Bachwasser, in Form einer Grabeneinspeisung. Dazu wurde die humose Vegetationsdecke vorsichtig abgetragen, so dass ein ca. 1,6 m langer und 10 cm tiefer Graben entstand. Die kürzeste Entfernung zum Bach betrug 4,5 m, der über die Topographie der Erdoberfläche bestimmte Fließweg hingegen war ca. 7 m lang. Am 18.11.00 um 11:30 Uhr wurde die Lösung vorsichtig eingespeist, um ein Überlaufen des Grabens bzw. sonstiges oberflächiges Abfließen zu vermeiden. Die Einspeisung erfolgte ohne Vor- oder Nachbewässerung, allerdings bei leichtem Niederschlag, welcher gegen 9:00 Uhr begonnen hatte und im weiteren Verlauf zum ersten Abflussereignis der Messperiode führte.

Der erste Nachweis von Bromid am Pegel des TEG 1 war bereits nach rund 15 Stunden möglich und dies trotz der geringen Vorfeuchte und des Abstands zum Gerinne (vgl. Abb. 4.3). Selbst bei einer Einspeiselösung von 8 l war eine solch hohe Abstandsgeschwindigkeit nicht zu erwarten. An der Form der Kurven lässt sich gut erkennen, dass ein Transport des Bromids in Bereiche dauerhaften Fließens erfolgt, denn nur dadurch lässt sich erklären, dass das Konzentrationsmaximum erst ca. anderthalb Tage nach dem ersten Auftreten erreicht wird. Wäre der Fließweg nur während des Niederschlags selbst aktiv, würde der Transport und damit die Nachlieferung ins Gerinne nach Niederschlagsende rasch wieder aufhören. Bis die Bereiche des dauerhaften Fließens erreicht werden, ist allerdings zunächst die ungesättigte Zone zu überwinden, was erklärt, warum Tracernachweise im Gerinne erst deutlich nach dem Abflussanstieg möglich waren. Leider konnte auf Grund analytischer Probleme für Proben aus der Zeit vom 22.10.00 bis zum 03.11.00 kein Bromidnachweis durchgeführt werden. Der erste Bromidnachweis nach dem 03.11.00 erfolgte während des Ereignisses um den 25.11.00 (vgl. Abb. 4.3). Ähnlich wie zu Beginn der Messperiode ist ein Bromidnachweis zwar erst nach kräftigem Abflussanstieg möglich, dennoch erreicht der Tracer schneller als beim ersten Ereignis das Gerinne. Auch hier wird allerdings das Konzentrationsmaximum erst deutlich nach dem Abflussmaximum erreicht.

Daher ist allgemein anzunehmen, dass der Tracer während der Niederschlagsereignisse im Bereich Humusauflage/Mineralboden mobilisiert und lateral bzw. vertikal in Bereiche permanenten Fließens transportiert wird. Aus diesen Bereichen wird er dann langsam ins Gerinne ausgespült. Wird nicht durch Niederschläge neuer Tracer mobilisiert, sinkt die Konzentration im Gerinne nach einigen Tagen unter die Nachweisgrenze. Erst nach Mobilisierung durch Niederschlag kann ein erneuter Bromidnachweis im Gerinne erfolgen. Dabei ist anzunehmen, dass noch über viele weitere Niederschlagsereignisse hinweg der Tracer aus dem eingespeisten Vorrat mobilisiert wird. Ungeklärt bleibt in diesem Versuch allerdings der genaue Verlauf und die Tiefe des Fließwegs, d.h. inwieweit zunächst der laterale bzw. vertikale Transport dominiert.

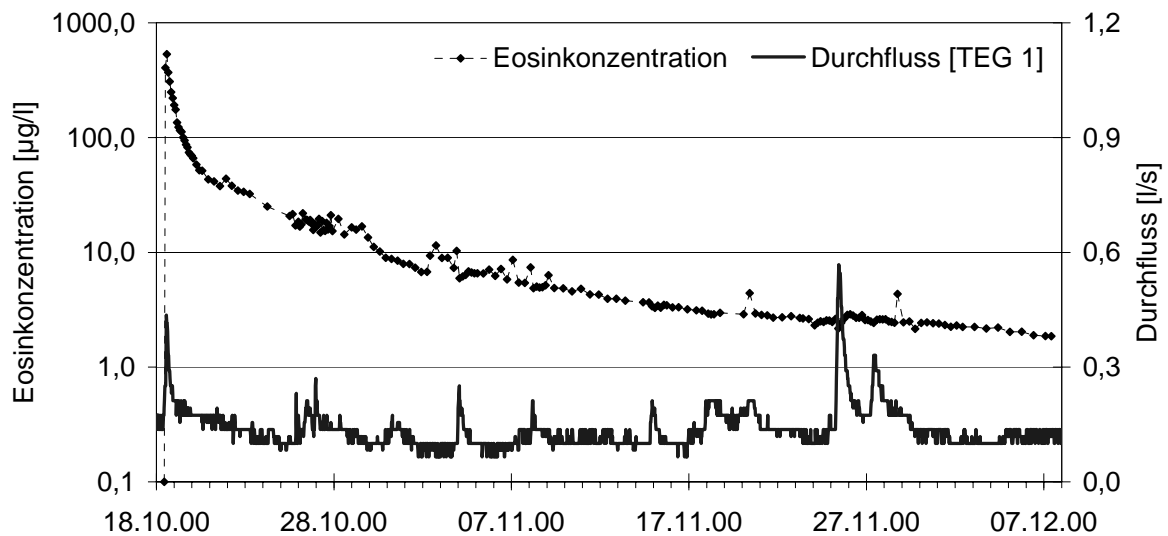


**Abb. 4.3 Durchbrüche des Tracers Natriumbromid am Pegel des TEG 1; Werte kleiner als 0,02 mg/l liegen unterhalb der Nachweisgrenze**

Zur Markierung der Grenzflächen Deckfolge/Hauptfolge/Basisfolge erfolgte die Eingabe von 300 g des Fluoreszenztracers Eosin. Der in ca. 8 l Bachwasser gelöste Tracer wurde in eine Grube von ca. 60 x 30 cm<sup>2</sup> Grundfläche und einer Tiefe von 30 cm eingespeist. Im Gelände sind die tieferliegenden Grenzflächen allerdings häufig nur schwer zu lokalisieren (ABIY 1998), zumal die Entfernung zum Gerinne nur sehr klein ist und aus diesem Grund Wechselwirkungen von Deckschichtenbildung und fluvialer Erosion wahrscheinlich sind. Daher kann nicht exakt bestimmt werden, welche Grenzfläche genau markiert wurde. Es ist aber anzunehmen, dass in diesem Fall noch in die Decklage eingespeist wurde, da ABIY (1998) von einer mittleren Decklagenmächtigkeit von 40 cm ausgeht. Zur Nachspülung wurden ca. 2 l Bachwasser verwendet. Die Entfernung der Grube vom Bach betrug 4 m, der Höhenunterschied ca. 1 m. Die Einspeisung erfolgte am 18.10.00 kurz vor der Bromideinspeisung. Zur Probenentnahme wurde ein automatisches Probenentnahmegesetz ca. 10 m gerinneabwärts der Einspeisestelle positioniert.

Wie sich bei späteren Geländeaufenthalten herausstellte, entwässerte in direkter Falllinie der Grube unter hohen Vorfeuchten eine große Makropore lateral ins Gerinne. Dies ist die wahrscheinliche Ursache für den extrem schnellen ersten Tracernachweis, welcher bereits ca. 1 Stunde nach Einspeisung erfolgte (Abb. 4.4). Die Eosinlösung scheint rasch bis in den Bereich permanenter Sättigung und lateralen Fließens perkoliert zu sein. Der laterale Transport erfolgte dann mit viel höheren Geschwindigkeiten als die, die über den Darcy-Fluss abschätzbar sind. Daher ähnelt der Eosinnachweis dem Auslaufen eines Speichersystems. Selbst nach einigen Wochen ist ein Einfluss der Niederschlagsereignisse auf den Konzentrati-

onsverlauf sehr gering. Dabei ist allerdings zu beachten, dass die Eosinfrachten während der Ereignisse deutlich zunehmen, da nur geringe Konzentrationsabnahmen bei deutlichen Abflusszunahmen auftreten. Da bei logarithmischer Darstellung der Eosinkonzentration keine einzelne Gerade angepasst werden kann, muss es sich um die Koppelung mehrerer Speicher- bzw. Porensysteme handeln.



**Abb. 4.4 Durchbruch des Fluoreszenztracers Eosin (vgl. Text)**

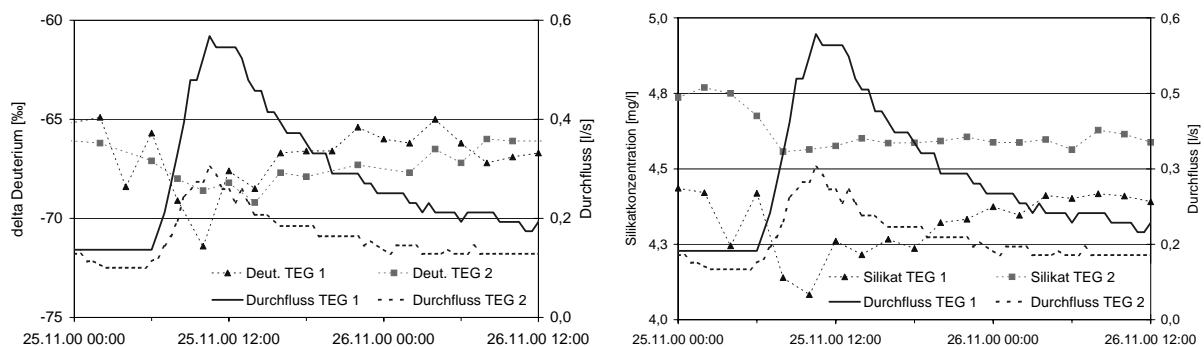
Zusammenfassend ist als Ergebnis der beiden Tracerversuche festzuhalten, dass der gewässernahe Bereich im TEG 1 insgesamt sehr durchlässig ist. Es existiert in nicht allzu großer Tiefe eine Zone permanenten lateralen Fließens, in der sehr hohe Abstandsgeschwindigkeiten erreicht werden. Erreichen Wasser oder gelöste Stoffe diese Zone ist ein Transport aus mehreren Metern Entfernung hin zum Gerinne innerhalb eines Niederschlagsereignisses problemlos möglich. Ist zusätzlich noch eine Perkolations durch die ungesättigte Zone erforderlich, wird das Gerinne erst deutlich später erreicht. Insgesamt unterstützen damit die Ergebnisse des Markerversuchs die anhand der Hydrometrie und Haptionen aufgestellten Abflussbildungshypothesen.

#### 4.1.2 Abflusskomponenten der beiden Teilgebiete

Da die Untersuchung der Fließwege keine Auskunft darüber gibt, welche Abflusskomponenten zum Abfluss gelangen, wurden diese über die dafür gebräuchlichen Tracer Deuterium und Silikat (gelöste Kieselsäure) untersucht. Die Separation mit dem stabilen Isotop Deuterium trennt dabei den Ereigniswasser- vom Vorereigniswasseranteil, die Separation mit dem geogenen Tracer Silikat dagegen den Oberflächenabfluss von den unterirdischen Komponenten (vgl. Kap. 3.1). Daher ist eine gegenseitige Validierung zwar nicht möglich, ein Vergleich der beiden Separationen ermöglicht aber genauere Aussagen über Volumen, Fließwege und zeitliches Auftreten des Ereigniswassers.

Für die Anwendung von Silikat wurden die entsprechenden Ereignisproben der TEG 1 und 2 verwendet. Da das Niederschlagswasser als silikatfrei anzusehen ist, wird dem Oberflächenabfluss entweder pauschal die Konzentration 0 mg/l oder wenn eine gewisse Silikatlösung während des Fließens angenommen wird, eine geringe Konzentration von in diesem Fall 0,3 mg/l zugewiesen (vgl. WELS ET AL. 1991). Für alle unterirdischen Komponenten erfolgt die Annahme, dass sie die gleiche Silikatkonzentration besitzen und diese sich im Verlauf des Ereignisses nicht ändert. Nähere Erläuterungen zur Gültigkeit dieser Annahmen sind in Kapitel 3.1.3 zu finden. Ganglinienseparationen wurden für beide Hauptereignisse durchgeführt. Da die Ergebnisse keine großen Unterschiede aufweisen, sollen hier beispielhaft die Separationen für das erste Maximum des größeren Ereignisses gegen Ende der Messperiode vorgestellt werden.

Für die Abflusskomponententrennung über Deuterium wurde zusätzlich zum Gerinne auch der Niederschlag beprobt. Dazu wurde auf einer Freifläche im Bereich des Fichtenjungbestands im TEG 2 ein automatischer Probennehmer aufgestellt, welcher Niederschlagsproben im Intervall von zwei Millimetern Niederschlag abfüllt (vgl. Abb. 2.6). Damit wird die isotopische Signatur des Ereigniswassers bestimmt. Dem Vorereigniswasser wird die Signatur des Abflusses kurz vor Niederschlagsbeginn zugewiesen und diese als über das Ereignis hinweg konstant angenommen.

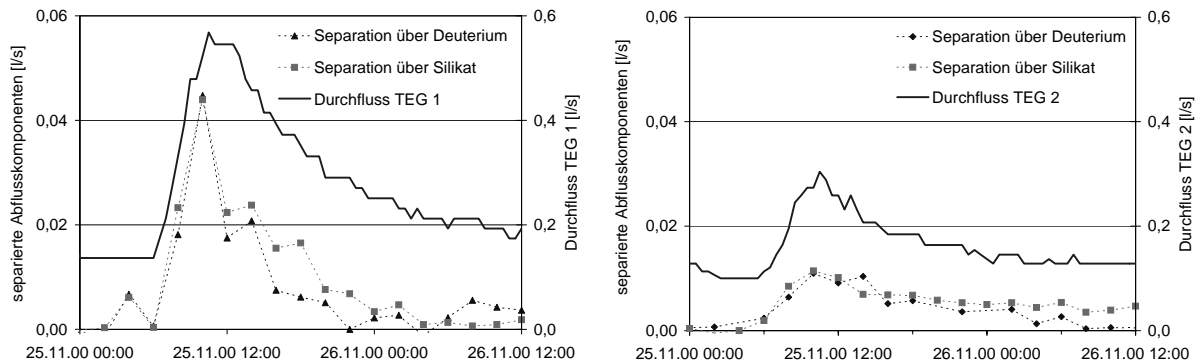


**Abb. 4.5 Verlauf der Deuteriumsignatur (links) und der Silikatkonzentration (rechts) der beiden Teilgebiete für ein ausgewähltes Niederschlagsereignis**

Der Verlauf der Deuteriumsignatur und der Silikatkonzentration im Abfluss der beiden Teil-einzugsgebiete ist in Abbildung 4.5 dargestellt. Der besseren Übersicht wegen wurde der Verlauf der Ereigniswassersignatur nicht dargestellt. Sie wurde über das *incremental mean* (MCDONNELL ET AL. 1990) (vgl. Kap. 3.1.4) berechnet und variiert zwischen -125 ‰ und -134 ‰.

In Abbildung 4.6 ist der zeitliche Verlauf der abgetrennten Abflusskomponenten dargestellt. Die für den Abflussanstieg verantwortliche Niederschlagsmenge betrug 11,6 mm. In beiden Teilgebieten sind der Verlauf und das Volumen der Deuterium- und Silikatseparation sehr ähnlich. Im TEG 1 betrug der maximale Ereigniswasseranteil einer Probe 8 % und in der Summe über das gesamte Ereignis 3 % des Gesamtabflusses. Der über Silikat bestimmte Oberflächenabfluss erreichte ebenfalls maximal 8 % bei einer Summe von 3,7 %. Im TEG 2 ist das Verhältnis zwischen den beiden Separationen ähnlich. Allerdings ist der maximale Ereigniswasser- bzw. Oberflächenabflussanteil mit 5 % bzw. 4 % geringer als im TEG 1. Die

Summen sind mit 2,8 % (Deuterium) und 3,6 % (Silikat) fast mit denen im TEG 1 identisch. Da die Angabe eines gültigen Fehlerbereichs für die Ganglinienseparation durch die vielen Einflussfaktoren sehr schwierig ist (vgl. GENEREUX 1998; UHLENBROOK & HOEG 2003), soll hier das Augenmerk weniger auf den exakten Prozentwerten liegen, als vielmehr auf dem zeitlichen Verlauf der Abflusskomponenten und dem Vergleich der Abflussbeiwerte. Sowohl der Verlauf der Silikatkonzentrationen als auch der der Deuteriumsignaturen unterscheidet sich deutlich bei den Teilgebieten.



**Abb. 4.6 Verlauf der über Deuterium bzw. Silikat separierten schnellen Abflusskomponenten (Oberflächenabfluss/Silikat, Ereigniswasser/Deuterium) und des Durchflusses im TEG 1 (links) bzw. TEG 2 (rechts); zur Beachtung: die Skalierung der beiden Ordinaten ist nicht identisch**

Im TEG 1 wird das Minimum von Deuterium und Silikat jeweils sehr früh, d.h. zur Zeit des Abflussmaximums erreicht (vgl. Abb. 4.5). Im TEG 2 dagegen liegt das Minimum der Deuteriumsignatur zeitlich hinter dem Abflussmaximum, außerdem ist das Minimum wesentlich schwächer ausgebildet. Bei Silikat ist im TEG 2 gar kein Maximum erkennbar, sondern die Konzentration sinkt vor dem Abflussmaximum auf das Minimum ab und verharrt dort. Dieser Zusammenhang wird durch die Darstellung des zeitlichen Verlaufs der separierten Abflusskomponenten (vgl. Abb. 4.6) noch einmal verdeutlicht. Die Reaktion des TEG 2 ist also gegenüber dem TEG 1 deutlich verzögert. Außerdem ist festzuhalten, dass unter den gegebenen Vorfeuchtebedingungen und diesem eher geringen Niederschlag das Vorereigniswasser die Gebietsreaktion dominiert. Um abzuschätzen, woher das Ereigniswasser stammt, wurde eine Überschlagsrechnung durchgeführt (vgl. Tab. 4.2). Bei der Berechnung wurde für das TEG 1 die schlecht angeschlossene Feuchthfläche nicht berücksichtigt, da sie unter den gegebenen Umständen als nicht direkt abflusswirksam einzuschätzen ist. Als Ergebnis dieser Überschlagsrechnung ist festzuhalten, dass trotz gleicher Feuchthflächengröße der Ereigniswasseranteil im TEG 2 deutlich geringer ist. Das Ereigniswasser kann hier ausschließlich den Feuchthflächen entstammen, da der dazu notwendige Abflussbeiwert von 0,43 zwar hoch, aber noch möglich erscheint.

Im TEG 1 erreicht das Volumen des Ereigniswassers dagegen fast den theoretisch möglichen Beitrag der Feuchthflächen. Auch wenn die Form und Vegetationsstruktur der Feuchthflächen im TEG 1 einen höheren Abflussbeiwert als im TEG 2 zulassen, ist ein Wert nahe eins bezüglich des Ereigniswassers sehr unwahrscheinlich (SIDER 2000, UHLENBROOK & DIDSZUN 2004). Auch dort kommt es zu einer Vermischung von in den Feuchthflächen gespeichertem

Vorereigniswasser mit dem Ereigniswasser. Selbst unter Berücksichtigung der Unsicherheiten einer Ganglinienseparation ist hier anzunehmen, dass ein größerer Teil des Ereigniswassers aus den gewässernahen und hoch durchlässigen Uferbereichen entstammt.

**Tab. 4.2    Überschlagsrechnung zur Beurteilung des Ereigniswasser-Ursprungs**

	Niederschlag [mm]	aktuelle Größe der Feuchtfächen [m <sup>2</sup> ] **	Volumen des Ereignis- wassers [l] ***	theoretischer Beitrag der Feuchtfächen bei Ab- flussbeiwert 1 [l]
TEG 1	11,6	102*	≈ 1000	1183
TEG 2	11,6	100	≈ 500	1160

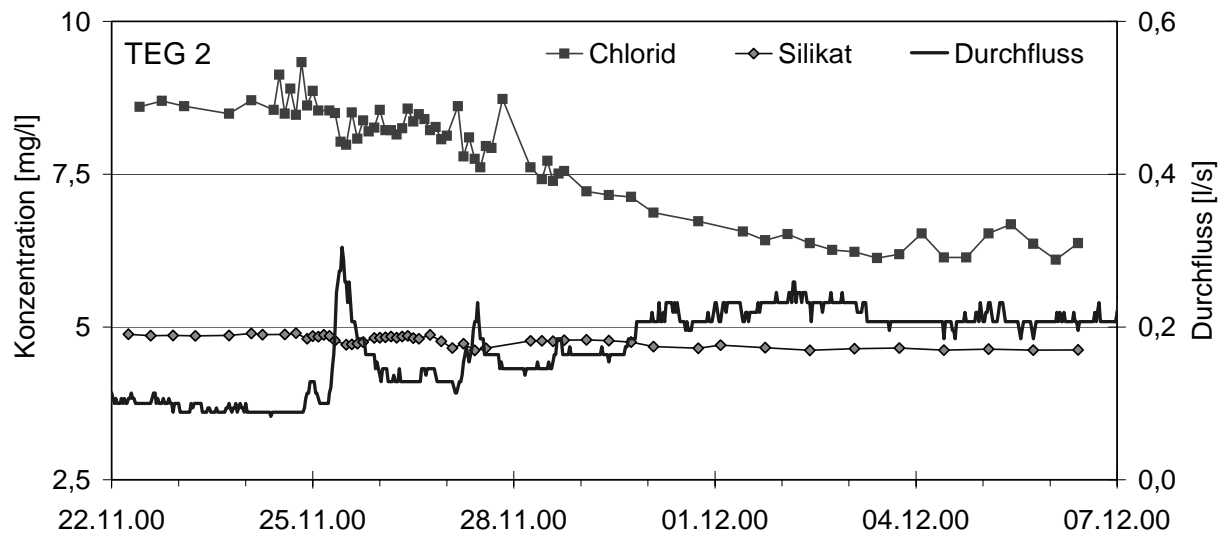
\* schlecht angeschlossene Fläche im TEG 1 nicht berücksichtigt

\*\* vgl. Abbildung 2.6

\*\*\* bestimmt aus Ganglinienseparation mit Deuterium

Die in beiden Teilgebieten hohen Übereinstimmungen zwischen den Separationen mit Deuterium und Silikat zeigen, dass in diesem Fall die Annahme einer einzigen und konstanten unterirdischen Komponente plausibel zu sein scheint. Die etwas größeren Anteile an Oberflächenabfluss und der sehr hohe Abflussbeiwert der Sättigungsflächen im TEG 1 (vgl. Tab. 4.2) deuten allerdings schon an, dass vor allem im TEG 1 ein Teil des Ereigniswassers unterirdisch zum Vorfluter gelangt. Dies konnte durch die durchgeführten Markierversuche bestätigt werden. Durch die kurze Verweilzeit nimmt dieser Teil des Ereigniswassers nur sehr wenig Silikat auf und wird dadurch in der Ganglinienseparation als Oberflächenabfluss abgetrennt. Außerdem kann auch Vorereigniswasser mit etwas geringerer Silikatkonzentration als im Basisabfluss, als Zwischenabfluss zum Abfluss gelangen und daher einen zu hohen Oberflächenabfluss vortäuschen. Dass dieser Anteil aber nicht allzu groß ist, wird durch den Verlauf der Silikatwerte im TEG 2 während der Auffeuchtungsphase bestätigt (Abb. 4.7). Als Reaktion auf das Niederschlagsereignis vom 25.11.00 steigt wenige Tage später der Abfluss deutlich in Form eines flachen Maximums an, obwohl nur sehr geringe Niederschläge zu verzeichnen sind. Während dieser Zeit nehmen die Silikatkonzentrationen allerdings nur von 4,9 mg/l (Vorereigniswert) auf 4,6 mg/l ab. Die Abflusserhöhung muss daher durch langsamen Zwischenabfluss verursacht sein, welcher nur wenig geringere Silikatkonzentrationen aufweist als der Basisabfluss vor dem Ereignis.

Die Untersuchung der Abflusskomponenten in Kombination mit den Markierversuchen konnten eindeutig Unterschiede im Abflussverhalten der Teilgebiete aufzeigen und erklären. So wird in der Untersuchungsperiode die hydrologische Reaktion des TEG 1 im Ereignisfall durch schnellen Zwischenabfluss und Sättigungsflächenabfluss geprägt. Zu Trockenwetterzeiten dominiert ein recht konstanter Basisabfluss. Bedingt durch die gewässernahe Topographie ist der Anteil der Sättigungsflächen als wenig variabel zu beurteilen. Der Abflussbeiwert dieser Flächen ist auf Grund der weniger dichten Vegetation höher als im TEG 2. Allerdings ist davon auszugehen, dass auch aus den ungesättigten gewässernahen Bereichen durch schnellen Zwischenabfluss Niederschlagswasser ins Gerinne gelangt.



**Abb. 4.7 Verlauf der Chlorid- und Silikatkonzentrationen während des Niederschlagsereignisses gegen Ende der Untersuchungsperiode**

Bedingt durch den schnellen Zwischenabfluss kommt es zu einer raschen Reaktion auf Niederschlag, wie auch zu einem entsprechend schnellen Rückgang des Abflusses nach Niederschlagsende. Auch im TEG 2 erfolgt eine rasche Reaktion auf Niederschlag, die jedoch deutlich geringer ausfällt als im TEG 1. Sie wird vornehmlich durch Sättigungsflächenabfluss erzeugt, welcher allerdings einen niedrigeren Ereigniswasseranteil als im TEG 1 aufweist. Mit zunehmendem Niederschlag wird die Abflussreaktion immer stärker durch langsamen Zwischenabfluss bestimmt, welcher in diesem Teilgebiet erst wenige Tage später den Gebietsauslass erreicht. Die damit verbundene langsame Rezession des Abflusses führt zu einem in der Untersuchungsperiode langsam sinkenden, später wieder steigenden Basisabfluss. Ursachen dieser Gebietsreaktion dürften sowohl eine größere Mächtigkeit und geringere Durchlässigkeit der Deckschichten als auch der lange unterirdische Fließweg auf Grund des kurzen Gerinnes sein. Damit verifizieren die Untersuchungen, die von SAMBALE & PESCHKE (2001) aufgestellten Hypothesen zu den Abflussbildungsprozessen in den Teilgebieten. Allerdings gilt dies nur für den Zustand niedriger Gebietsfeuchte. Die Hypothese, dass bei hoher Vorfeuchte die Gebietseigenschaften hinter die Ereigniseigenschaften zurücktreten, konnte innerhalb dieser Messperiode nicht überprüft werden.



## **4.2 Ergebnisse der Arbeiten im Brugga-Einzugsgebiet**

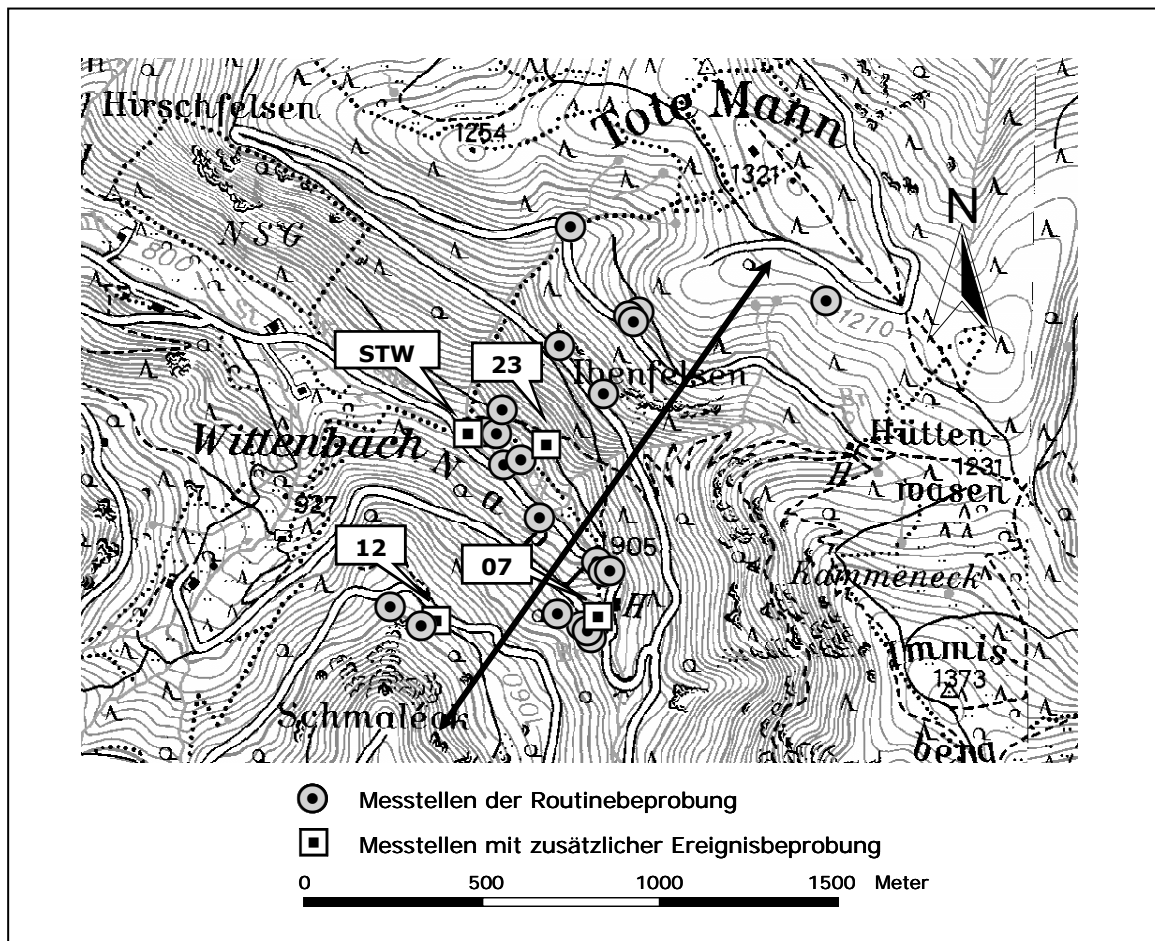
In Ergänzung zu den Experimenten bzgl. der Skalenabhängigkeit der Abflussbildungsprozesse im Übergang von der hydrologischen Mikroskala zur Mesoskala wurden einige mikroskalige Experimente durchgeführt. Diese bestanden zum einen aus einer Ereignisbeprobung, bei der an einem initialen Hanggerinne, dem Vorfluter dieses Hanggerinnes und am Gebietsauslass der Brugga simultan Proben entnommen wurden. Zum anderen wurden im Rahmen einer Diplomarbeit (KIENZLER 2001) die oberflächennahen, aber unterirdischen Abflusskomponenten an den Hängen des Brugga-Einzugsgebiets hydrochemisch untersucht. Diese mikroskaligen Experimente wurden durchgeführt, um die hydrochemische Signatur der unterschiedlichen Abflusskomponenten bzw. die Herkunfts- und Umsatzräume der Wasserinhaltsstoffe zu entschlüsseln.

### **4.2.1 Unterirdische Abflusskomponenten am Hang**

Die im Rahmen dieses Unterkapitels dargestellten Daten stammen aus der genannten Diplomarbeit (KIENZLER 2001), bei der im Teileinzugsgebiet des St. Wilhelmer Talbachs nach Lokaltäten gesucht wurde, an denen Hangwasser z.B. an Weganschnitten oder Böschungen oberflächlich austritt und so direkt beprobt werden kann. An 69 solcher Probennahmestellen fand eine dreimonatige Routinebeprobung in anfangs halbwochentlichem, später wöchentlichem Rhythmus statt. Die Probennahmestellen umfassen dabei unterschiedliche Hangpositionen, Deckschichtentypen und Tiefenkomponenten. Für die Auswertung wurde außerdem jeweils der oberliegende Hang erfasst, um zu beurteilen, ob das beprobte Wasser lediglich innerhalb der Deckschichten geflossen ist oder ob es sich z.B. nur um oberhalb infiltriertes Quell- oder Bachwasser handelt.

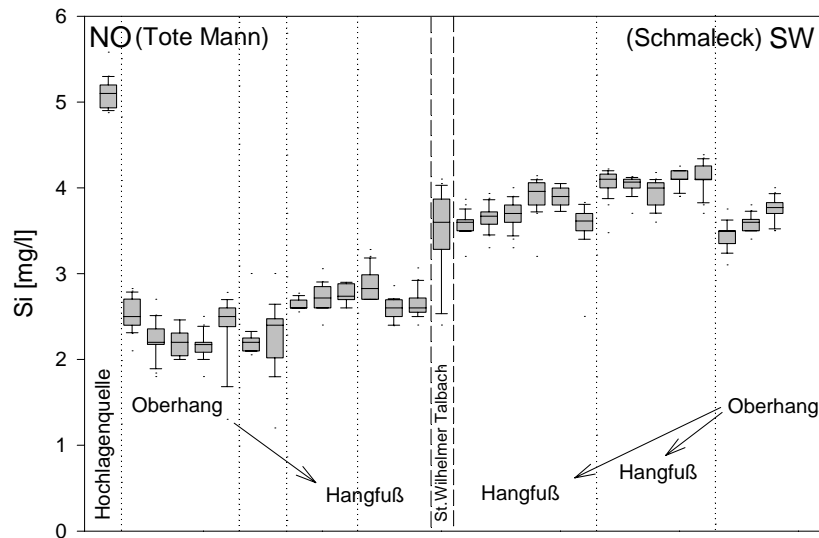
Über eine Clusteranalyse konnten die Deckschichtenabflüsse eindeutig hydrochemisch von Proben des Vorfluters und der Hochlagen- und Kluftquellen abgegrenzt werden. Dennoch war die Variabilität innerhalb der Deckschichtenabflüsse sehr groß. Die potentiellen Gründe dieser hohen Variabilität können die Position am Hang, die unterschiedlichen Deckschichtentypen, die Lithologie oder die verschiedenen Tiefenkomponenten sein.

Um zu überprüfen, ob die Position am Hang die hydrochemische Signatur beeinflusst, wurden exemplarisch Messstellen an zwei gegenüberliegenden Hangprofilen näher untersucht (vgl. Abb. 4.8). Dazu wurden die Probennahmestellen den jeweiligen Hangpositionen zugeordnet und die Konzentrationen in Form von „Boxplots“ im Profilverlauf dargestellt (Abb. 4.9). Beim Vergleich der beiden Hangprofile ist zu berücksichtigen, dass am NO-Hang Messstellen am Ober-, Mittel- und Unterhang vorhanden sind, während am SW-Hang Wasseraustritte am Mittelhang fehlen. Daher sind am SW-Hang zwei Unterhangpositionen in verschiedenen Höhenlagen an jeweils mehreren Stellen beprobt worden (vgl. Abb. 4.8).



**Abb. 4.8 Lage der Messstellen entlang der Hangprofile; Nomenklatur der Messstellen mit zusätzlicher Ereignisbeurteilung siehe Text**

Beim Vergleich der Messstellen zeigte sich, dass die Konzentrationen am Unterhang häufig leicht erhöht sind, doch im Verhältnis zur Variabilität an den einzelnen Messstellen und innerhalb einer Hangposition (z.B. Oberhang NO) lässt sich diese Erhöhung nicht eindeutig auf die Hangposition zurückführen. Das Beispiel der Hochlagenquelle zeigt dagegen, welche Konzentrationsunterschiede sich durch längere Verweilzeiten ausprägen können. Auch UHLENBROOK ET AL. (2002) konnten bedeutend längere Verweilzeiten der Hochlagenquellen gegenüber Hangschuttquellen zeigen. Auffällig ist außerdem, dass der NO-Hang insgesamt deutlich geringere Konzentrationen aufweist als der SW-Hang. Auch bei den hier nicht dargestellten Haptionen ist kein Zusammenhang zwischen der Hangposition und den Konzentrationen der gelösten Stoffe zu finden. Auch hier liegen die Konzentrationen am SW-Hang im Mittel deutlich über denen des NO-Hangs. Die Hypothese, dass durch die längeren Fließzeiten und damit längeren Kontaktzeiten zur Bodenmatrix und zum Gestein am Unterhang signifikant höhere Konzentrationen zu finden sind, konnte also nicht bestätigt werden.



**Abb. 4.9 Silikatkonzentrationen ausgewählter Messstellen entlang der Hangprofile; „Boxplots“ enthalten Median, 90er-, 75er-, 25er- und 10er-Perzentil (verändert nach KIENZLER 2001)**

Ein wesentlich bedeutenderer Einflussfaktor der Hydrochemie scheint also die allgemeine Charakteristik der Fließwege am Gesamthang zu sein. Im Rahmen der Geländebegehungen war festzustellen, dass der SW-Hang deutlich weniger oberflächliche Wasseraustritte aufweist und dadurch subjektiv trockener wirkt. Im Gegensatz dazu tritt am NO-Hang an zahlreichen Stellen Wasser an der Oberfläche aus, so dass über die gesamte Hanglänge Messstellen zu finden waren. Dies wird darauf zurückgeführt, dass die Fließwege am SW-Hang deutlich tiefer liegen, während das Wasser am NO-Hang sehr oberflächennah abfließt.

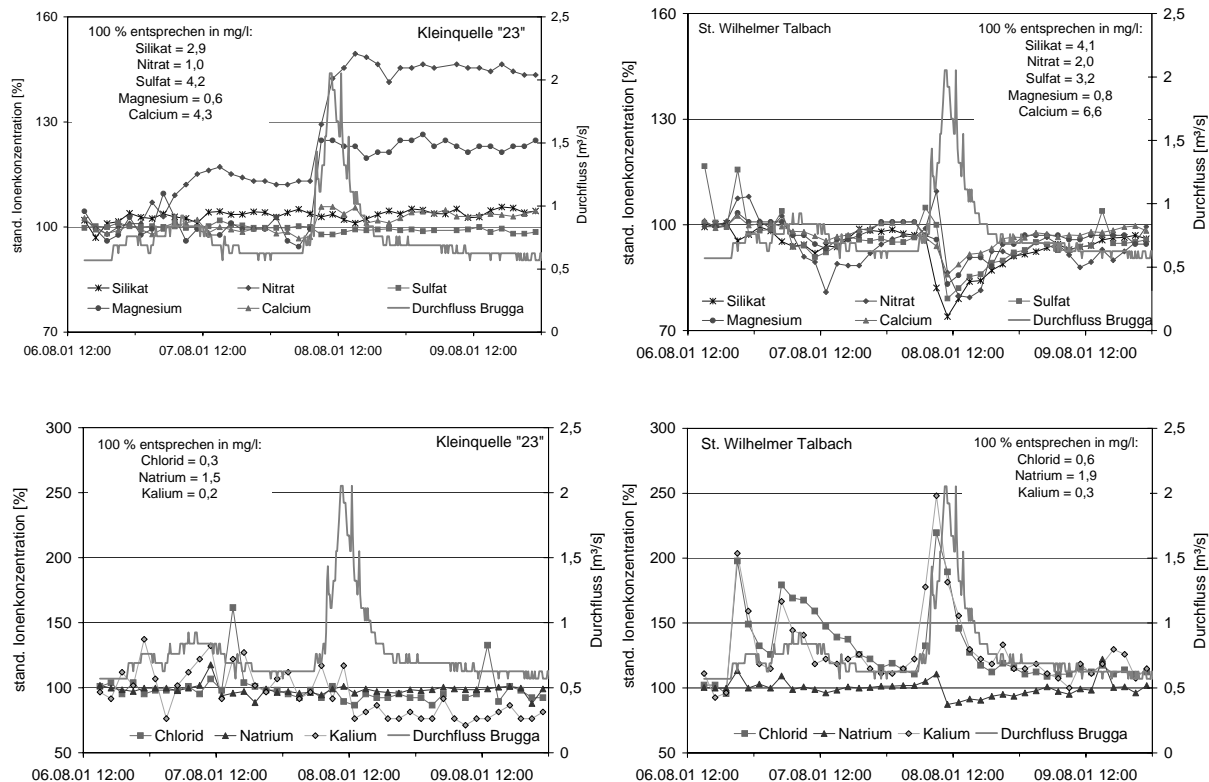
Die gesamthaft höheren Konzentrationen am SW-Hang bestätigen diese Theorie, da mit größerer Tiefe der Fließwege auch von längeren Verweilzeiten und damit verbundener höherer Ionenaufnahme des Wassers auszugehen ist (ARMBRUSTER ET AL. 2000). Eine weitere Ursache kann die auf Grund der Exposition unterschiedliche Genese der beiden Hänge sein, welche sich z.B. in unterschiedlichem Aufbau und unterschiedlichen Mächtigkeiten der Hangsedimente widerspiegeln kann. Dies erscheint in diesem Fall plausibel. Allerdings werden die Kausalketten der Deckschichten-Entstehung in der Literatur kontrovers diskutiert (z.B. FEZER 1957).

Um den Einfluss der Fließwegtiefe auf die Ionenkonzentrationen zu überprüfen, wurden Hanganschnitte ausgewählt, an denen Wasser in unterschiedlichen Tiefen des Profils zu Tage tritt und daher auf vermeintlich unterschiedlich tiefgründige Fließwege schließen lässt. Zwar zeigten sich deutliche Unterschiede zur hydrochemischen Zusammensetzung der Hochlagenquelle, eine Differenzierung der Fließwegtiefen innerhalb der Messstellen anhand der Ionenkonzentrationen war jedoch nicht möglich (nicht als Graphik dargestellt). An zwei anderen nicht weit von einander entfernten Messstellen konnten unterschiedliche Deckschichtentypen beprobt werden. Zwar waren bei einigen Parametern (z.B. Silikat) deutlich Konzentrationsunterschiede feststellbar, jedoch konnte nur der Zusammenhang von längerer Verweilzeit und höherer Mineralisierung bestätigt werden. Die Zuweisung bestimmter Silikatkonzentrationen zu Deckschichtentypen war dagegen nicht möglich, da die Konzentrationen in einem Bereich

lagen, der auch an anderen Messstellen mit abweichendem Deckschichtentyp auftritt. Daher ist davon auszugehen, dass die Struktur der Hangsedimente im Brugga-Einzugsgebiet zu einer großen Heterogenität der Fließwege am Hang führt, so dass sich innerhalb der Deckschichten weder nach der Tiefe differenzierte Abflusskomponenten ausbilden, noch von pistonflow-artigen Wasserbewegungen hangabwärts und damit stetig zunehmender Verweilzeit des Wassers auszugehen ist. Vielmehr scheint ein zufälliges System aus Perkolation, lateralem Fluss, Exfiltration und erneuter Perkolation etc. zu existieren. Allerdings sind, wie schon erwähnt, Unterscheidungen zwischen den Komponenten Vorfluter, Talgrundwasser, Hangwasser und Hochlagen- bzw. Kluftquelle sehr gut möglich.

Als Ursache der an den Messstellen beobachteten zeitlichen Variabilität der Ionenkonzentrationen wurden die wechselnden Abfluss- und Feuchtebedingungen angenommen. Dennoch waren die Korrelationen der hydrochemischen Parameter mit dem Abfluss der Brugga sehr gering. Nur der Parameter Silikat zeigte schwache bis mittlere Zusammenhänge, wobei die Richtung der Korrelation nur hier an allen Messstellen negativ war. Dies bestätigt überzeugend die Konsistenz der Silikatvariabilität (Abnahme der Silikatkonzentrationen während eines Ereignisses), auch wenn die absoluten Konzentrationsänderungen variabel sind. Aber es macht in Bezug auf die übrigen analysierten Parameter deutlich, dass die Konzentrationen des Hangwassers durch viele Faktoren bestimmt werden, also einfache Korrelationen mit dem Abfluss oder der Hangposition (vgl. Abb. 4.9) nicht möglich sind.

Um die zeitliche Variabilität der Hydrochemie während eines Niederschlagsereignisses näher zu untersuchen, wurde an vier Messstellen eine Ereignisbeprobung durchgeführt. Neben dem St. Wilhelmer Talbach wurden drei repräsentative Kleinquellen (Abb. 4.8) aus Deckschichten in zweistündigem Intervall beprobt. In Abbildung 4.10 ist der Verlauf der Ionenkonzentrationen an der Messstelle „23“ (Benennung lt. KIENZLER 2001), exemplarisch für die Kleinquellen, und am St. Wilhelmer Talbach dargestellt. Da die Unterschiede zwischen den Kleinquellen eher gering sind, wurde auf die Darstellung aller Messstellen verzichtet. Allgemein zeigen sich nur geringe Konzentrationsänderungen bei Silikat, Nitrat, Sulfat, Magnesium und Calcium. An der Messstelle „12“ nehmen die Konzentrationen von Nitrat und Magnesium allerdings kontinuierlich auf ca. 85 % des Ausgangswerts ab, an der Messstelle „23“ dagegen deutlich zu (Abb. 4.10). Auch bei Chlorid, Natrium und Kalium sind die Reaktionen eher gering. Neben einer vor allem bei Kalium erhöhten Variabilität sind zum Teil leichte Konzentrationsanstiege („07“ u. „12“) zu beobachten. An der Messstelle „23“ ist dagegen eine deutliche Abnahme der Kaliumkonzentration festzustellen (Abb. 4.10). Insgesamt bilden sich aber bei den Kleinquellen keine einheitlichen Reaktionsmuster heraus. Der Konzentrationsverlauf scheint vielmehr stark von den lokalen Gegebenheiten (Fließweg nahe des Quellaustritts, Deckschichtenmaterial und –ausbildung) bestimmt zu werden. Der Anstieg der Nitratkonzentrationen (Messstelle 23) ist auf die Auswaschung dieses mobilen Ions zurückzuführen und häufig zu beobachten (vgl. ARMBRUSTER ET AL. 2000). Das sorptiv gebundene Magnesium wird vor allem durch Ionentausch kurzfristig freigesetzt. ARMBRUSTER ET AL. (2000) stellten einen deutlich höheren Konzentrationsanstieg bei Magnesium während Niederschlagsereignissen in einem gekalkten quellnahen Schwarzwaldeinzugsgebiet fest als bei dem ungekalkten Vergleichsgebiet. Da auch im Brugga-Einzugsgebiet Waldkalkungen durchgeführt werden, ist diese Reaktion vermutlich darauf zurückzuführen. Bei der Betrachtung der Kleinquellen ist insbesondere festzuhalten, dass die sonst an den Gerinnen beobachteten typischen Konzentrationsabnahmen (vgl. Abb. 4.10 rechts und Kap. 4.2) während der Niederschlagsereignisse nicht oder nur sehr schwach auftreten.



**Abb. 4.10 Ereignisbeprobung an der Kleinquelle „23“ und am St. Wilhelmer Talbach, sowie Durchfluss am Brugga-Pegel Oberried**

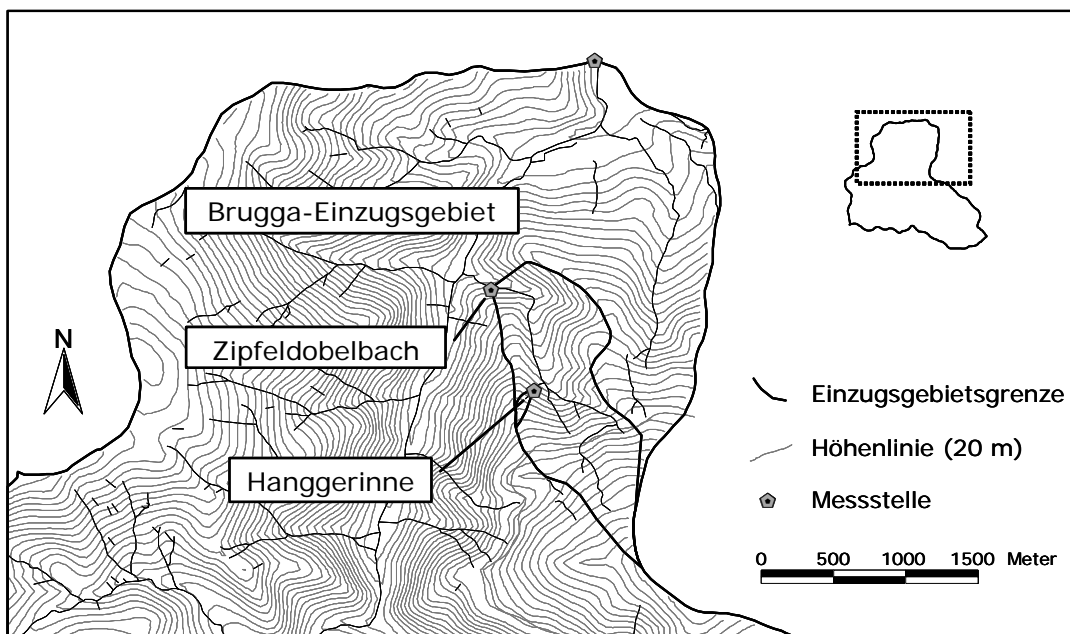
So zeigt auch in dieser Ereignisbeprobung der St. Wilhelmer Talbach ein deutlich anderes Reaktionsmuster als die Kleinquellen. Während es zu starken Konzentrationsanstiegen von Kalium und Chlorid kommt, treten bei allen anderen Parametern mehr oder minder starke „Verdünnungseffekte“ auf. Dieser Unterschied kann auf zwei Hauptursachen zurückgeführt werden. Zum einen wird das Hangwasser beim lateralen Transport durch den gewässernahen Talaquifer hydrochemisch modifiziert. So zeigte die Beprobung zweier Grundwassermessstellen deutlich geringere Konzentrationen von Sulfat und Nitrat und starke Konzentrationserhöhungen von Chlorid. In der Literatur wurde die Bedeutung des Talaquifers für die Hydrochemie des Vorfluters bereits von HOOPER (2001) aufgezeigt. Zum anderen treten auf dieser Ebene (ab einer lokalen Einzugsgebietsfläche von ca. 0,5-1 km<sup>2</sup>) weitere Abflusskomponenten wie z.B. der Sättigungsflächenabfluss hinzu.

#### 4.2.2 Ereignisbeprobung „Hanggerinne“

Die bereits dargestellten Ergebnisse zeigen, dass eine hydrochemische Unterscheidung zwischen den Abflusskomponenten Hochlagenquellen, Hangwasser, Talauengrundwasser und Vorfluter möglich ist, auch wenn innerhalb der einzelnen Komponenten eine große Variabilität auftritt. Um die hydrochemischen Reaktionsmuster der Vorfluter näher zu untersuchen, wurde im September 2001 eine Ereignisbeprobung an drei Messstellen durchgeführt. Das Ziel dieser Beprobung war, die Veränderungen der hydrochemischen Reaktion während eines Niederschlagsereignisses im Verlauf eines Gerinnes aufzuzeichnen. Als oberste Messstelle im

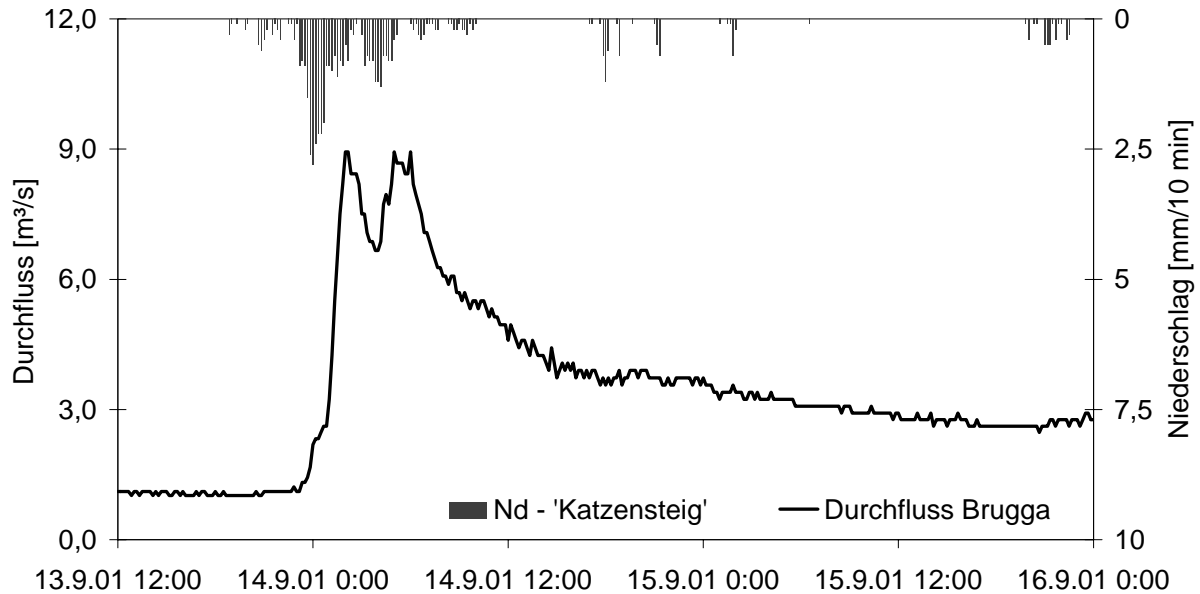
Gerinnenetz wurde ein initiales Hanggerinne mit einer lokalen Einzugsgebietsfläche von ca. 0,015 km<sup>2</sup> gewählt. Im weiteren Verlauf talwärts (nach ca. 1 km Fließweg) wurde die nächste Messstelle (Zipfeldobelbach) so gewählt, dass das Einzugsgebiet (1,14 km<sup>2</sup>) noch keine Siedlungsflächen beinhaltet. Allerdings sind auf der linken Gerinneseite bereits extensiv genutzte Viehweiden vorhanden, jedoch ist noch kein ausgeprägter Talboden bzw. kein ausgedehnter Talaquifer ausgebildet. Die letzte Messstelle liegt am Gebietsauslass des Brugga-Einzugsgebiets (40 km<sup>2</sup>), dem Pegel Oberried. Hier summieren sich die Einflüsse der Hochlagen, Hänge, Talböden und Siedlungen. Die genaue Lage der Probennahmestellen ist Abb. 4.11 zu entnehmen.

Während des Ereignisses wurden an den Messstellen Hanggerinne und Zipfeldobelbach Wasserstandsdaten aufgezeichnet, für den Brugga-Pegel Oberried liegen Abflussdaten vor. Die beiden institutseigenen Klimatürme (vgl. Abb. 2.2) Katzensteig (Brugga-EZG) und Schweizerhof (im benachbarten Zastler-EZG) zeichnen 51,8 mm bzw. 45,2 mm Niederschlag auf, wobei das Maximum in der Nacht vom 13. auf den 14.09.01 fiel (Abb. 4.12).



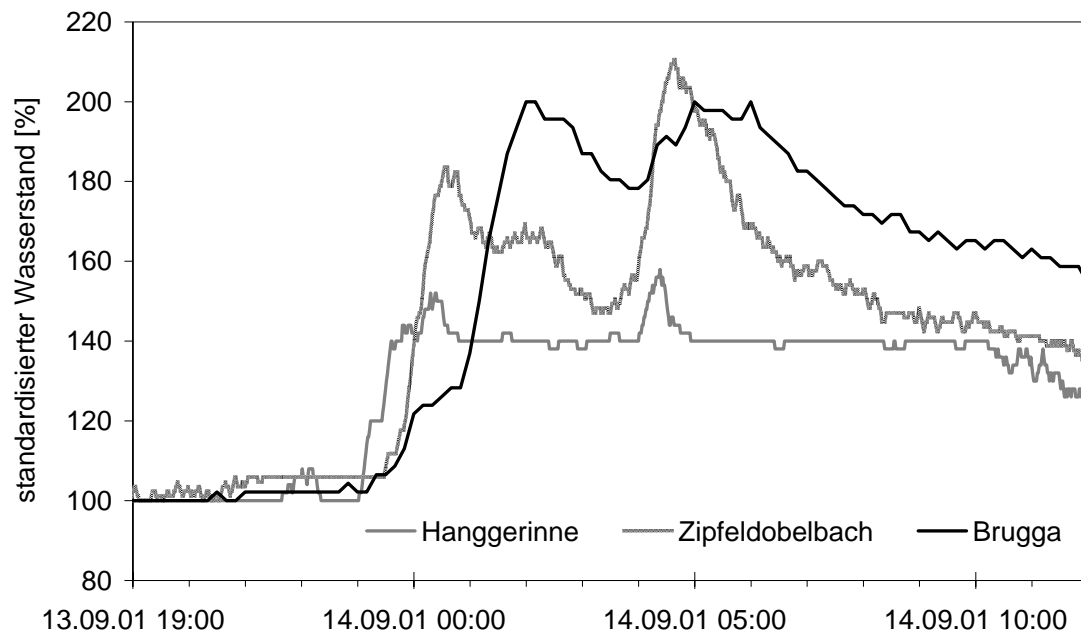
**Abb. 4.11 Übersicht über die Messstellen der Ereignisbeprobung „Hanggerinne“**

Ein kleiner Teil, 6,3 mm bzw. 7,2 mm, fiel nach einer Niederschlagsunterbrechung am Abend des 14.09.01. Der Vergleich der beiden Klimatürme (nicht dargestellt) zeigt einen praktisch synchronen Niederschlagsverlauf für den Hauptteil des Ereignisses, so dass von einem zeitgleichen Niederschlagsinput für alle Messstellen auszugehen ist. Da der Abfluss am Pegel Oberried bereits durch zwei Ereignisse in den vorangegangenen 10 Tagen etwa in Höhe des mittleren Jahresabflusses lag, zeigte sich eine ausgeprägte Abflussreaktion, die im Maximum etwa den sechsfachen MQ erreichte. Zwar liegen an den anderen beiden Messstellen Wasserstandsdaten nur für die Zeit der Ereignisbeprobung vor, so dass ein Vergleich mit anderen Ereignissen nicht möglich ist, dennoch ist bei der Datenauswertung davon auszugehen, dass auch dort eine deutliche Abflussreaktion erfolgte.



**Abb. 4.12 Niederschlag am Klimaturm „Katzensteig“ und Durchfluss am Brugga-Pegel Oberried während der Ereignisbeprobung**

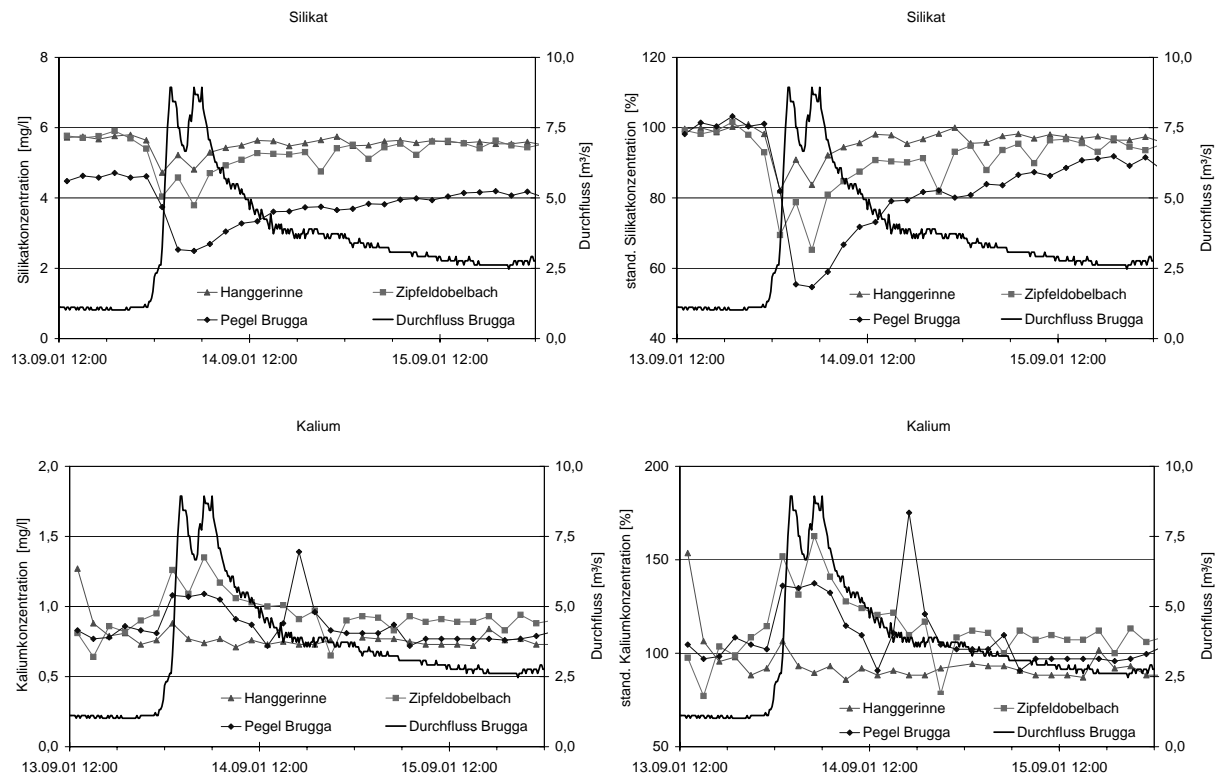
Am Hanggerinne war die Wasserstandsmessung nur eingeschränkt möglich, da die Möglichkeiten fehlten, eine Multisonde mit einer Auflösung von einem Zentimeter Wassersäule so einzubauen, dass trotz der geringen Abflüsse ausreichend große Wasserstandsänderungen auftreten. Dennoch wurden auch am Hanggerinne die beiden Abflussmaxima deutlich aufgezeichnet (Abb. 4.13). Beim Vergleich der Zeiten der Abflussmaxima ist festzuhalten, dass die Verzögerung zwischen Hanggerinne und Zipfeldobelbach mit ca. 15 Minuten bei beiden Maxima in etwa gleich ist. Eine genauere Auswertung ist alleine schon deshalb schwierig, weil selten ein einziges Messintervall den Maximalwert aufweist. Dies ist insbesondere beim Vergleich mit den Maxima der Brugga zu beachten. Dort sinkt allerdings die Differenz zum Maximum am Zipfeldobelbach von 1,5 h auf 50 min, wenn man beim zweiten Maximum die Mitte des zweigipfeligen Verlaufs als Vergleichszeit wählt. Berücksichtigt man dagegen das erste Teil-Maximum, so nimmt die Verzögerung nochmals ab. Da die Niederschlagsaufzeichnungen der beiden Klimatürme praktisch synchron verlaufen, kann diese Reduzierung der Verzögerung nur auf den insgesamt höheren Abfluss und die durch die höhere Vorfeuchte schnellere Reaktion der Teilgebiete zurückgeführt werden. Insgesamt ist aber der Ganglinienverlauf so, wie er bei dieser Messanordnung zu erwarten war.



**Abb. 4.13 Relative Wasserstände an den Messstellen (100 % zu Beginn des Ereignisses)**

Wie im Folgenden näher erläutert wird, bestätigen die im Rahmen dieser Ereignisbeprobung gewonnenen Ergebnisse die Daten aus der Untersuchung der Hangwasserkomponenten (vgl. Kap. 4.2.1). Auch bei dieser Beprobung wurden neben den Hauptionen auch Silikat und Sauerstoff-18 bestimmt. Da in diesem Fall Silikat und Kalium am aussagekräftigsten sind, wurde in Abbildung 4.14 auf die Darstellung der übrigen Hauptionen verzichtet. Die Messstelle „Hanggerinne“ ist der hydrochemischen Signatur des Hangwassers sehr ähnlich, während am Brugga-Pegel ein dem St. Wilhelmer Talbach ähnliches Reaktionsmuster auftritt. Die Messstelle „Zipfeldobelbach“ weist dagegen sowohl Eigenschaften des Hanggerinnes als auch Eigenschaften des Brugga-Pegels auf und nimmt damit eine Zwischenstellung ein. So sind z.B. die absoluten Silikatkonzentrationen vor dem Ereignis (Abb. 4.14) am Hanggerinne und am Zipfeldobelbach identisch, während am Brugga-Pegel eine deutlich niedrigere Ausgangskonzentration zu finden ist. Die absoluten Werte lassen sich jedoch nur eingeschränkt mit den Daten von KIENZLER (2001) vergleichen, da dort der hintere St. Wilhelmer Talbach beprobt wurde, welcher insgesamt niedrigere Silikatkonzentrationen aufweist, was über eine Stichtagsbeprobung dokumentiert werden konnte (vgl. Kap. 5.2.1.1). Allerdings wird aus dem prozentualen Verlauf der Silikatkonzentrationen deutlich, dass während des Ereignisses die Konzentrationsabnahme am Zipfeldobelbach schon signifikant größer ist als am Hanggerinne. Mit nur ca. 55 % der Vorereigniskonzentration erreichen die Silikatwerte am Brugga-Pegel ein auch im Vergleich mit den übrigen Ereignisbeprobungen sehr niedriges Minimum. Auch im Wiederanstieg der Silikatwerte ist der Unterschied zwischen Hanggerinne und Zipfeldobelbach geringer als der zum Brugga-Pegel. An der Brugga erholen sich die Silikatkonzentrationen deutlich langsamer und erreichen innerhalb des Messzeitraums nur rund 90 % des Ausgangswerts, während die Konzentrationen am Zipfeldobelbach gegen Ende des Ereignisses, trotz der größeren maximalen Verdünnung im Vergleich zum Hanggerinne, mit ca. 95 % des Ausgangswerts praktisch mit denen des Hanggerinnes übereinstimmen.



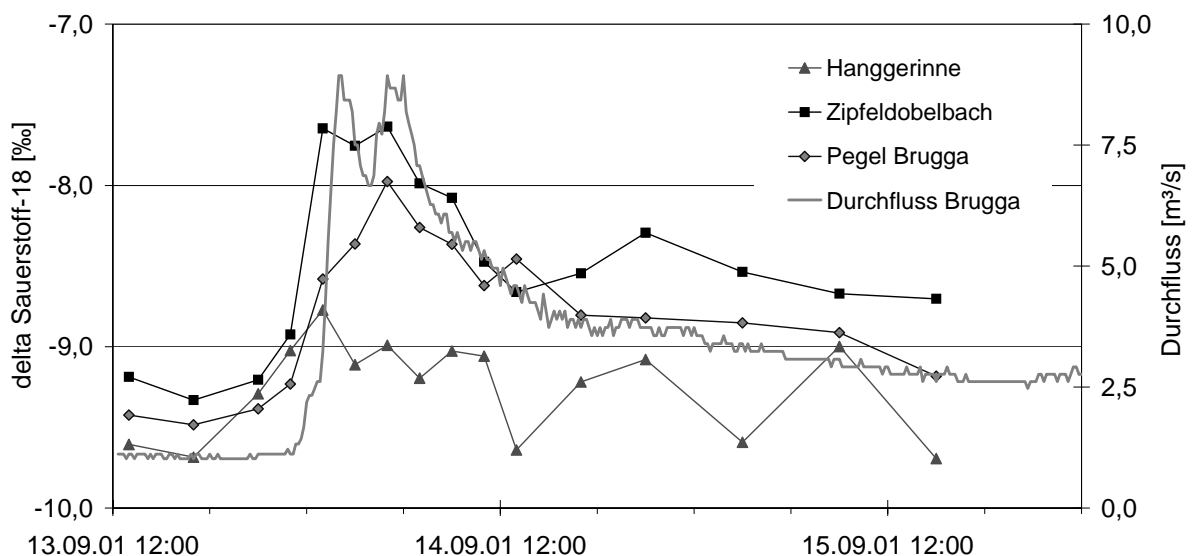


**Abb. 4.14 Absolute und relative Silikat- und Kaliumkonzentrationen an den drei Messstellen, sowie Durchfluss am Brugga-Pegel Oberried**

Beim Kalium zeigt der Zipfeldobelbach ein Reaktionsmuster, welches dem Typ Talvorfluter zuzuordnen ist und unterscheidet sich damit deutlich vom Hanggerinne. Dort sind nur sehr geringe Konzentrationsänderungen während des Ereignisses festzustellen. Am Brugga-Pegel und am Zipfeldobelbach zeigen sich dagegen die typischen Konzentrationsanstiege im Verlauf des Ereignisses. Dieses Verhalten hat auch KIENZLER (2001) am oberen St. Wilhelmer Talbach aufzeigen können (vgl. Abb. 4.10). Dort wurde ein Maximum von ca. 250 % erreicht, welches deutlich über den hier gemessenen Werten liegt. Auffällig ist dabei, dass sich im Fall von Kalium Zipfeldobelbach und Brugga-Pegel wesentlich ähnlicher sind als Zipfeldobelbach und Hanggerinne. Am Zipfeldobelbach sind also bereits die Hydrotöpfe im Einzugsgebiet vorhanden, die Herkunftsraum des Kaliums sind. Da Kalium im Mineralboden schnell fixiert wird, ist nicht davon auszugehen, dass tiefere unterirdische Fließwege zu einem Anstieg der Kaliumkonzentrationen führen. Niederschlagsereignis-bezogene Untersuchungen an zwei Hangfußquellen (DIDSZUN 2000) haben gezeigt, dass es an diesen Quellen nicht zu Konzentrationsanstiegen während der Ereignisse kommt. Stattdessen war an einer Quelle sogar eine Konzentrationsabnahme festzustellen. Die andere untersuchte Quelle, die nur wenige Meter von der Messstelle Zipfeldobelbach entfernt zu Tage tritt, zeigte gleichbleibende Konzentrationen. Der Kaliumeintrag scheint daher sehr oberflächennah, im Bereich der Humusaufgabe bzw. den ersten Zentimetern des humosen Oberbodens zu erfolgen, wo eine Kaliumfixierung durch Tonminerale nur sehr eingeschränkt stattfindet. ELSENBEER ET AL. (1995) sehen sogar nur reinen Oberflächenabfluss als Quelle des Kaliums, da bereits eine Vermischung mit Bodenwasser (z.B. durch eingeschnittene Fließpfade) zu einer Abnahme der Konzentrationen führe. Eine Auswaschung aus den genannten Bereichen wird durch geringere Durchlässigkeiten und mögliche Schichtgrenzen begünstigt, da so eine tiefere Perkolations verhindert und

lateral Transport begünstigt wird. In den Uferbereichen des Zipfeldobelbachs nahe der Messstelle ist von derartigen Verhältnissen auszugehen. Es haben sich dort im Vergleich zum Hanggerinne tiefgründigere und skelettärmere Böden entwickelt, die zudem noch zum Teil als Weide genutzt werden. Diese Nutzung begünstigt durch mögliche Tierexkreme (direkt oder als Mist-/Gülleaufbringung), Bodenverdichtung und eine gut ausgebildete Grasnarbe den Kaliumaustrag über Oberflächenabfluss oder sehr oberflächennahen Zwischenabfluss. Bei permanenten Sättigungsflächen im Brugga-Einzugsgebiet treten fast alle diese Eigenschaften im Extrem zusammen, so dass auch hier von Anstiegen der Kaliumkonzentration während des Niederschlagsereignisses auszugehen ist. Dies konnte durch Untersuchung einer ausgedehnten Sättigungsfläche (SIEDER 2000) bestätigt werden. Da im Einzugsgebiet des Zipfeldobelbachs der Anteil der permanenten Sättigungsflächen allerdings sehr gering ist, ist die Auswaschung von Kalium auf nur temporär gesättigten Bereichen wie beschrieben sehr wahrscheinlich.

Um den Anteil des Ereigniswassers an den jeweiligen Messstellen abzuschätzen, wurden die Proben auch auf das stabile Isotop Sauerstoff-18 untersucht. Allerdings wurde bei dieser Ereignisbeprobung kein Niederschlagswasser beprobt, so dass weder dessen Isotopensignatur selbst noch deren Verlauf bekannt sind. Daher ist, wie schon erwähnt, lediglich eine grobe Abschätzung des Ereigniswasseranteils möglich. Die Veränderung der Sauerstoff-18 Signatur ist in Abbildung 4.15 dargestellt.



**Abb. 4.15 Sauerstoff-18-Signatur an den drei Messstellen während des Ereignisses und Durchfluss am Brugga-Pegel Oberried**

Ähnlich wie beim Kalium sind auch im Fall von Sauerstoff-18 die Unterschiede zwischen Zipfeldobelbach und Brugga relativ gering, während am Hanggerinne eine deutlich abweichende Reaktion festzustellen ist. Auch wenn die genauen Inputdaten fehlen, ist davon auszugehen, dass auf Grund der weniger ausgeprägten Reaktion am Hanggerinne der Ereigniswasseranteil dort niedriger ist als an den beiden anderen Messstellen. Außerdem fällt der deutlich unruhigere Verlauf der Werte auf, der auf eine große Heterogenität der Fließvorgänge verbunden mit einer starken, aber ungleichmäßigen Durchmischung von Vorereignis- und Ereignis-

niswasser hindeutet. Am Zipfeldobelbach und am Brugga-Pegel ist die Streuung der Messwerte deutlich geringer, so dass die Ganglinie ruhiger wirkt. Dennoch ist die Reaktion in der Isotopensignatur an diesen Messstellen stärker. Dies lässt darauf schließen, dass trotz des höheren Ereigniswasseranteils hier die Überlagerung der Vielzahl von Abflussbildungsprozessen zu einer konsistenteren Gebietsreaktion führt. Allerdings sind zwischen Zipfeldobelbach und Brugga-Pegel Unterschiede festzustellen, welche typisch für die unterschiedlichen Gebietsgrößen sind. So lässt sich am Zipfeldobelbach das Doppelmaximum in der Abflussreaktion und auch in der Isotopensignatur finden, selbst wenn er dort nur schwach ausgeprägt ist. Zusätzlich ist eine Reaktion auf den Niederschlag am Abend des 14.09.01 zu erkennen. Am Brugga-Pegel ist dagegen in den Isotopenwerten wie auch in der Hydrochemie (vgl. Abb. 4.14) kein Doppelmaximum mehr vorhanden und auch auf den verzögerten Niederschlag ist keine Reaktion erkennbar. In den Abflussdaten ist allerdings sowohl das Doppelmaximum als auch die Reaktion auf den verzögerten Niederschlag noch zu erkennen. Außerdem wird das Maximum am Brugga-Pegel deutlich später erreicht als am Zipfeldobelbach. Auch wenn am Zipfeldobelbach die Reaktion noch etwas ausgeprägter ist, lässt sich anhand dieser Daten nicht feststellen, wie groß genau die Unterschiede im Ereigniswasseranteil an diesen beiden Messstellen sind. Dazu sind die Unsicherheiten in der Analytik, in den Annahmen für eine Ganglinienseparation und in der Gebietsinputbestimmung zu groß. Insgesamt lassen sich jedoch vergleichsweise geringe Unterschiede vermuten.

Die übrigen, hier nicht dargestellten Ionen zeigen meist größere Ähnlichkeiten zwischen Hanggerinne und Zipfeldobelbach als zwischen Zipfeldobelbach und Brugga-Pegel (Chlorid, Nitrat, Magnesium, Calcium). Dies ist in der Regel sowohl für die absoluten als auch für die relativen Konzentrationen der Fall. Lediglich bei Natrium und Sulfat lässt sich kein signifikanter Unterschied zwischen den drei Messstellen finden.

Auch wenn die Unterschiede in der Hydrochemie insgesamt auf eine größere Ähnlichkeit der Messstellen Hanggerinne und Zipfeldobelbach deuten, ähneln sich aus Sicht der Abflussbildung Zipfeldobelbach und Brugga-Pegel stärker. Typisch für das Einzugsgebiet des Hanggerinnes ist das skelettreiche, hochdurchlässige Material der Hangsedimente, welches eine rasche Infiltration und gute Perkolation innerhalb der Hangsedimente ermöglicht. Dadurch kommt es zu einer intensiven Vermischung von Niederschlags- und Bodenwasser, was dann zu insgesamt geringeren Konzentrationsänderungen und niedrigeren Ereigniswasseranteilen während der Niederschlagsereignisse führt. Bereits an der Messstelle Zipfeldobelbach ist das Einzugsgebiet dagegen so groß, dass zusätzliche Abflussbildungsprozesse hinzukommen. Zwar fehlen noch die Talaquifere, aber ausgeprägte Hangfußbereiche und gewisse Anteile an Sättigungsflächen sind bereits vorhanden. Hier kommt es zu einer Überlagerung vieler einzelner Prozesse, wodurch die Abflussreaktion, aber auch die Reaktion der Hydrochemie und der Isotope weniger sprunghaft ist. Beim Übergang von der Zipfeldobelbach-Skala auf die Brugga-Skala kommen dagegen deutlich weniger neue Prozesse hinzu, so dass die Unterschiede (Konzentrationszeit, Streuung der Messwerte) vor allem auf die Abflusskonzentration zurückzuführen sind. Aus Sicht der Abflussbildung ist daher der Unterschied zwischen Zipfeldobelbach und Brugga-Pegel geringer als der zwischen Zipfeldobelbach und Hanggerinne.

## 4.3 Diskussion

Das Ziel der tracerhydrologischen Arbeiten im Rotherdbach-Einzugsgebiet war die Erweiterung des schon vorhandenen Wissens über die Abflussbildung in diesem Gebiet. Neben dem allgemeinen Vorteil auf bereits existierende Daten und Gebietskenntnis zurückgreifen zu können, erwies sich insbesondere die Kombination von Tracerhydrologie, Hydrometrie und Hydrochemie als hilfreich. Der direkte Nachweis von Fließwegen und die Bestimmung von Fließzeiten mit Hilfe künstlicher Tracer war möglich. Um allerdings auf Einzugsgebietsebene Abflusskomponenten über natürliche Tracer zu entschlüsseln, ist das Wissen um die „end member“-Konzentrationen ganz entscheidend. In einigen Fällen können diese unter gewissen Annahmen abgeschätzt werden. Meist ist aber die direkte Bestimmung, über Quellen oder Saugkerzen notwendig, wenn detaillierte Aussagen gemacht werden sollen. Insofern waren die dazu im Rotherdbach vorliegenden Daten (ARMBRUSTER 2003, pers. Mitt.) eine große Hilfe bei der Interpretation der hydrochemischen Daten.

Auch im Brugga-Einzugsgebiet waren einige Schlussfolgerungen erst durch Kombination der verschiedenen Arbeitsteile möglich. Ziel der Arbeiten war es, vorhandene Lücken im mikroskaligen Prozesswissen zu schließen bzw. auf dieser Ebene erste direkte Untersuchungen zur Skalenabhängigkeit der Abflussbildung durchzuführen. Dies soll die Grundlage für die folgenden experimentellen Arbeiten im Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiet erweitern. Insgesamt muss aber betont werden, dass im Rahmen dieser Arbeit nur begrenzt mikroskalige Experimente durchgeführt werden konnten, welche nicht alle Fragen beantwortet haben bzw. selbst neue Fragen aufwarfen.

Sowohl im Rotherdbach-Einzugsgebiet als auch im Gebiet der Brugga bilden die Hangsedimente einen wichtigen Wasserumsatzraum. Besonders im Brugga-Einzugsgebiet sind die Hangschuttdecken in der Regel sehr skelettreich und hochdurchlässig (UHLENBROOK 1999). Da zwar der Charakter und das Material des kurz zuvor passierten Fließwegs einen starken Einfluss auf die chemische Zusammensetzung des Hangwassers haben, aber der Aufbau und die Mächtigkeit der Deckschichten eine große räumliche Heterogenität aufweisen führt dies zu einer ähnlich großen Heterogenität der Hydrochemie des Hangwassers. Auf Grund der damit verbundenen Fragen nach der Standortrepräsentativität sowie der allgemeinen technischen Probleme (Boden-Skelett) sind bisher noch keine Sickerwasseruntersuchungen über Saugkerzen oder Lysimeter im Brugga-Einzugsgebiet unternommen worden. Die Ergebnisse von KIENZLER (2001) legen aber den Schluss nahe, dass sich im Verlauf eines Hanges keine einheitlichen, tiefendifferenzierten Abflusskomponenten ausbilden. Vielmehr scheint es nur auf der Plot-Skala möglich, Hangwasser auf Grund der Hydrochemie eindeutig Fließwegtiefen bzw. Verweilzeiten zuzuordnen. Bereits auf der Hangskala hingegen werden die Zusammenhänge durch die Einflüsse der Deckschichtentypen, des Deckschichtenmaterials, der lokalen Standortbedingungen und der interagierenden Fließwege so stark überprägt, dass eine Regionalisierung der Hydrochemie des Hangwassers z.B. anhand der Hangposition nicht mehr möglich ist. Dies konnte über die mikroskaligen Untersuchungen gut dargestellt und belegt werden. Eine Regionalisierung bodenchemischer Eigenschaften über eine wirkungsbezogene Landschaftsanalyse ist jedoch möglich (ZIRLEWAGEN 2003). Dass dies nicht bei frei austretendem Hang- oder Bachwasser durchführbar ist, lässt sich in erster Linie auf die Vielzahl möglicher Fließwege des Wasser bis zur Probennahme zurückführen, welche die Einflüsse jedes einzelnen Standorttyps auf die Hydrochemie überprägt. Dennoch gelang es, wie bereits in früheren Arbeiten (UHLENBROOK 1999), die Hydrochemie der Deckschichten allgemein zu charakterisieren und von der anderer Komponenten (Hochlagenquellen, Vorflu-

ter etc.) abzugrenzen. Insgesamt aber erschwert die große hydrochemische Heterogenität des Hangwassers sowie das schwer hydrochemisch abgrenzbare bzw. nicht direkt beprobbare Kluftgrundwasser allgemein die Bestimmung der hydrochemischen „end member“ im Brugga-Einzugsgebiet, wie sie üblicherweise in vielen anderen Gebieten durchgeführt wurde (z.B. HOOPER ET AL. 1990). Aber gerade die Validierung gefundener „end member“ über direkte Beprobung bzw. hydrometrische Untersuchungen ist für die Gültigkeit quantitativer Aussagen von entscheidender Bedeutung (HOOPER 2001). Dies ist auch bei den weiteren experimentellen Arbeiten in der Mesoskala zu berücksichtigen.

Die Ereignisbeprobung „Hanggerinne“ ermöglichte einen Gebietsvergleich bezüglich dominierender Abflussbildungsprozesse. Da die absoluten Vorereigniskonzentrationen vor allem vom Deckschichtenmaterial und –aufbau sowie den lokalen Standortbedingungen abhängig sind und das Hanggerinne ein kleines Teileinzugsgebiet des Zipfeldobelbachs ist, ist die Ähnlichkeit dieser beiden Gebiete in der Hydrochemie vor dem Ereignis zu erwarten. Hinzu kommt, dass zu Trockenwetterzeiten vor allem die langsameren unterirdischen Umsatzräume aktiv sind, welche in beiden Einzugsgebieten als relativ ähnlich anzunehmen sind. Deutliche Unterschiede zwischen den Teilgebieten zeigen sich erst, wenn Niederschlag einsetzt und zu den langsameren Umsatzräumen schnellere wie z.B. Sättigungsflächen oder andere oberflächennahe Fließwege hinzukommen. Dieser Zusammenhang konnte in einigen Gebieten anhand von episodischer Gewässerversauerung durch Aktivierung oberflächennaher, versauerter Fließwege nachgewiesen werden (OGUNKOYA & JENKINS 1991, CHRISTOPHERSEN ET AL. 1990). Da sich die Gebiete Hanggerinne als reines Hangsystem und Zipfeldobelbach als typisches Talgerinne mit einem kleinen aber bereits vorhandenen Talalluvium bezüglich dieser Umsatzräume bzw. Hydrotope unterscheiden, zeigen sich beim Niederschlagsereignis auch verschiedene Reaktionstypen der Hydrochemie. Dabei ist vor allem für die bereicherten Bachrandstreifen (riparian zone) von einem deutlichen Einfluss auf die Vorfluterhydrochemie auszugehen (FEGER ET AL. 1999, HOOPER 2001). In Bezug auf die Abflussbildung sind also die Unterschiede zwischen Zipfeldobelbach und Brugga-Pegel geringer als zwischen Zipfeldobelbach und Hanggerinne, obwohl auf den ersten Blick letztere ähnlicher scheinen. Das Einzugsgebiets des Zipfeldobelbachs ist also in Bezug auf die Abflussbildung bereits so „vollständig“, dass es sich deutlich vom Hanggerinne unterscheidet. Das bedeutet allerdings nicht, dass schon am Zipfeldobelbach alle am Brugga-Pegel auftretenden Abflusskomponenten integriert sind. Insbesondere größere Aquifere in der Talaue, größere permanente Sättigungsflächen und Siedlungsflächen fehlen am Zipfeldobelbach noch. Die Ergebnisse der hydrochemischen Analysen zeigen klar, dass zwischen Zipfeldobelbach und Brugga-Pegel Unterschiede existieren, die auf die Beteiligung zusätzlicher Komponenten am Brugga-Pegel (z.B. Siedlungsflächen, Talauen) hindeuten. Eine weitergehende Diskussion dieser Thematik unter Berücksichtigung aller Arbeitsergebnisse befindet sich in Kapitel 6.

Die Anteile des Ereigniswassers sind bei diesen Gebieten leider kaum ausreichend genau zu bestimmen bzw. zu vergleichen. Ein Hauptproblem ist dabei die Gebietsgröße, die zu sehr unterschiedlichen Randbedingungen in Bezug auf den Isotopeninput und die Abflusskonzentration führt. Zwar ist eine grobe Abschätzung anhand der Stärke der Reaktion des Isotopensignals möglich, aber Zipfeldobelbach und Brugga-Pegel reagieren bereits so ähnlich, dass ein Vergleich der prozentualen Ereigniswasseranteile nur Spekulation wäre. Für das Hanggerinne ist dennoch von einem geringeren Anteil an Ereigniswasser auszugehen. Beim Vergleich mit dem Zipfeldobelbach kann daher die Zunahme des Ereigniswasseranteils mit steigender Gebietsgröße festgestellt werden wie sie auch SHANLEY ET AL. (2002) beobachteten. Dies wird dort mit der Zunahme der beitragenden Fläche sowie der flacheren Einzugsgebietsbereiche

erklärt, welche die Bildung von Sättigungsflächen begünstigen. Eine deutliche Zunahme des Ereigniswasseranteils vom Zipfeldobelbach zum Brugga-Pegel erscheint hier jedoch fraglich, so dass diese Begründung für das Brugga-Einzugsgebiet nur sehr eingeschränkt gilt.

Auch wenn im Rotherdbachgebiet die Deckschichten ein ebenso wichtiger Umsatzraum sind, so weichen die dortigen Strukturen und Prozesse auf Grund der anderen Topographie und Geologie deutlich von denen im Brugga-Einzugsgebiet ab. Insgesamt ist u.a. auf Grund der gemäßigteren Topographie von einer im Vergleich zum Brugga-Einzugsgebiet homogenen Ausbildung der Deckschichten auszugehen. Dadurch können sich Abflusskomponenten bilden, die bezüglich ihrer Hydrochemie flächenhaft homogener und vertikal differenzierter sind als im Brugga-Einzugsgebiet. Allerdings wäre auch hier beim Vergleich vieler Einzelstandorte eine größere Heterogenität zu erwarten. Die Ausbildung hydrochemisch differenzierter Abflusskomponenten wird außerdem dadurch erleichtert, dass die Quellen bestimmter Ionen (z.B. Sulfat u. Chlorid) ein deutliches räumliches Maximum haben, d.h. dass z.B. die Sulfatkonzentration im Sickerwasser in bestimmten Horizonten stark zunimmt. Für Chlorid konnte anhand der Sickerwasserdaten der Horizont der deutlich erhöhten Konzentration zwar nicht belegt werden, dennoch ist auf Grund des Chemographen und der Kenntnis der Chlorideigenschaften davon auszugehen, dass er wesentlich tiefer als die installierten Saugkerzen liegt. Weitere mögliche Ursache für die unterschiedlichen Chloridkonzentrationen können sehr lokale Chloridquellen wie z.B. Erzgänge oder der Streusalzeinfluss sein.

Der Effekt dieser hydrochemisch differenzierten Abflusskomponenten sind deutliche, systematische Konzentrationsänderungen. So konnten während der Untersuchungsperiode vor allem Änderungen als Folge von steigendem und fallendem Abfluss registriert werden. Als besonders hilfreich erwies sich dabei der für eine Ereignisbeprobung lange Zeitraum der Messung, der eigentlich durch fehlende Niederschläge bedingt war. Im Zusammenhang mit den unterschiedlichen Witterungssituationen, also einer Austrocknungs- und einer Auffeuchtungsphase, ermöglichte er die Entschlüsselung hydrochemischer Zusammenhänge, welche einerseits zeitlich gesehen über der Ereignisskala liegen. Andererseits sind die Proben, im Gegensatz zu einer wöchentlichen Routinebeprobung, dabei als Teil einer „Abflussbildungsgeschichte“ zu sehen und daher stark autokorreliert. Gerade dadurch ist aber die Abhängigkeit der Konzentration bestimmter Ionen vom Abfluss leicht zu erkennen. Es macht aber auch deutlich, dass die Hydrochemie jedes Ereignisses durch die hydrometeorologische Vorgeschichte bestimmt wird, was sich sowohl auf die absoluten Konzentrationen im Abfluss kurz vor dem Ereignis, aber auch auf den Verlauf der Konzentrationen während des Ereignisses, je nach Beteiligung der verschiedenen Abflusskomponenten, auswirkt. Da die Beurteilung der relativen Konzentrationsänderungen eine Vielzahl beprobter Ereignisse mit möglichst unterschiedlichen Niederschlagstypen und Vorfeuchtebedingungen benötigt, sind solche Datensätze i.d.R. sehr rar. Die allgemeine Gültigkeit der aufgezeigten Zusammenhänge wird allerdings durch den im Vergleich mit einer Routinebeprobung wiederum recht kurzen Messzeitraum deutlich eingeschränkt. Wie bereits mehrfach erwähnt, sind die im Rahmen dieser Untersuchung gewonnen Erkenntnisse im Prinzip nur für Niedrigwasserphasen mit kleinen bis mittleren Niederschlägen gültig. Um den Gültigkeitsbereich der Aussagen zu erweitern, wäre eine weitere Beprobung in Zeiten höheren Abflusses, also z.B. im Frühjahr nach der Schneeschmelze, sinnvoll.

Auch auf der Ereignissebene können die hydrochemisch differenzierten Abflusskomponenten zu charakteristischen Chemographen führen, z.B. abhängig von der Niederschlagsmenge und -intensität, welche zu einer verschieden starken Aktivierung bestimmter Fließwege führt. Im Untersuchungszeitraum fehlte ein breites Spektrum an Niederschlagstypen, so dass zwar die

unterschiedliche Reaktion der Teileinzugsgebiete zum Ausdruck kam, nicht aber die verschiedenartige Reaktion eines Gebiets auf variierende Niederschlagstypen.

Die direkte Markierung von Fließwegen im Rotherdbach-Einzugsgebiet über Versuche mit künstlichen Tracern machte deutlich, dass Wasser aus den gewässernahen Bereichen sehr schnell, also innerhalb eines Ereignisses, auch bei geringer Vorfeuchte ins Gerinne gelangen kann. Diese Ergebnisse untermauern die Feststellung, dass die bachnahen Bereiche ein wichtiger Wasserumsatzraum mit Einfluss auf Quantität und Hydrochemie des Bachwassers sind (HOOPER 2001, BURNS ET AL. 2001, FEGER ET AL. 1999). Inwieweit dies im Bereich der Vegetationsdecke durch Hydrophobie des organischen Materials beschleunigt wird, kann an dieser Stelle nicht geklärt werden. Die Eosin-Einspeisung zeigt aber, dass auch innerhalb der Deckschichten, wo hydrophobe Effekte praktisch ausgeschlossen werden können, sehr schnelle laterale Fließprozesse möglich sind, welche u.a. auch auf Makroporen entlang von größeren Wurzelkanälen zurückgeführt werden können. Leider kann über den gewählten Versuchsaufbau nicht entschieden werden, ob Bromid und Eosin einen ähnlichen Fließweg genommen haben und nur vertikal höher oder tiefer eingespeist worden sind. Der Durchgang des Bromids lässt aber vermuten, dass die vertikale Komponente anfangs dominiert und die laterale erst in gewisser Tiefe hinzukommt. Nähme das Bromid einen sehr oberflächennahen, nur temporär gesättigten Weg, wäre dagegen davon auszugehen, dass die Konzentrationen im Vorfluter nach einem Niederschlagsereignis rasch wieder abfielen. Dies war jedoch nicht der Fall. Eine Klärung dieses Problems könnte nur ein Aufgraben der Einspeisestellen sowie des vermuteten Fließwegs und ein Rücklösen der Tracer aus den entsprechenden Substratproben bringen.

Insgesamt haben die mikroskaligen Untersuchungen einige Fragen bezüglich einzelner Abflusskomponenten und Fließwege klären können. Der Vergleich von Gebieten half dabei, die Reaktionen jedes einzelnen Gebiets besser einzuordnen und damit „übliches Gebietsverhalten“ von Besonderheiten zu trennen. Leider gelten viele mikroskalig erhobene Daten nur für den jeweiligen Standort oder ein Teilgebiet, wie z.B. den hinteren St. Wilhelmer Talbach. Daher ist eine Übertragung der Ergebnisse auf größere Gebiete nur unter starken Einschränkungen möglich. Da es aber andererseits auf Grund der Kosten und des Arbeitsaufwands nicht möglich ist, mikroskalige Untersuchungen flächendeckend für mesoskalige Gebiete durchzuführen, ist die Regionalisierung die einzige Möglichkeit, die Ergebnisse auch bei Arbeiten in den übergeordneten Gebieten (z.B. Dreisam-Einzugsgebiet) zu nutzen. Da die Übertragung von absoluten Konzentrationen fast nicht möglich ist, sollten insbesondere systematische Zusammenhänge und Wirkungsbeziehungen interpretiert werden. So ist z.B. auf Grund der Geologie, der Topographie und der Gebietskenntnis davon auszugehen, dass der Aufbau und die Struktur der Deckschichten im gesamten Brugga-Einzugsgebiet ähnlich heterogen wie im hinteren St. Wilhelmer Talbach sind. Überträgt man nun die Ergebnisse von KIENZLER (2001) auf das gesamte Brugga-Einzugsgebiet, ist von einer ähnlich heterogenen, weder flächenhaft tiefendifferenzierten noch hangpositionsdifferenzierten Hydrochemie des Hangwassers auszugehen. Dies sollte Grundlage für die Interpretation der folgenden Ereignisbeprobungen im Brugga-Einzugsgebiet sein.

## 4.4 Fazit

Durch die mikroskalige Prozessforschung im Rotherdbach-Einzugsgebiet war es möglich, bisherige Erkenntnisse mit Hilfe weiterer Untersuchungsmethoden wie z.B. künstliche und natürliche Tracer zu bestätigen. Dabei konnte der Einsatz von Markierversuchen schnelle laterale Fließwege in Gerinnenähe nachweisen, welche während Ereignissen sowohl Ereignis- als auch Vorereigniswasser dem Gerinne zuführen. Detaillierte Informationen zu der genauen Tiefenlage dieser Fließwege sind durch weitere Experimente zu erheben. Außerdem konnten durch die Auswertung der natürlichen Tracer und die Quantifizierung der dominierenden Abflusskomponenten die Unterschiede in der Abflussbildung zwischen TEG 1 und TEG 2 ermittelt werden. Während das TEG 1 durch schnellen Zwischenabfluss und Sättigungsflächenabfluss der wenig variablen Bachrandbereiche geprägt ist, ist der Zwischenabfluss im TEG 2 deutlich verzögert. Der Anteil an Sättigungsflächenabfluss im TEG 2 ist topographiebedingt deutlich variabler und weist auf Grund der unterschiedlichen Vegetationsstruktur niedrigere Ereigniswasseranteile auf.

Im Brugga-Einzugsgebiet war es durch Untersuchungen im Teilgebiet St. Wilhelmer Talbach möglich, Hochlagenquellen, Hangwasser und den Vorfluter hydrochemisch zu unterscheiden. Jedoch konnten an den Hängen innerhalb der Deckschichten keine flächenhaften, hydrochemisch einheitlichen Abflusskomponenten nachgewiesen werden. Auch systematische Zusammenhänge wie eine zunehmende Mineralisierung des Hangwassers mit zunehmender Fließwegtiefe oder hangabwärts ließen sich nicht belegen. Dies wird auf eine große Heterogenität des Deckschichtenmaterials, des Deckschichtenaufbaus und der lokalen Standortbedingungen zurückgeführt, welche zu einer starken Heterogenität und Interaktion der Fließwege führt. Dies verhindert die Ausbildung flächenhafter, hydrochemisch einheitlicher Hangwasserkomponenten.

Die Ereignisbeprobung eines steilen Hanggerinnes machte deutlich, dass die hydrochemische Ereignisreaktion eines Hangsystems deutliche Unterschiede im Vergleich zu Einzugsgebieten aufweist, welche neben steilen Hängen auch flachere Talbereiche besitzen. Die typische Größe dieser kleinen Teileinzugsgebiete im Brugga-Einzugsgebiet beträgt rund 1-1,5 km<sup>2</sup>. In diesen Gebieten ist die Ereignisreaktion deutlich stärker von Ereigniswasser bzw. Oberflächenabfluss beeinflusst als an den Hängen. Trotz gewisser Unterschiede ist die hydrochemische Reaktion daher der des Brugga-Einzugsgebiets ähnlicher als der der Hangsysteme. Dies ist dadurch zu erklären, dass die Hangsysteme häufig ein nur einzelnes Hydrotop darstellen, während die kleinen Einzugsgebiete bereits die Mehrzahl aller Hydrotope enthalten, welche auch in mesoskaligen Gebieten zu finden sind.





## **5 Ergebnisse mesoskaliger Prozessforschung**

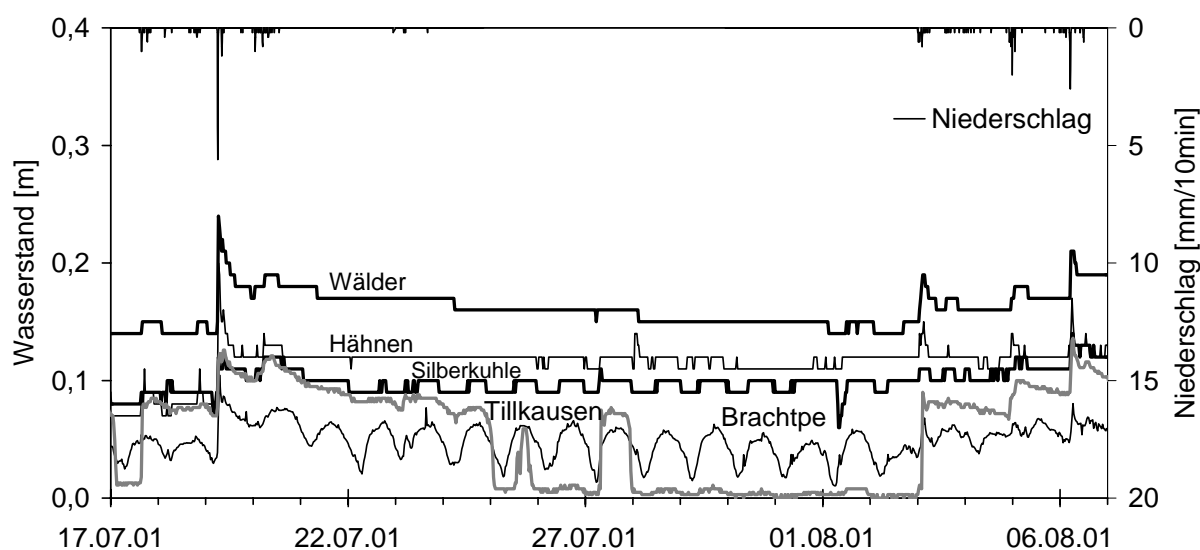
Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte mesoskalige Prozessforschung gliedert sich in die Ereignisbeprobungen im Brachtpe-Einzugsgebiet, bei der ein Starkregenereignis wie auch eine mehrtätige niederschlagsreiche Phase beprobt werden konnten, und in verschiedene Arbeiten im Dreisam-Einzugsgebiet. Diese schließen mehrere Stichtagsbeprobungen zur Erfassung der Gebietsheterogenität der natürlichen Tracer sowie zahlreiche Ereignisbeprobungen in den Teileinzugsgebieten der Brugga und der Dreisam ein. Außerdem wurde auf die Datensätze der Ereignisbeprobungen das statistische Verfahren der Hauptkomponentenanalyse angewandt.

### **5.1 Ergebnisse der Arbeiten im Brachtpe-Einzugsgebiet**

Im Sommer 2001 wurde im Brachtpe-Einzugsgebiet eine Intensivmesskampagne mit dem Ziel durchgeführt, die Abflussbildung, d.h. Fließwege u. Abflusskomponenten dieses Gebiets näher zu untersuchen. Dabei sollten vor allem Gemeinsamkeiten und Unterschiede der einzelnen Teileinzugsgebiete aufgezeigt werden. Abgesehen von einer wöchentlichen Routinebeprobung an 33 Stellen im Gebiet fanden noch keine Untersuchungen statt, die die Abflussbildung auf Einzugsgebietsebene zu entschlüsseln versuchten. Daher konnte im Gegensatz zum Rotherdbach-Einzugsgebiet nicht auf vorangegangene Experimente bzw. bereits existierende Erkenntnisse zurückgegriffen werden. Insofern wurde mit der Methode der Ereignisbeprobung auf Basis natürlicher Tracer (Hauptionen, gel. Kieselsäure, Sauerstoff-18) ein Ansatz gewählt, der das gesamte Geschehen eines Einzugsgebiets am Gebietsauslass erfasst. Der Einsatz von künstlichen Tracern im Rahmen eines Markierversuchs im Brachtpe-Einzugsgebiet war zu einem späteren Zeitpunkt geplant, da zu diesem Zeitpunkt keine konkreten Fragestellungen bzgl. der Abflussbildungsprozesse bestanden, wie sie für Versuche dieser Art notwendig sind.

Die experimentellen Arbeiten und die Laboranalysen wurden im Rahmen der Diplomarbeit von Olaf Andler (ANDLER 2002) in Zusammenarbeit mit dem Lehrstuhl für Angewandte Physische Geographie der Ruhr-Universität Bochum durchgeführt. Ähnlich dem Ansatz im Rotherdbach-Einzugsgebiet wurden im Brachtpe-Einzugsgebiet vier Teileinzugsgebiete und der Gebietsauslass mit automatischen Probenentnahmegeräten ausgerüstet. Die Positionen der Geräte sind Abbildung 2.4 zu entnehmen. Im Untersuchungszeitraum (16.07.01-07.08.01) wurden mit Ausnahme von fünf Tagen (28.07.-01.08.01) durchgehend Wasserproben entnommen, wobei sich das Intervall (1-6 h) den Witterungsverhältnissen anpasste. Wasserstands- oder Abflussdaten für den Brachtpe-Pegel liegen für den Zeitraum der Messkampagne auf Grund technischer Probleme nicht vor. Allerdings wurde ca. 100 m gerinneaufwärts des Brachtpe-Pegels (Position des Probennehmers „Brachtpe“) und an den Auslässen der vier Teileinzugsgebiete die Wasserstände mit Hilfe von Drucksonden (Auflösung: 1 cm) aufgezeichnet. Abbildung 5.1 gibt einen Überblick über die Niederschlags- und Wasserstandsverhältnisse während des Untersuchungszeitraums. Auch wenn keine Abflussdaten vorliegen, lässt sich anhand der Wasserstandsdaten die Abflussreaktion näherungsweise abschätzen. Der Untersuchungszeitraum kann in drei Phasen unterteilt werden. Zu Beginn der Kampagne, am 19. Juli, ereignete sich ein konvektiver Starkniederschlag, der in allen Teilgebieten zu einer

deutlichen Abflussreaktion führte. Für die Zeit vom 25.07.01 bis zum 30.07.01 liegen keine Niederschlagsdaten vor. Auf Grund der Wasserstandsganglinien ist aber davon auszugehen, dass im Anschluss an das Starkregenereignis nur unbedeutende Niederschläge fielen. Im Teilgebiet Tillkausen führte dies dazu, dass der Durchfluss am Standort des Probenentnahmegeräts bzw. der Drucksonde vorübergehend versiegte (vgl. Abb. 5.1). Gegen Ende des Untersuchungszeitraums fiel täglich Niederschlag, wodurch es zu einer stetigen Auffeuchtung des Gebiets kam. Die ausgeprägten Tagesschwankungen der Brachtpe kommen durch einen ungünstigen Gerinnequerschnitt zustande, der zu einem unterproportionalen Anstieg der Wasserstände bei höheren Abflüssen führt.



**Abb. 5.1 Überblick über den Niederschlag und die Wasserstände der Teileinzugsgebiete während des Untersuchungszeitraums**

Der Schwerpunkt der folgenden Ergebnisdarstellung liegt zum einen auf dem konvektiven Starkregenereignis und zum anderen auf der Niederschlagsperiode gegen Ende des Untersuchungszeitraums.

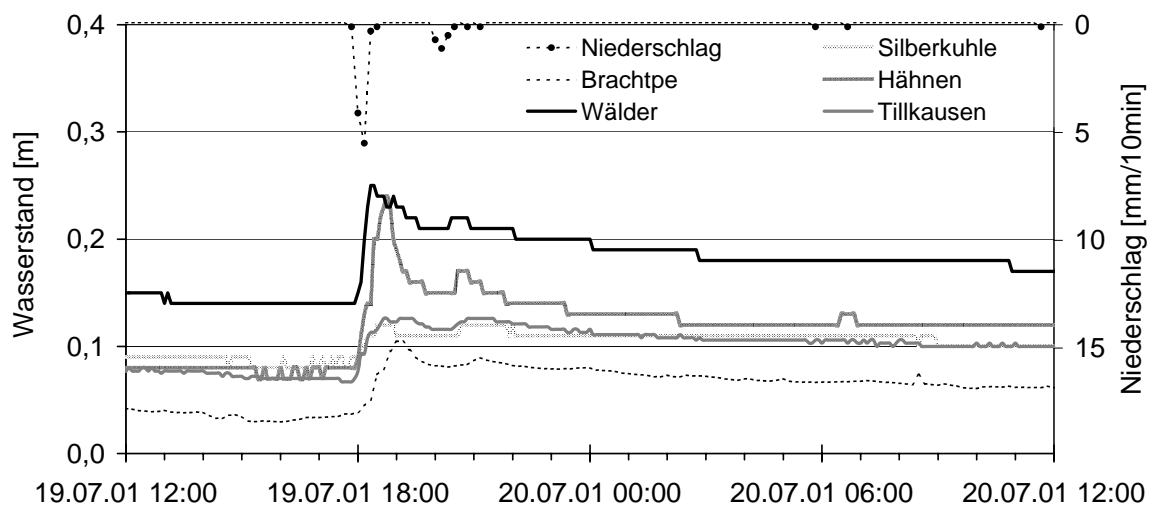
### 5.1.1 Starkregenereignis

Am 19. Juli 2001 ereignete sich im Brachtpe-Einzugsgebiet ein Starkregenereignis in Form eines Gewitters mit Hagelschlag. Die Niederschlagsstation an der Nordwestgrenze des Einzugsgebiets (vgl. Abb. 2.4) registrierte in der Summe 20,8 mm Niederschlag, wobei das maximale 10-Minuten-Intervall 11,6 mm betrug.

Am Klimaturm nahe der Ortschaft Husten wurden insgesamt 13,8 mm, bei einem maximalen 10-Minuten-Intervall von 5,6 mm, aufgezeichnet. Die bei Konvektiveignissen übliche Heterogenität der Niederschlagsverteilung ist also auch hier festzustellen. Dabei nimmt die Niederschlagsmenge von Nordwesten nach Südosten ab, so dass für die Gebiete Tillkausen und Silberkuhle von einem signifikant geringeren Gebietsniederschlag auszugehen ist. Dennoch ist der Niederschlagscharakter (Gewitter) in allen Teilgebieten vergleichbar, so dass von einer

potentiell ähnlichen Abflussbildung auszugehen ist. Die zeitliche Heterogenität des Niederschlags ist als gering einzustufen, da die Niederschlagsaufzeichnungen an beiden Stationen praktisch synchron verlaufen (nicht dargestellt).

In Abb. 5.2 sind die Wasserstandsreaktionen der Teilgebiete (5-min-Intervall; Brachtpe: 10-min-Intervall) sowie der Niederschlag am Klimaturm des Starkregenereignisses dargestellt. Alle Teilgebiete reagieren innerhalb von 5 bis 10 Minuten auf den Niederschlag. Unterschiede lassen sich jedoch zwischen den Wasserstandspeaks erkennen. Zwar ist die Form der Ganglinien (z.B. Größe u. Steilheit des Anstiegs) auf Grund des nicht definierten Gerinnequerschnitts nicht zu interpretieren, dennoch lassen sich die Zeiten der Wasserstandsmaxima vergleichen. So wird der Peak im Gebiet Wälder am frühesten erreicht, während er in den Gebieten Hähnen, Tillkausen und Silberkuhle ca. 15-25 min später eintritt. An der Brachtpe ist das Maximum um weitere 15 min verzögert.

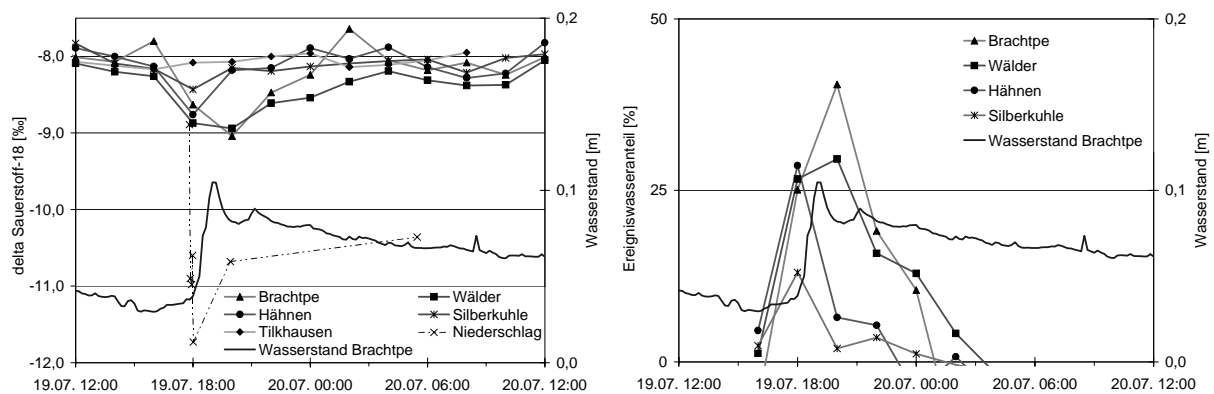


**Abb. 5.2 Wasserstände und Niederschlag während des Starkregenereignisses**

Folgende Gründe für dieses unterschiedliche Verhalten erscheinen plausibel. Die extrem schnelle Abflussreaktion im Gebiet Wälder ist darauf zurückzuführen, dass die schnell beitragenden Flächen zum einen sehr gerinnenah, zum anderen auch noch sehr stationsnah liegen. Im Teilgebiet Hähnen wird die Abflussreaktion dagegen einerseits durch die Fischteiche beeinflusst, auch wenn dieser Einfluss schwer zu quantifizieren ist, andererseits liegen die potentiell beitragenden Flächen im Mittel weiter vom Gebietsauslass entfernt, so dass die Konzentrationszeit vergrößert wird. Dennoch ist die Dauer der schnellen Komponenten, wahrscheinlich durch die gerinnenah Lage der Flächen und die Drainagen, relativ kurz, so dass es zu einem schnellen Rückgang des Wasserstands kommt. Die Gerinnequerschnitte an den Messstellen von Tillkausen und Silberkuhle sind wesentlich breiter als in den übrigen Teilgebieten. In Verbindung mit dem geringeren Gebietsniederschlag sind daher die deutlich flacheren Peaks dort keine Besonderheit. Durch die ähnliche Gebietsform und die vorhandenen Fischteiche ist im Gebiet Silberkuhle eine dem Teilgebiet Hähnen vergleichbare Konzentrationszeit, wie sie auch in etwa eingetreten ist, wahrscheinlich. Für Tillkausen wäre dagegen auf Grund der genannten Aspekte (Form, keine Fischteiche) eine schnellere Abflusskonzent-

ration zu erwarten. An Hand der Ereignisbeprobungen soll im Folgenden diese Hypothese überprüft werden und es sollen Gründe für die jeweiligen Gebietsreaktionen gefunden werden.

Um den Anteil des Ereigniswassers am Gesamtabfluss zu bestimmen, wurden die Proben während des Gewitterniederschlags auf Sauerstoff-18 analysiert. Leider liegen für dieses Ereignis nur Proben im 2-h-Rhythmus vor, was bei der Interpretation zu berücksichtigen ist. Die erste Ereignisprobe liegt kurz nach Beginn der Abflussreaktion, die zweite dagegen bereits deutlich nach den Wasserstandsmaxima aller Teilgebiete, d.h. es können keine Aussagen über die Zusammensetzung des Abflusses während des Peaks gemacht werden. Der Niederschlag wurde über einen Niederschlagsprobennehmer am Klimaturm in einem 2 mm-Intervall beprobt. Der Verlauf der Isotopensignatur des Durchflusses und des Niederschlags ist in Abbildung 5.3 dargestellt. Trotz der ersten Niederschlagsprobe, die sehr nah an den Durchflusswerten liegt, ist der Niederschlag in der Summe isotopisch deutlich leichter als der Durchfluss. Außerdem ist die zeitliche Variabilität sehr gering, so dass für die Ganglinienseparation der gewichtete Mittelwert der Einzelproben („bulk mean“) verwendet werden kann. Für den Teilraum Tillkausen war eine plausible Separation jedoch nicht möglich, da die Isotopenwerte insgesamt nur geringe Änderungen aufwiesen und dabei z.T. isotopisch schwerer als der Vorereigniswert wurden. In diesem Fall ist die Änderung nicht durch das Hinzumischen des isotopisch leichteren Niederschlagswassers zu erklären. Dies kann entweder dadurch bedingt sein, dass der analytische Fehler ( $\pm 0,2$  ‰-Punkte) größer als die tatsächliche Änderung ist oder dadurch, dass tatsächlich eine dritte, unbekannte Komponente einen signifikanten Anteil am Durchfluss hat. Außerdem ist die in allen Teilgebieten feststellbare Reaktion der Isotopensignatur am Vormittag des 20. Juli schwer mit dem von ca. 6:00 bis 7:00 Uhr gefallenen Niederschlag von ca. 0,5 mm zu erklären. Auf eine Separation dieses Zeitraums wird daher verzichtet. In den anderen Teilgebieten unterscheidet sich der Anteil an Ereigniswasser, bestimmt über die Ganglinienseparation mit Sauerstoff-18, zwischen den Teileinzugsgebieten erheblich, wie schon am Verlauf der Isotopensignaturen zu erkennen ist.



**Abb. 5.3** Verlauf der Sauerstoff-18-Signaturen (links) und die daraus berechneten Anteile des Ereigniswassers der Teilgebiete (rechts) während des Starkregenereignisses (für den Teilraum Tillkausen ist keine plausible Separation möglich)

Den geringsten Ereigniswasseranteil in einer Probe weist das Teilgebiet Silberkuhle auf. Hier wird das Maximum bereits in der ersten Ereignisprobe erreicht und auch die auf den Durchflusspeak folgende Abnahme des Ereigniswasseranteils erfolgt sehr schnell. Dieser Reaktion sehr ähnlich ist der Verlauf im Teilgebiet Hähnen. Auch hier wird der Maximalwert bereits in der ersten Probe erreicht. Dieser liegt allerdings mit ca. 28 % deutlich höher. Dagegen sind die Ereigniswasseranteile der folgenden vier Proben von Hähnen und Silberkuhle sehr ähnlich, so dass die Abnahme im Teilgebiet Hähnen im Verhältnis deutlich schneller erfolgt sein muss.

Das Teilgebiet Wälder und die Brachtpe unterscheiden sich von den anderen Gebieten dadurch, dass der Maximalwert erst in der zweiten Ereignisprobe erreicht wird und auch der Rückgang langsamer erfolgt. Von der ersten auf die zweite Ereignisprobe nimmt an der Brachtpe der Anteil dabei deutlich von ca. 25 auf 40 % zu, während er im Gebiet Wälder nur sehr gering ansteigt. Auffällig ist, dass der Ereigniswasseranteil der ersten Ereignisprobe sowohl bei Wälder und Brachtpe als auch bei Hähnen praktisch identisch ist.

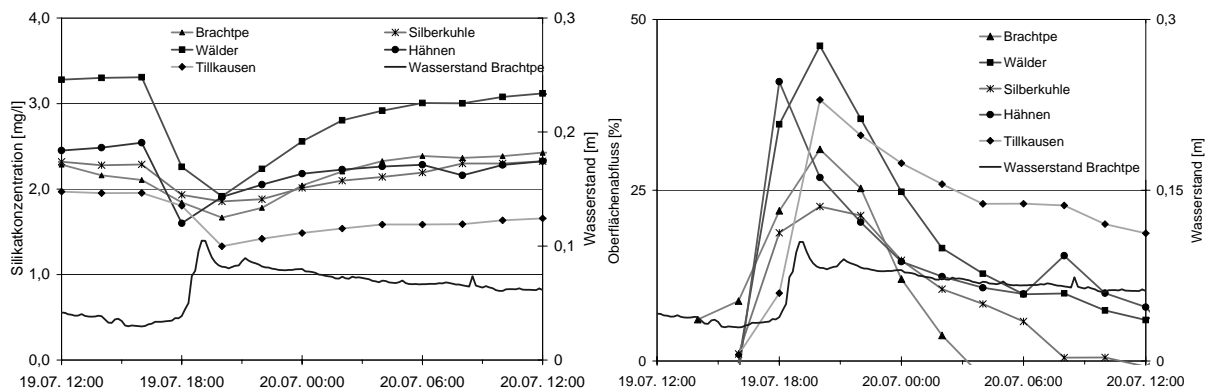
Der Unterschied zwischen den Teilgebieten Tillkausen und Silberkuhle und dem Rest lässt sich zum einen mit dem geringeren Gebietsniederschlag erklären. Dies führt zu allgemein niedrigeren Ereigniswasseranteilen, da die schnellen Abflussbildungsprozesse, die Ereigniswasser liefern, nicht so dominant sind. Zum anderen reduzieren bestimmte Gebietseigenschaften in der Silberkuhle den Ereigniswasseranteil des Gebiets. So ist neben den vorhandenen Fischteichen, der untere gewässernahe Bereich waldbestanden und weist keine ausgedehnten Sättigungsflächen auf. Diese sind in erst größerer Entfernung zur Messstelle weiter südlich zu finden und nur über ein stark verästeltes, z. T. anthropogen überprägtes Gerinnenetz angeschlossen. Außerdem wird durch die rasch auf Niederschlag reagierenden Stollengänge der Anteil unterirdischer Komponenten erhöht. Die sehr geringen Änderungen der Isotopensignatur im Teilgebiet Tillkausen sind dagegen schwer zu begründen. Es fehlen Fischteiche oder ähnliche Muldenspeicher im Gebiet und auch der hohe Anteil an Pseudogleyen sowie die Flächen mit Anmoorgleyen im Waldbereich fördern eher Sättigungs-Oberflächenabfluss. Zusätzlich sind die Wiesen von Drainagen durchzogen. Es erscheint wahrscheinlich, dass es auf den sehr feuchten Wiesen zu einer starken Durchmischung von Vorereignis- und Ereigniswasser kommt und so der Ereigniswasseranteil im Abfluss eher gering bleibt.

In den Gebieten Hähnen, Wälder und Brachtpe sind dagegen die Ereigniswasser produzierenden Flächen ungefähr vergleichbar (vgl. Abb. 2.5, Gleye u. Pseudogleye), was zu ähnlichen Ereigniswasseranteilen in der ersten Ereignisprobe führt. Besonders schnell reagiert dabei das Teilgebiet Wälder. Aber auch in Hähnen wird durch die gerinnenahen Lage dieser Flächen und die vorhandenen Drainagen das Abfließen des Ereigniswassers begünstigt, so dass es nach einem raschen Anstieg, zu einem ebenso raschen Absinken des Ereigniswasseranteils kommt. Der Teil der Sättigungsflächen im Gebiet Wälder, der sich weiter entfernt von der Messstelle im Wald (anmoorige Quellbereiche) befindet, scheint dagegen deutlich länger Ereigniswasser zu liefern. In diesem Gebiet sinkt auch der Wasserstand langsamer. In der Brachtpe ist das späte und hohe Maximum des Ereigniswasseranteils vor allem durch die Prozesse der Abflusskonzentration und die auch im Restgebiet vorhandenen potentiellen Sättigungsflächen zu erklären. Auch das späteste Wasserstandsmaximum aller Gebiete weist auf die Auswirkungen der größeren Einzugsgebietsfläche hin. Im Vergleich mit anderen Untersuchungen (SKLASH & FARVOLDEN 1979, SKLASH ET AL. 1986 und Reviews in BONELL 1993, BUTTLE 1994) ist der bestimmte Ereigniswasseranteil als durchaus hoch einzuschätzen. Dabei ist insbesondere zu berücksichtigen, dass die beiden Proben zum einen schon kurz nach Beginn der Abflussreaktion, zum anderen deutlich nach dem Abflusspeak abgefüllt wurden. Im Bereich dieses Peaks

ist daher mit noch höheren Ereigniswasseranteilen zu rechnen. Allerdings ist bei der Auswertung der Ganglinienseparationen mit Sauerstoff-18 zu berücksichtigen, dass auf Grund der Messgenauigkeit bei einmaligem Messen der Proben bei den separierten Abflusskomponenten ein Fehlerbereich von mind.  $\pm 20\%$  anzunehmen ist. Daher sollte nicht zu viel Gewicht auf die Interpretation der zweiten Ereignisprobe der Brachtpe (sehr hoher Ereigniswasseranteil) gelegt werden. Insgesamt kann aber festgehalten werden, dass bei diesem konvektiven Niederschlagstyp das Ereigniswasser im Brachtpe-Einzugsgebiet einen großen Anteil an der hydrologischen Gebietsreaktion ausmacht. Dabei ist aber zu berücksichtigen, dass die Teilgebiete Tillkausen und Silberkuhle einen deutlich geringeren Beitrag an Ereigniswasser liefern.

Um die Fließwege des Ereigniswassers zu bestimmen, wurden Ganglinienseparationen mit dem Tracer Silikat durchgeführt. Dabei wurde für den Oberflächenabfluss eine Silikatkonzentration von  $0,3\text{ mg/l}$  und für den unterirdischen Abfluss der Vorereigniswert gewählt. In Abbildung 5.4 sind sowohl der Verlauf der Silikatkonzentrationen als auch die über Silikat separierten Oberflächenabflussanteile dargestellt. Da die Silikatwerte kurz vor dem Ereignis in einigen Gebieten nicht ganz stabil waren (z.B. Brachtpe), schwanken auch die Anteile des separierten Oberflächenabflusses vor Ereignisbeginn zwischen  $-1,9\%$  und  $0,9\%$  bzw.  $9,0\%$  in der Brachtpe (vgl. Abb. 5.4 rechts).

Die Ergebnisse der Ganglinienseparation mit Silikat unterscheiden sich zum Teil deutlich von den über Sauerstoff-18 errechneten Werten. Dies ist auf Grund des unterschiedlichen Charakters der abgetrennten Abflusskomponenten nicht verwunderlich. Insgesamt gesehen sind die Unterschiede im Verlauf und den Anteilen zwischen den Teilgebieten geringer als beim Ereigniswasser, wobei mit Ausnahme der Brachtpe der Anteil an Oberflächenabfluss überall größer ist als der des Ereigniswassers. Relativ ähnlich in Bezug auf den Oberflächenabfluss sind sich Hähnen, Wälder und Tillkausen. Während Tillkausen den langsamsten Rückgang aufweist, ist der Verlauf des Oberflächenabflusses in Wälder und Hähnen dem des Ereigniswassers sehr ähnlich. Deutlich geringere Oberflächenabflussanteile weisen Silberkuhle und Brachtpe auf. Auffällig ist dabei, dass in der Silberkuhle der Verlauf des Oberflächenabflusses wesentlich weniger schnell abfällt als der des Ereigniswassers. In der Brachtpe ist bei den Ergebnissen der Separation zu beachten, dass hier die Silikatkonzentrationen schon vor Beginn des Ereignisses leicht zurückgehen und daher die Festlegung der Konzentration des unterirdischen Abflusses nicht einfach ist.

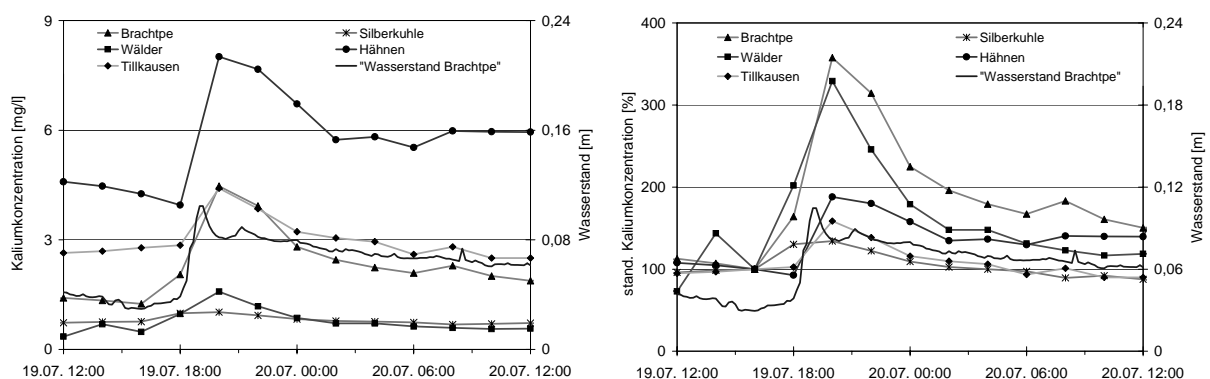


**Abb. 5.4** Verlauf der Silikatkonzentrationen (links) und Anteile des Oberflächenabflusses errechnet über Ganglinienseparation mit Silikat (rechts) für das Starkregenereignis

Wird schon vor Niederschlagsbeginn ein relativ hoher Oberflächenabflussanteil (bis 17 %) akzeptiert, so ist das Maximum mit Wälder, Hähnen und Tillkausen zu vergleichen. Für die dargestellte Separation wurde dagegen ein niedrigerer Wert gewählt, so dass das Maximum etwas niedriger als in den genannten Teilgebieten liegt.

Die in fast allen Gebieten im Vergleich zum Oberflächenabfluss deutlich geringeren Anteile des Ereigniswassers deuten darauf hin, dass während des Ereignisses durch den Niederschlag Vorereigniswasser mobilisiert wird, welches einen sehr niedrigen Silikatgehalt besitzt. Als Herkunftsraum dieser Komponente kommen zwei Bereiche in Frage: zum einen in Mulden (Drainagegräben, Quellbereichen, Sättigungsflächen) oberflächlich gespeichertes Wasser, welches nur sehr geringen Kontakt zur Bodenmatrix hatte (vgl. BUTTLE & SAMI 1992); zum anderen gerinnenahes Grundwasser, welches ebenfalls auf Grund kurzer Verweilzeiten einen niedrigen Silikatgehalt aufweist. Im ersten Fall handelt es sich dabei tatsächlich um oberflächlich abfließendes Vorereigniswasser, im zweiten Fall jedoch um unterirdischen Abfluss, welcher auf Grund der Annahmen bei der Zweikomponentenseparation nicht als solcher erkannt wird. Gerade in den unteren Einzugsgebietsbereichen der Brachtpe, wo sich eine kleine Talaue ausgebildet hat, wird gering mineralisiertes Grundwasser einen höheren Oberflächenabfluss vortäuschen. Diese Komponente, mobilisiert durch geringe Niederschläge am Vormittag, ist die wahrscheinliche Ursache für die schon vor Beginn des Ereignisses zurückgehenden Silikatkonzentrationen. Im Teilgebiet Tillkausen ist dagegen das große Volumen vor allem oberflächlich, aber auch oberflächennah gespeicherten Vorereigniswassers ein plausibler Grund für den geringen Ereigniswasser- aber hohen Oberflächenabflussanteil. Der langsame Rückgang des Oberflächenabflusses in diesem Gebiet kann auf zwei Gründe zurückgeführt werden. Zum einen war der Gebietsniederschlag geringer als in den anderen nördlichen Teilgebieten, so dass die Abflussbildung insgesamt weniger intensiv ablief. Zum anderen wurde auch oberflächennah in den Stauwasserhorizonten der Pseudogleye gespeichertes Wasser mobilisiert, was ebenfalls dazu führte, dass noch einige Stunden nach Niederschlagsende gering mineralisiertes Vorereigniswasser zum Abfluss gelangte.

Ein weiterer Tracer für schnelle oberflächliche Abflussbildungsprozesse ist Kalium. In Kapitel 4 wurden bereits Beispiele für die Auswertung dieses Tracers aus dem Brugga-Einzugsgebiet vorgestellt. Wie dort schon dargestellt, gilt der Anstieg von Kalium als Nachweis von Oberflächenabfluss (ELSENBEER ET AL. 1995).



**Abb. 5.5 Verlauf der absoluten und standardisierten Kaliumkonzentrationen während des Starkregenereignisses**



Der Verlauf der Kaliumkonzentrationen im Brachtpe-Einzugsgebiet ist in Abbildung 5.5 dargestellt. Neben den absoluten Konzentrationen wurden zusätzlich die auf 100 % zu Beginn des Ereignisses standardisierten Konzentrationen abgebildet, um die Stärke des jeweiligen Anstiegs besser vergleichen zu können. Bei der Auswertung sind allerdings die anthropogenen Einflüsse auf den Stoffhaushalt zu berücksichtigen. So unterscheiden sich die Vorereigniskonzentrationen der Teilgebiete im Gegensatz zum Brugga-Einzugsgebiet wesentlich stärker, so dass von unterschiedlichen Ausgangsvoraussetzungen der Teilgebiete auszugehen ist. Dies bedeutet, dass die Konzentrationsanstiege durch Zustrom kaliumreichen Oberflächenabflusses durch hohe Vorereigniskonzentrationen überdeckt werden können.

Ähnliche Vorereigniskonzentrationen besitzen die Teilgebiete Wälder und Silberkuhle. Allerdings ist der Konzentrationsanstieg im Teilgebiet Wälder wesentlich stärker ausgeprägt. Deutlich höhere Vorereigniskonzentrationen sind dagegen in den Teilgebieten Tillkausen und Hähnen zu finden, wobei jedoch die Anstiege geringer sind als im Gebiet Wälder. Bei der Auswertung des Brachtpe-Chemographen ist zu berücksichtigen, dass der größte Abflussanteil von den Teilgebieten geliefert wird, während nur ein kleiner Teil aus dem eigentlichen Restgebiet stammt. Da die Vorereigniskonzentrationen relativ niedrig waren, ist durch den während des Ereignisses volumetrisch hohen Zustrom aus den Teilgebieten Tillkausen und vor allem Hähnen ein deutlicher Konzentrationsanstieg an der Brachtpe-Messstelle zu erwarten. Die für diesen Anstieg ursächliche Kaliumquelle liegt also nicht im eigentlichen Restgebiet sondern in den Teilgebieten Hähnen und Tillkausen.

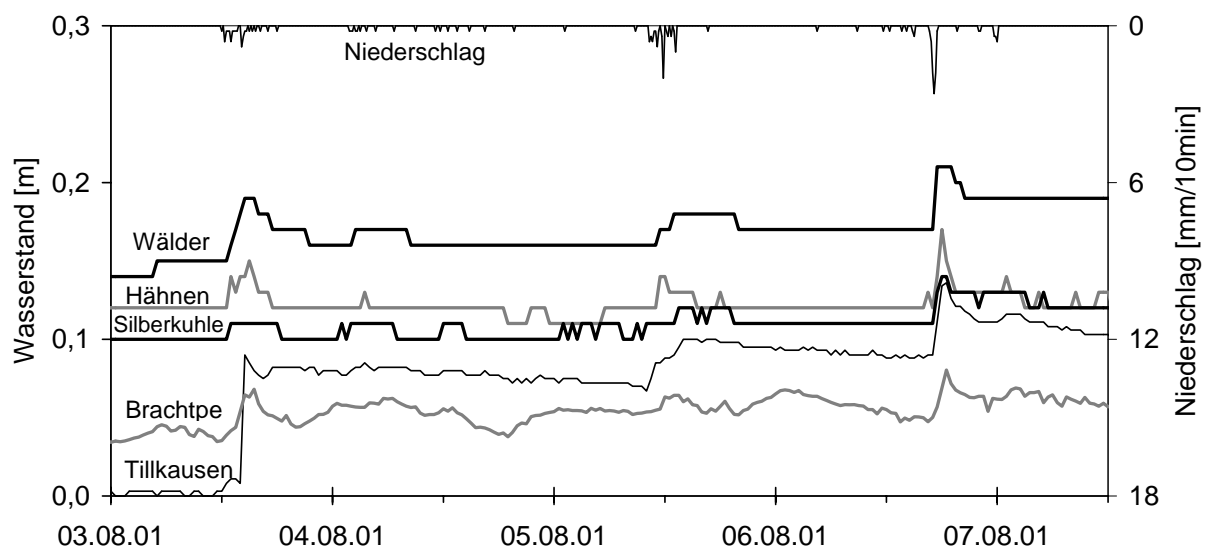
Bei der Interpretation der Teilgebiete Silberkuhle und Wälder ist von nur geringen anthropogenen Einflüssen auszugehen, so dass der deutlich stärkere Anstieg der Kaliumkonzentrationen in Wälder auf einen größeren Anteil an Oberflächenabfluss zurückgeführt werden kann. Dies bestätigen auch die Ergebnisse der Silikatseparationen. Wie schon angesprochen, sind im Teilgebiet Wälder die Feuchtfächen im Bereich der Wiesen und die anmoorigen Quellareale entlang des Gerinnes im bewaldeten Einzugsgebietsteil die für Oberflächenabfluss potentiell in Frage kommenden Flächen. In der Silberkuhle sind gerade im nördlichen also messstellennahen Bereich deutlich weniger dieser Flächen vorhanden. In Hähnen und in Tillkausen sind die hohen Vorereigniskonzentrationen bei der Interpretation zu berücksichtigen. Unter der hypothetischen Annahme, dass der Oberflächenabfluss in allen Teilgebieten eine ähnliche Kaliumkonzentration besitzt, wird in Hähnen und Tillkausen der Zustrom des Oberflächenabflusses durch die hohen Vorereigniskonzentrationen überdeckt, was dann zu einer Unterschätzung dieser Komponente führt. Dass es dennoch zu einem Anstieg der Konzentrationen kommt, kann mehrere Ursachen haben. Zum einen kann durch den Starkniederschlag Kalium aus den Hofanlagen des landwirtschaftlichen Betriebs mobilisiert werden. Ein Drainagerohr, welches unterhalb des Betriebs in das Gerinne entwässert, führt zu Trockenwetterzeiten Wasser mit sehr hohen Chlorid-, Nitrat- und Kaliumkonzentrationen. Zum anderen ist es sehr wahrscheinlich, dass der Oberflächenabfluss der Kuhweiden höhere Kaliumwerte aufweist als der der Mähwiesen im Gebiet Wälder. Ein weiteres Problem ergibt sich für das Teilgebiet Tillkausen. Zu Trockenwetterzeiten stammt der größte Anteil des Kaliums aus dem westlichen Arm des Gerinnes, welcher einen Teil des Siedlungsbereichs von Tillkausen inklusive einer Erdaufschüttung drainiert. Da während der Ereignisse sowohl die Konzentrationen als auch die Abflussanteile variieren können, ist nicht eindeutig festzustellen, aus welcher Quelle das Kalium stammt. Da auch in der Brachtpe die Konzentrationsänderungen hauptsächlich auf Mischungsprozesse der Teilgebiete zurückzuführen sind, kann der Konzentrationsanstieg nur sehr eingeschränkt als Maß für den Oberflächenabflussanteil verwendet werden.

### 5.1.2 Auffeuchtungsphase

Das Starkregenereignis ist ein extremer und vor allem im Sommer häufiger Niederschlagstyp. Im Winter dominieren dagegen länger andauernde geringintensive „Landregen“. Um auch diesen Niederschlagstyp in die Untersuchungen einzubeziehen, wurde auch die Auffeuchtungsphase gegen Ende der Messperiode in Bezug auf die dominanten Abflussbildungsprozesse näher analysiert.

In Abbildung 5.6 sind die Wasserstände während der ersten drei Niederschlagsereignisse nach mehr als einer Woche mit vermutlich sehr geringem Niederschlag dargestellt. Das erste Ereignis war mit 5,6 mm bei einem maximalen 10-Minuten-Intervall von 0,8 mm ein relativ kleines Ereignis. In den folgenden 2 Tagen fiel fast kontinuierlich Niederschlag allerdings mit sehr geringer Intensität und einer Gesamtmenge von 3,4 mm. Das sich anschließende zweite Ereignis lieferte am Klimaturm 8,8 mm bei einem maximalen 10-Minuten-Intervall von 2 mm. Während des dritten Ereignisses wurden 10,4 mm bei maximal 2,6 mm/10 min gemessen.

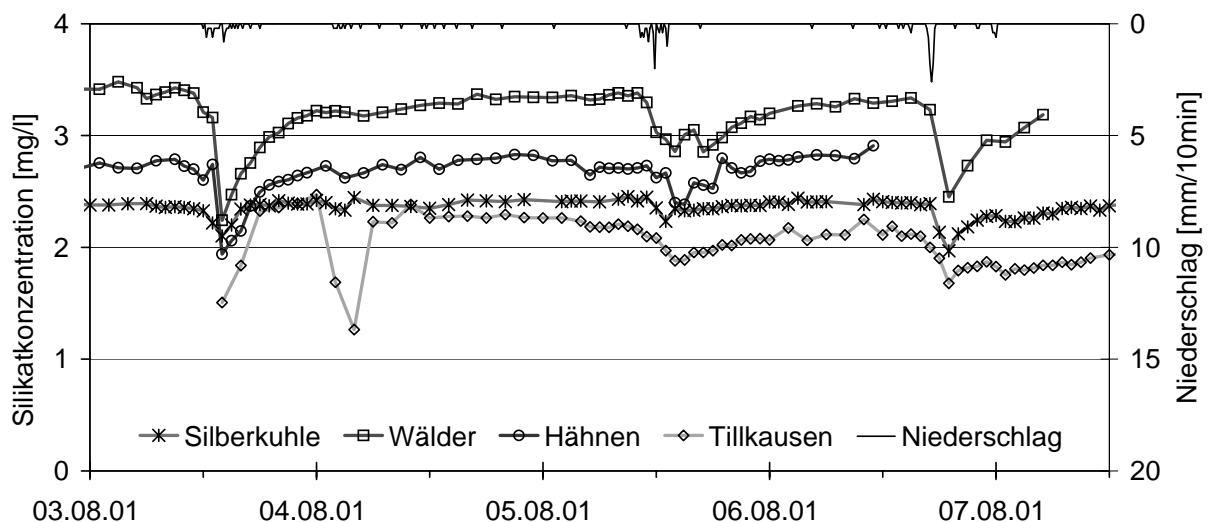
Für die Abflussbildung sind zwei Aspekte des Niederschlagsinputs relevant. Zum einen ist der Zeitraum innerhalb dessen die insgesamt 28,2 mm fallen relativ kurz (rund 3,5 Tage), so dass die Gebietsfeuchte durch die drei Ereignisse progressiv zunimmt und daher jeweils unterschiedliche Ausgangsbedingungen für die drei Ereignisse herrschen. Zum anderen unterscheiden sich die Niederschläge der drei Ereignisse in Art und Intensität. Das erste Ereignis ist in Bezug auf Menge und Intensität relativ klein, während die anderen beiden in der Summe jeweils etwa doppelt so hoch liegen. Allerdings ist die Intensität des dritten Ereignisses deutlich höher als die des zweiten. Diese unterschiedlichen Charakteristika lassen erwarten, dass auch die Reaktion der Abflüsse bzw. der Hydrochemie Unterschiede zwischen den Ereignissen aufweisen.



**Abb. 5.6** Übersicht über Niederschlag und Wasserstände der Teilgebiete während der Auffeuchtungsphase

Die Wasserstandsganglinien lassen an fast allen Messstellen auf einen über die Ereignisse hinweg zunehmenden Abfluss schließen, da die Vorereigniswerte noch nicht erreicht sind, bevor wieder neuer Niederschlag fällt. Einzige Ausnahme bildet das Teilgebiet Hähnen, bei dem die Vorereigniswasserstände jeweils wieder erreicht werden. Ein quantitativer Vergleich der Abflusszunahmen ist auf Grund der fehlenden Wasserstands-Abfluss-Beziehungen an den Messstellen jedoch nicht möglich. So wird im Teilgebiet Silberkuhle der Anstieg auf Grund des breiten Gerinnequerschnitts tendenziell unterschätzt. Auch an der Brachtpe ist der Gerinnequerschnitt an der Messstelle für eine Wasserstandsmessung nicht optimal geeignet, so dass insbesondere hohe Abflüsse zu einer unterproportionalen Wasserstandserhöhung führen. Dadurch entsteht der Eindruck, dass tagesperiodische Schwankungen die längerfristige Abflusszunahme überprägen.

Die Form der Wasserstandspeaks zeigt in allen Teilgebieten deutliche Abhängigkeiten vom Niederschlagsinput. So führen das erste und dritte Ereignis zu deutlich schärferen Wasserstandsspitzen als das zweite Ereignis. Daher werden im Folgenden die Reaktionen der hydrochemischen Zusammensetzung darauf untersucht, ob Änderungen in den dominanten Abflussbildungsprozessen innerhalb dieser drei Niederschlagsereignisse stattfinden.

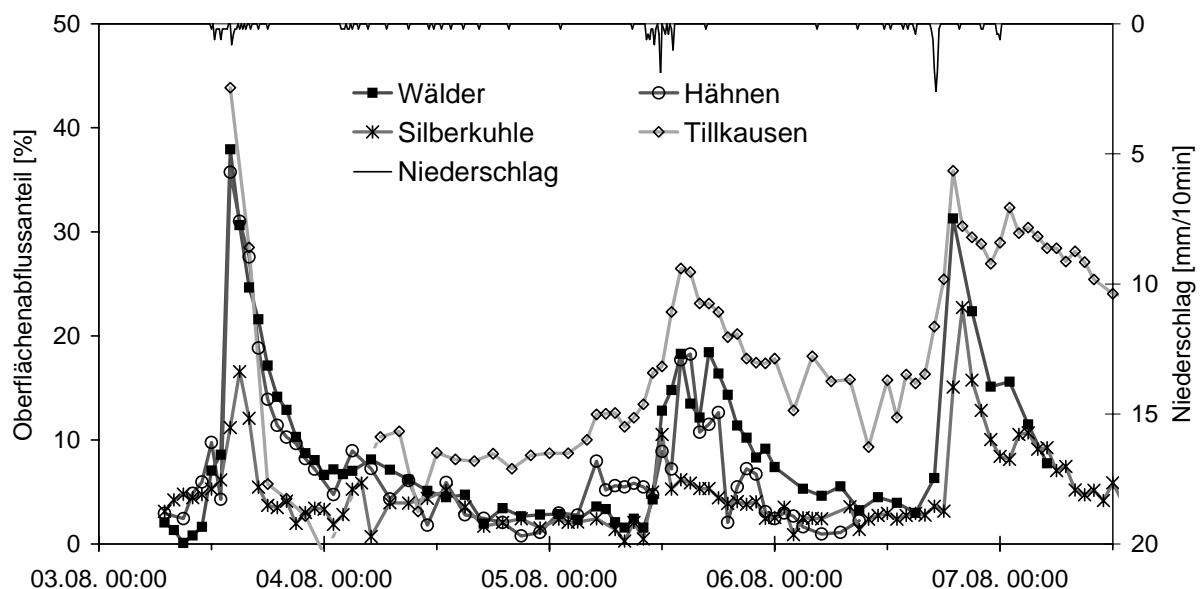


**Abb. 5.7 Verlauf der Silikatkonzentrationen an den Messstellen der Teileinzugsgebiete während der Auffeuchtungsphase**

In Abbildung 5.7 ist der Verlauf der Silikatkonzentrationen während der drei Niederschlagsereignisse an den Messstellen der Teileinzugsgebiete dargestellt. Auf die Darstellung der Messwerte der Brachtpe wird bei der Auswertung der Hydrochemie verzichtet, weil die Reaktion an der Brachtpe vor allem von den Teilgebieten geprägt wird und daher Rückschlüsse auf die Abflussbildungsprozesse des Restgebiets nur schwer möglich sind. Im Teilgebiet Tillkausen war vor dem ersten Ereignis auf Grund des geringen Abflusses keine automatische Probennahme möglich. Daher setzt die Probennahme erst im Bereich des maximalen Abflusses ein. Die starke Abnahme der Silikatkonzentrationen kurz nach dem Ereignis kann allerdings nicht mit dem gemessenen Niederschlag erklärt werden. Da es sich wahrscheinlich um nicht natürliche oder nicht das Gesamtgebiet betreffende Einflüsse handelt, soll im Weiteren nicht

darauf eingegangen werden. Alle übrigen Messstellen zeigen eine systematische Konzentrationsabnahme während der Ereignisse. Diese fällt aber bei jedem Ereignis unterschiedlich aus. Im Gegensatz zum Wasserstand erreichen die Silikatkonzentrationen nach dem ersten und zweiten Ereignis die Vorereigniswerte wieder. Lediglich nach dem dritten Ereignis werden diese innerhalb des Messzeitraums nicht erreicht. Eine Ausnahme bildet das Teilgebiet Tillkausen, bei dem die Vorereigniswerte leicht von Ereignis zu Ereignis abnehmen.

Der beschriebene Verlauf der Silikatkonzentrationen lässt sich in zweierlei Hinsicht interpretieren. Zum einen zeigen die relativ stabilen Vorereigniskonzentrationen, dass nicht über längere Zeiträume Abflusskomponenten mit geringen Silikatkonzentrationen aktiv sind. Das System wird also durch den gefallenen Niederschlag nur temporär verändert und kehrt zügig wieder in die Ausgangslage zurück. Erst nach dem dritten Ereignis ist der Wiederanstieg der Konzentrationen verlangsamt. Für eine stärkere Dominanz schneller lateraler Komponenten ist also Niederschlag größerer Menge oder Intensität notwendig. Zum anderen ist auf Grund der unterschiedlich starken Abnahme der Silikatkonzentrationen davon auszugehen, dass die Anteile der Abflusskomponenten, wie z.B. des Oberflächenabflusses, während der drei Niederschlagsereignisse verschieden groß sind. Um die Anteile des Oberflächenabflusses vergleichen zu können, wurden Ganglinienseparationen mit Silikat für die Teileinzugsgebiete berechnet. In Abbildung 5.8 sind die errechneten Anteile des Oberflächenabflusses dargestellt. Für die Komponente „Oberflächenabfluss“ wurde eine Silikatkonzentration von 0,3 mg/l angenommen, während für den unterirdischen Abfluss der höchste Wert aller Proben des Zeitraums verwendet wurde.



**Abb. 5.8** Verlauf der Komponente „Oberflächenabfluss“, bestimmt durch eine Ganglinienseparation mit Silikat

Dadurch wird in einigen Gebieten schon vor dem Ereignis ein gewisser Oberflächenabflussanteil berechnet, was natürlich nicht den physikalischen Tatsachen entspricht. Andernfalls würden aber negative Anteile berechnet werden, was ebenfalls nicht korrekt ist. Außerdem ist zu beachten, dass die Separationen für alle Ereignisse mit demselben „end member“-

Konzentrationen berechnet wurden, so dass der Anteil vor den Ereignissen nicht in jedem Fall von Null ausgeht. Beide Probleme zeigen die Limitationen der Ganglinienseparation. Es ist also festzuhalten, dass es sich bei der abgetrennten Komponente nicht um reinen Oberflächenabfluss handelt, sondern vielmehr um eine Mischung aus Oberflächenabfluss von Ereignis- und Vorereigniswasser (Muldenspeicher) und silikatarmem Boden- bzw. Grundwasser. Auf Grund des schnellen Anstiegs der Silikatkonzentrationen auf den Vorereigniswert ist allerdings unter den gegebenen Niederschlagsverhältnissen der Anteil der unterirdischen Teilkomponente als relativ klein einzuschätzen. Außerdem weisen die Messwerte des Basisabflusses eine natürliche Streuung auf, die zu Beginn und gegen Ende des Ereignisses zu einem abrupten Wechsel zwischen positiven und negativen Anteilen des Oberflächenabflusses führt. Daher kann keine Genauigkeit auf einzelne Prozente erreicht werden. Trotz dieser Einschränkung wurde die Zwei-Komponenten-Separation durchgeführt, da zum einen keine räumlich-verteilten Daten für den Silikatgehalt des Zwischenabflusses vorliegen und zum anderen die Ergebnisse bei Berücksichtigung der genannten Einschränkung für den Gebietsvergleich hilfreich sind. Die beiden silikatarmen Proben nach dem ersten Ereignis aus dem Teilgebiet Tillkausen wurden auf Grund der angesprochenen Unsicherheiten nicht in die Separation miteinbezogen.

Wie schon bei den Silikatkonzentrationen erwähnt, lassen sich in Bezug auf das Erreichen der Vorereigniswerte zwei Gruppen unterteilen. Im Teilgebiet Tillkausen werden die Vorereigniswerte nicht mehr erreicht, so dass die separierte Oberflächenkomponente 10-15 % des Abflusses vor dem zweiten und dritten Ereignis ausmacht. In den Teilgebieten Silberkuhle, Hähnen und Wälder dagegen geht der Oberflächenabfluss nach dem Ereignis praktisch wieder auf Null zurück. Allerdings führt auch hier die übliche Schwankung der Messwerte dazu, dass die separierte Komponente eine gewisse Variabilität aufweist.

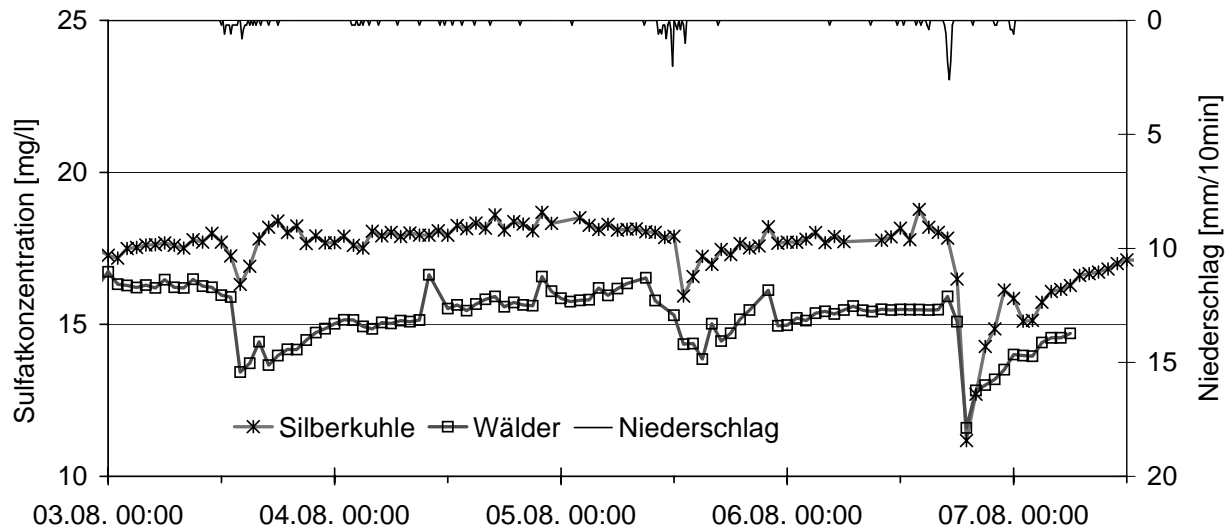
Innerhalb der drei Teilgebiete ist wiederum zwischen Wälder und Hähnen auf der einen Seite und der Silberkuhle auf der anderen zu unterscheiden. Wälder und Hähnen weisen in den ersten beiden Ereignissen sehr ähnliche Komponentenanteile auf. Für das dritte Ereignis liegen allerdings keine Proben für Hähnen vor. Die Anteile des Oberflächenabflusses in der Silberkuhle sind dagegen deutlich geringer, wobei der höchste Wert während des dritten Ereignisses erreicht wird. Insbesondere das zweite Ereignis führt nur zu einem sehr geringen Anstieg des Oberflächenabflusses.

Die Ergebnisse der Ganglinienseparation zeigen die Abhängigkeit des maximalen Oberflächenabflussanteils vom Niederschlagsinput sehr deutlich. Für das zweite und dritte Ereignis gilt dabei, je höher die Niederschlagsintensität desto größer der maximale Anteil. Dieser Zusammenhang ist aus hydrologischer Sicht auch zu erwarten, da z.B. der Horton'sche Oberflächenabfluss sehr stark von der Niederschlagsintensität abhängt. Allerdings ruft das erste Ereignis eine ähnlich starke Reaktion hervor wie das dritte, obwohl es in Bezug auf Niederschlagsmenge und Intensität deutlich geringer als das dritte ist. Welche Gründe dafür verantwortlich sind, konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt werden. Es zeigt sich jedoch, dass neben der Niederschlagsintensität viele andere Faktoren wie Niederschlagssumme, Vorfeuchte, Gebietseigenschaften und anthropogene Einflüsse die Gebietsreaktion bestimmen. In dieser Ereignisbeprobung ist erst nach dem dritten Ereignis eine verlangsamte Abnahme der Oberflächenkomponente festzustellen, so dass die Menge und die Intensität der ersten beiden Ereignisse nicht ausgereicht haben, um die Einzugsgebiete längerfristig zu beeinflussen. Die Ausnahme bildet hier das Gebiet Tillkausen, bei dem die Vorereigniswerte nicht erreicht werden. Dies kann entweder dadurch verursacht sein, dass die verzögerten Abflusskomponenten signifikant länger am Abfluss beteiligt sind als bei den anderen Teilgebieten, oder aber

dadurch, dass das Abflussverhältnis der beiden Gerinnearme während des Untersuchungszeitraums nicht konstant ist. Dies scheint hier wahrscheinlicher, da der Seitenarm aus dem Wiesen- und Waldbereich bei einer Stichtagsbeprobung 1,9 mg/l Silikat, der Seitenarm aus dem Siedlungsbereich dagegen 2,5 mg/l Silikat aufwies und auf Grund der sehr verschiedenen Gebietscharakteristika variierende Abflussbeiwerte während der Ereignisse zu erwarten sind. Diese nicht konstante Mischung der Gerinnearme maskiert dann die Prozesse innerhalb der Teilbereiche. In einem solchen Fall, wenn der unterirdische Abfluss in zwei variable Komponenten unterteilt werden muss, wäre statt der Zweikomponentenseparation eine Dreikomponentenseparation anzuwenden. Dies ist bei der Interpretation der Separation des Teilgebiets Tillkausen zu berücksichtigen.

Die Niederschläge bedingen zwar verschieden hohe Anteile an Oberflächenabfluss während der drei Ereignisse, jedoch unterscheiden sich die Anteile der Teilgebiete Hähnen, Wälder und Tillkausen nur relativ gering. Durch das fehlende Erreichen der Vorereigniswerte in Tillkausen nehmen die Anteile beim zweiten und dritten Ereignis allerdings deutlich zu. In den übrigen Gebieten werden dagegen die Vorereigniskonzentration wieder erreicht. Verwendet man für die Separation von Tillkausen jedoch die jeweiligen Vorereigniswerte, um das Problem der möglicherweise nicht konstanten Gebietsanteile zu umgehen, so sind die Anteile von Tillkausen auch beim zweiten und dritten Ereignis denen von Wälder und Hähnen sehr ähnlich. Dies ist ein weiteres Indiz dafür, dass die Abflussbildung innerhalb des Wiesen- und Waldbereichs mit der von Wälder und Hähnen zu vergleichen ist, diese jedoch durch den Zustrom aus dem zweiten Seitenarm maskiert wird.

Die im Teilgebiet Silberkuhle deutlich geringeren Anteile an Oberflächenabfluss scheinen auf Grund der schon im Zusammenhang mit dem Starkregen erwähnten Gebietscharakteristika sehr plausibel. Auffällig ist hingegen, dass die Unterschiede zu den anderen Gebieten beim dritten Ereignis deutlich geringer werden. Als Gründe für dieses Verhalten ist neben der höheren Niederschlagsintensität ein besserer Anschluss der anmoorigen Waldbereiche im südlichen Gebietsteil anzunehmen. Dieser wird durch die höhere Vorfeuchte und den damit verbundenen höheren Abflussbeiwert der Flächen erreicht. Als Argument für diese Theorie dient der Verlauf der Sulfatkonzentrationen während der drei Ereignisse. Die Daten der Stichtagsbeprobungen zeigen, dass Abfluss aus den quellartigen Stollengängen sehr hohe Sulfatgehalte aufweist, während Wasser aus den initialen Gewässerabschnitten im anmoorigen Waldbereich nur sehr geringe Konzentrationen von Sulfat besitzt. Im Gebiet Wälder waren die Silikatkonzentrationen der verschiedenen Proben dagegen sehr ähnlich. In Abbildung 5.9 sind die Sulfatkonzentrationen an den Messstellen der Teilgebiete Silberkuhle und Wälder dargestellt. Im Vergleich zum Teilgebiet Wälder ist der überproportional große Konzentrationsrückgang in der Silberkuhle beim dritten Ereignis deutlich zu erkennen. In Kombination mit den Silikatdaten lassen sich daraus zwei Schlussfolgerungen ableiten. Zum einen ist der Oberflächenabfluss auf Grund der höheren Niederschlagsintensität beim dritten Ereignis sowohl im Teilgebiet Wälder als auch in der Silberkuhle höher als beim zweiten Ereignis. Dies lässt sich insbesondere durch den Verlauf der mit Silikat separierten Oberflächenkomponente belegen. Zum anderen nimmt der Abflussbeitrag aus den anmoorigen Waldbereichen in der Silberkuhle bei höherer Vorfeuchte deutlich zu, was in der überproportional starken Konzentrationsabnahme des Sulfats zum Ausdruck kommt. Zwar ist im Gebiet Wälder der Abfall der Sulfatkonzentrationen beim dritten Ereignis ebenfalls höher als beim ersten, obwohl der mit Silikat separierte Oberflächenabflussanteil ungefähr gleich ist, dennoch ist der Unterschied zwischen den ersten beiden Ereignissen und dem dritten im Teilgebiet Silberkuhle wesentlich stärker ausgeprägt.

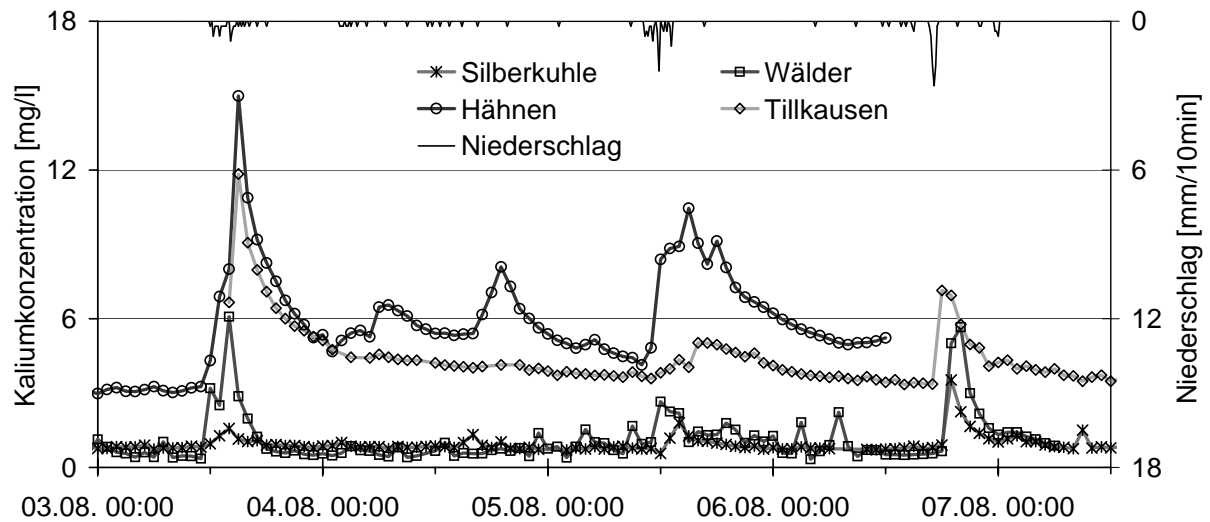


**Abb. 5.9 Verlauf der Sulfatkonzentrationen an den Messstellen der Teilgebiete Wälder und Hähnen während der Auffeuchtungsphase**

Ein weiterer Tracer zum Nachweis des Oberflächenabflusses ist Kalium. Wie beim Starkregenereignis sollen auch hier die Kaliumkonzentrationen einem Vergleich mit den Silikatwerten unterzogen werden. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass Kalium wesentlich stärker anthropogenen Einflüssen unterliegt als Silikat.

Der Verlauf der Kaliumkonzentrationen an den Messstellen der Teileinzugsgebiete während der Auffeuchtungsphase ist in Abbildung 5.10 dargestellt. Anhand der absoluten Konzentrationen lassen sich dabei zwei Gruppen unterscheiden. Zum einen die Gebiete Hähnen und Tillkausen mit sehr hohen und zum anderen die Gebiete Wälder und Silberkuhle mit sehr niedrigen Vorereigniskonzentrationen. Der prozentuale Anstieg ist jedoch im Gebiet Wälder während aller Ereignisse am höchsten. Der deutliche Konzentrationsanstieg in Hähnen vor dem dritten Ereignis ist auf anthropogene Einflüsse, vermutlich auf Abwassereinleitung, zurückzuführen, wie auch der hier nicht dargestellte Anstieg der Nitratwerte belegt. Dieser ist noch ausgeprägter als der von Kalium, ohne dass die Niederschlagsaufzeichnungen diese Reaktion begründen würden.

Auch bei den Kaliumkonzentrationen sind unterschiedlich starke Reaktionen auf die Ereignisse festzustellen. Auf Grund der unterschiedlichen Vorereigniskonzentrationen müssen die beiden Gruppen separat interpretiert werden. In den Teilgebieten Wälder und Silberkuhle ist davon auszugehen, dass die Vorereigniskonzentrationen nur sehr gering anthropogen beeinflusst sind. Die Reaktionen sind daher in erster Linie auf die Auswirkungen der Abflussbildungsprozesse zurückzuführen, wobei allerdings die Nutzung der Mähwiesen z.B. durch Düngung zu erhöhten Kaliumausträgen führen kann. Eine qualitative Auswertung der Daten scheint dennoch möglich.



**Abb. 5.10 Verlauf der Kaliumkonzentrationen an den Messstellen der Teileinzugsgebiete während der Auffeuchtungsphase**

Die Unterschiede der Konzentrationsanstiege von Kalium zwischen den Ereignissen sind in beiden Gebieten stärker ausgeprägt als die entsprechenden Konzentrationsabnahmen bei Silikat. Dennoch weisen sie die gleiche Systematik auf, da die höheren Anstiege beim ersten und dritten Ereignis einer größeren Abnahme der Silikatwerte entsprechen. Im Teilgebiet Wälder sind die Anstiege beim ersten und dritten Ereignis relativ ähnlich, während in der Silberkuhle der Anstieg beim ersten Ereignis deutlich geringer ausfällt als beim dritten. Auch dieses Verhalten ist ebenso in den Silikatwerten zu finden. Auffällig ist der geringe Anstieg im Teilgebiet Wälder beim zweiten Ereignis, der trotz der erhöhten Niederschlagsmenge im Vergleich zum ersten Ereignis kaum stärker als in der Silberkuhle und damit wesentlich schwächer als bei den andern beiden Ereignissen ausfällt. Dies deutet darauf hin, dass im Teilgebiet Wälder im Untersuchungszeitraum der Anteil der oberflächlichen bzw. sehr oberflächennahen Komponenten relativ unabhängig von der Vorfeuchte ist. Die Unterschiede in der Reaktion sind stattdessen auf die Niederschlagsintensität zurückzuführen. Der prozentuale Anteil dieser Komponenten scheint dabei in etwa mit dem aus Hähnen und Tillkausen überein zu stimmen. Dagegen ist im Teilgebiet Silberkuhle der Anteil der Oberflächenkomponenten bei geringer Vorfeuchte deutlich geringer. Nach Auffeuchtung des Gebiets steigt der Anteil jedoch deutlich und liegt dann nur wenig unter dem Anteil von Hähnen, Wälder und Tillkausen. Wie schon bei der Interpretation der Silikatdaten erwähnt, werden für diese Reaktion die anmoorigen Waldstandorte im südlichen Gebietsteil verantwortlich gemacht. Außerdem belegen die Daten, dass in der Silberkuhle im Untersuchungszeitraum die Niederschlagsintensität einen geringeren Einfluss auf Abflussbildungsprozesse hat als die Vorfeuchte. Darin unterscheidet sich die Silberkuhle von Wälder und Hähnen.

In den Gebieten mit den erhöhten Vorereigniskonzentrationen (Hähnen, Tillkausen) ist der anthropogene Einfluss auf die Kaliumkonzentrationen während der Ereignisse schwer einzuschätzen. Da vor allem in Hähnen nicht nur die Vorereigniskonzentrationen in der Regel deutlich über denen aus der Silberkuhle und Wälder liegen, sondern es ebenfalls zu einem Anstieg der Ereigniskonzentrationen kommt, müssen die Kaliumquellen in diesen Gebieten von Niederschlagswasser durchspült werden können. Außerdem muss dieses Wasser sehr schnell die Gerinne erreichen. Daher kommen sowohl die intensiv mit Milchvieh genutzten



gerinnenahen Weiden als auch der direkte Hof- und Stallungsbereich als Kaliumquellen in Frage. Dabei ist das Kaliumreservoir so groß, dass beim zweiten Ereignis nur wenig kleinere Konzentrationsanstiege zu verzeichnen sind. Im Teilgebiet Tillkausen liefert vermutlich der Gerinnearm aus dem Siedlungsbereich, der zu Basisabflusszeiten eine gut dreifache Kaliumkonzentration aufwies, die größte Kaliumfracht. Da das Mischungsverhältnis und die Konzentrationen der beiden Gerinnearme während der Ereignisse unbekannt ist, kann diesbezüglich keine belastbare Interpretation der Daten erfolgen.

### 5.1.3 Diskussion

Bei den experimentellen Arbeiten im Brachtpe-Einzugsgebiet konnte nur sehr begrenzt auf bereits vorhandenes Wissen oder existierende Daten zurückgegriffen werden, da bisher noch keine ereignisbezogenen Untersuchungen der Abflussbildung auf Einzugsgebietsebene stattgefunden haben.

Während des vierwöchigen Untersuchungszeitraums konnten über die Methode der Ereignisbeprobung die dominierenden Abflussbildungsprozesse entschlüsselt werden. Dabei wurden Unterschiede zwischen den vier untersuchten Teileinzugsgebieten deutlich. Während es sich bei dem Starkregen um ein singuläres Ereignis handelte, konnten gegen Ende des Untersuchungszeitraums drei Ereignisse unterschiedlicher Intensität und Menge und, bedingt durch die rasche Abfolge der Ereignisse, unterschiedlicher Vorfeuchte beprobt werden. Ein Vergleich der dominierenden Prozesse kann allerdings nur in Bezug auf den Oberflächenabfluss bzw. unterirdischen Abfluss erfolgen, da für die Auffeuchtungsphase keine Isotopendaten vorliegen.

Allgemein liegen die ermittelten Anteile an Ereigniswasser mit maximal 40 % im Bereich anderer gemäßigter und bewaldeter Gebiete (BUTTLE 1994), selbst wenn das Abflussmaximum hier nicht direkt beprobt werden konnte und deshalb höhere maximale Ereigniswasseranteile möglich sind. Zwar ist der Einfluss der Landnutzung auf die Ereigniswasseranteile unbestritten, dennoch konnte BUTTLE (1994) bei einer Literaturstudie keinen signifikanten Unterschiede im maximalen Ereigniswasseranteil zwischen bewaldeten und ackerbaulich genutzten Gebieten finden. SHANLEY ET AL. (2002) zeigten dagegen deutlich höhere Ereigniswasseranteile in einem kleinen landwirtschaftlich genutzten und drainierten Einzugsgebiet als in waldreichen Vergleichsgebieten. Die Unterschiede der maximalen Ereigniswasseranteile im Brachtpe-Einzugsgebiet ließen sich dagegen nicht über die Anteile landwirtschaftlicher Nutzung in den Teilgebieten erklären. Dies liegt u.a. daran, dass die Einflüsse der Böden, vor allem der Anteil an gesättigten oder potentiell gesättigten Flächen (vergleyte, moorige Bereiche und Quellhorizonte), welche auch unter Wald vorkommen, den Einfluss der Landwirtschaft durch Verdichtung und Drainagen übertrifft. Auf Grund nur eines zur Verfügung stehenden Ereignisses sind hier jedoch allgemeine Aussagen schwierig.

Trotz der hohen Niederschlagsintensität beim Starkregenereignis sind die Anteile des über Silikat bestimmten Oberflächenabflusses mit maximal rund 40 % für Hähnen, Tillkausen und Wälder und rund 25 % für Silberkuhle und Brachtpe nicht wesentlich höher als die des ersten Ereignisses der Auffeuchtungsphase. Auch die übrigen, hier bis auf Kalium nicht dargestellten Ionen zeigen keine markanten Unterschiede zwischen dem Starkregen und der Auffeuchtungsphase. Dies ist in erster Linie darauf zurückzuführen, dass trotz der hohen Niederschlagsintensität das Starkregenereignis in Bezug auf die Gesamtmenge eher durchschnittlich war, wie die Niederschlagshöhen der Auffeuchtungsphase, die nur wenig niedriger sind,

zeigen. Auch die Auffeuchtungsphase stellt keinen wirklich extremen Niederschlag dar. So sind bei der sommerlich geringen Vorfeuchte und entsprechend hoher Evapotranspiration rund 30 mm innerhalb von vier Tagen kein Niederschlag, welcher zu so hohen Gebietsfeuchten führt, dass z.B. die Sättigungsflächenausdehnung ein Maximum erreicht oder der Zwischenabfluss stark erhöht wird. Dies wird insbesondere durch Silikatkonzentrationen deutlich, welche fast immer ihren Vorereigniswert vor dem nächsten Niederschlag erreichen. Um stärkere Unterschiede zwischen den Ereignissen zu erhalten, vergleichen einige Studien Schneeschmelz-Ereignisse mit konvektiven Niederschlägen (HOOPER & SHOEMAKER 1986, SHANLEY ET AL. 2002). Auch im Brachtpe-Einzugsgebiet ist davon auszugehen, dass insbesondere die vergleyten Hangbereiche bei größerer Vorfeuchte und langanhaltenden Niederschläge zunehmend abflusswirksamer werden.

Die Anteile des Oberflächenabflusses beim Starkregenereignis waren daher nur wenig größer als bei den anderen Ereignissen. Hierbei ist noch einmal auf die unterschiedlichen Probenahme-Intervalle hinzuweisen. Die Zeitpunkte der Probennahme während des Starkregenereignisses liegen vor bzw. nach dem Abflussmaximum, so dass der höchste Oberflächenabfluss- bzw. Ereigniswasseranteil eventuell nicht beprobt wurde. Daher ist anzunehmen, dass die gemessenen Werte den wirklichen maximalen Anteil unterschätzen. Während der Auffeuchtungsphase wurde dagegen mit einem Stunden-Intervall beprobt, so dass die Proben, in Verbindung mit der nicht so schnell ablaufenden Abflussbildung, deutlich näher am Zeitpunkt des maximalen Oberflächenabflusses liegen. Der direkte Vergleich der Oberflächenabflussanteile des Starkregenereignisses mit denen der Auffeuchtungsphase ist daher nur eingeschränkt möglich.

Als Ergebnis ist daher festzuhalten, dass sich die Anteile der Abflussbildungsprozesse während der Untersuchungsperiode zwar ändern, es aber nicht zu einer Dominanz völlig unterschiedlicher Prozesse während der zwei Niederschlagstypen kommt. Um diesbezüglich weitergehende Aussagen machen zu können, wären daher die Untersuchung deutlich extremerer Ereignisse notwendig. Wie anhand der untersuchten Ereignisse gezeigt werden konnte, ist die hydrologische Antwort der Teilgebiete u.a. von der Vorfeuchte und der Niederschlagsintensität abhängig, so dass jedes Ereignis zu einer individuellen Reaktion führt. Einflüsse der Vorfeuchte (ESHLEMAN ET AL. 1993, SKLASH & FARVOLDEN 1979) und der Niederschlagsintensität (BAZEMORE ET AL. 1994, ELSENBEER ET AL. 1995, McDONNELL 1990) wurden bereits zahlreich dokumentiert. Die Vielzahl der Einflussfaktoren macht jedoch eine genaue Vorhersage der hydrologischen und hydrochemischen Reaktion schwierig. Dennoch war in den einzelnen Teilgebieten die Charakteristik der Reaktionen, speziell beim Vergleich mit den anderen Teilgebieten häufig sehr ähnlich. So wurde z.B. in der Silberkuhle immer der niedrigste Anteil an Oberflächenabfluss bzw. an Ereigniswasser ermittelt. Die individuelle Reaktion wird also vor allem durch die ereignisspezifischen Rand- und Vorbedingungen bestimmt, während die Gebietseigenschaften die übergeordnete Systematik bzw. den Reaktionstyp bestimmen. Dadurch lässt sich zwar nicht der genaue Anteil des Oberflächenabflusses oder des Ereigniswassers vorhersagen, Aussagen relativ zu den anderen Teilgebieten sind aber gut möglich. Diese Erkenntnisse sind vor allem für die Anwendung prozessorientierter Modelle hilfreich, welche die Abflussbildungsprozesse z.B. über Speicheranalogien nachbilden und daher insbesondere an räumlich differenzierten Aussagen zu den dominanten Abflussbildungsvorgängen interessiert sind (z.B. UHLENBROOK ET AL. 2004).

Die verwendeten Tracer sind in ihren Herkunfts- und Umsatzräumen und in ihrer Aussage sehr verschieden. Auch die anthropogene Beeinflussbarkeit variiert stark. Dennoch zeigten die Ergebnisse aller Tracer in der Regel große Übereinstimmungen in den resultierenden

Schlussfolgerungen. So waren die über Silikat bestimmten Anteile an Oberflächenabfluss der einzelnen Teilgebiete gut mit der relativen Aussage der Kaliumwerte zu vergleichen. Auch wenn mit Kalium keine Ganglinienseparation durchgeführt werden konnte, ermöglichten diese Daten dennoch einen qualitativen Vergleich der Teilgebiete. Beim Vergleich der Ganglinienseparationen mit Silikat und Sauerstoff-18 muss immer berücksichtigt werden, dass zwei unterschiedliche Komponenten abgetrennt werden (WELS ET AL. 1991). Ein Vergleich hilft dann dabei, das Zusammenspiel von Oberflächenabfluss und Ereigniswasser besser zu verstehen (BONELL 1993, BUTTLE 1994). So war im Teilgebiet Silberkuhle der Anteil an Oberflächenabfluss deutlich größer als der des Ereigniswassers. In diesem Teilgebiet ist also besonders viel silikatarms Vorereigniswasser am Abfluss beteiligt. Hierzu kann stehendes oder langsam fließendes Wasser der Muldenspeicher (Drainagegräben, Quellbereiche, Fischteiche, Stollengänge), sowie sehr oberflächennahes Bodenwasser gezählt werden. Auch in den anderen Teilgebieten waren die Ereigniswasseranteile geringer als die des Oberflächenabflusses. Insofern findet auch dort eine Vermischung von Ereigniswasser mit silikatarmem Vorereigniswasser statt. Dies kann sowohl an der Oberfläche in den Muldenspeichern (Drainagegräben, anmoorige Flächen) als auch unterirdisch durch Mischung von infiltrierendem Niederschlagswasser mit Bodenwasser erfolgen. Dort, wo Niederschlagswasser direkt ins Gerinne gelangt (z.B. von Fahrwegen) findet die Mischung erst im Gerinne statt. Der Beitrag von silikatarmem Vorereigniswasser führt insbesondere nach Durchgang der Abflussspitze zu einem, im Vergleich zum Ereigniswasser, langsameren Rückgang des separierten Oberflächenabflusses. Insgesamt gesehen konnten also durch die Verwendung mehrerer Tracer die Ergebnisse gegenseitig überprüft und das Zusammenwirken der einzelnen Abflusskomponenten näher entschlüsselt werden.

Die Niederschläge der Auffeuchtungsphase führten jeweils zu unterschiedlichen Gebietsreaktionen. Beim zweiten und dritten Ereignis konnten insbesondere die Niederschlagsintensität, aber auch die Vorfeuchte die verschiedenen starken Reaktionen erklären. Dies war beim ersten Ereignis nur schwer möglich, da eine dem dritten Ereignis vergleichbare Reaktion erfolgte, obwohl die gemessene Niederschlagssumme und -intensität deutlich geringer war. Dafür kommen zwei Ursachen in Frage. Zum einen kann es in der Niederschlagserfassung zu technischen Problemen gekommen sein oder der Niederschlag war in Bezug auf den Messstandort sehr heterogen verteilt. Zum anderen könnte die geringe Vorfeuchte die Abflussbildung beschleunigt haben. Dies ist aber ungewöhnlich, da normalerweise eine geringe Vorfeuchte zu einer verringerten Abflussreaktion führt (DYCK & PESCHKE 1995). Ein möglicher Grund für die gegenteilige Reaktion könnte die Hydrophobizität der Bodenvegetation bzw. der Humusauflage sein (DÖRR ET AL. 2003). Inwieweit dies nach nur einer vermutlich niederschlagsfreien Woche möglich ist, kann nicht beurteilt werden. Insofern kann an dieser Stelle die Reaktion auf das erste Ereignis der Auffeuchtungsphase nicht abschließend erklärt werden.

Bei der Ergebnisdarstellung wurde mehrfach auf die lokalen Gegebenheiten im Teilgebiet Tillkausen verwiesen, welche die Interpretation der Analysen erschwerten bzw. verhinderten. Auf Grund der jetzigen Kenntnis über die hydrochemische Zusammensetzung der beiden Gerinnearme, müsste die Messstelle soweit gerinneaufwärts verlagert werden, dass nur noch der Wiesen- und Waldbereich beprobt wird. Nur so ließen sich belastbare Aussagen über die Gebietsreaktion treffen. Da die Abflussanteile der Gerinnearme während der Ereignisse unbekannt sind, lassen sich die hydrochemischen Reaktionen nicht eindeutig auf stattfindende Abflussbildungsprozesse oder Mischungsvorgänge zurückzuführen. Insgesamt gesehen scheint aber der Anteil des Wiesen- und Waldbereichs am Gesamtabfluss mit zunehmender Vorfeuchte größer zu werden. Welche Ursache allerdings die minimale Reaktion von Sauer-

stoff-18 während des Starkregenereignisses hat, bleibt ungeklärt, da gleichzeitig eine Konzentrationsabnahme von Silikat festgestellt werden konnte. Insofern sind sowohl ein Messfehler als auch natürliche Ursachen wie ein sehr hoher Anteil von Vorereigniswasser oder die Auswirkungen der Mischung beider Teilgerinne vorstellbar. Auf Grund der dargestellten Probleme darf die Interpretation aller Ergebnisse des Teilgebiets Tillkausen nur mit äußerster Vorsicht erfolgen.

Im Folgenden sollen die Ergebnisse zusammenfassend in Form einer hydrologischen Charakterisierung der Teileinzugsgebiete dargestellt werden. Grundlage dieser Charakterisierung ist die Auswertung aller erhobenen Daten, die vereinfachend in Tabelle 5.1 dargestellt ist.

**Tab. 5.1 Ergebnisse der Datenauswertung (Tracer, Hydrometrie) getrennt für die verschiedenen Teilgebiete; Bewertung der Anteile und Eigenschaften erfolgt relativ zu den restlichen Teilgebieten**

Gebiet	Ereigniswasser-Anteil ( $^{18}\text{O}$ )	Oberfl.-Abfluss-Anteil (Silikat)	Oberfl.-Abfluss-Anteil (Kalium)	Unterschiede zwischen Starkregen und Auffeuchtung	Schnelligkeit der ersten Reaktion	Retention (ohne schnelle Komp.)
<b>Brachtpe</b>	mittel	mittel	Auswertung nicht möglich	gering	verzögert durch Abfluss-Konzentration;	mittel
<b>Wälder</b>	hoch	hoch	hoch	gering	sehr schnell	groß
<b>Hähnen</b>	hoch	hoch	hoch*	gering	sehr schnell	mittel
<b>Silberkuhle</b>	niedrig	niedrig**	niedrig**	Zunahme des Oberflächenabfl. bei Auffeuchtung	mittel	mittel
<b>Tillkausen</b>	niedrig	hoch	mittel*	Zunahme des Oberflächenabfl. bei Auffeuchtung	mittel	mittel

\* Beurteilung schwierig, da Vorereigniswert sehr hoch

\*\* variiert je nach Vorfeuchte, siehe Spalte „Schnelligkeit der ersten Reaktion“

Nach den oben erwähnten Einschränkungen für das Teilgebiet *Tillkausen* soll dessen Darstellung an dieser Stelle nur sehr kurz ausfallen. Hydrologisch dominiert wird das Gebiet durch den Wiesen- und Waldbereich, wobei insbesondere der Wiesenbereich zu einem großen Teil Pseudovergleyung aufweist (vgl. Abb. 2.4 u. Abb. 2.5) und daher drainiert wurde. Dennoch konnte an der Messstelle keine besonders schnelle oder starke Gebietsreaktion in Bezug auf den Oberflächenabfluss oder das Ereigniswasser ermittelt werden. Hier wirkt der von Westen kommende Seitenarm hydrochemisch stark maskierend. Durch den hohen Anteil an Pseudogleyen und die Drainagen scheinen für dieses Gebiet allerdings die Abflussbeiwerte stark von der Vorfeuchte abhängig zu sein, so dass nach längeren Niederschlägen eine deutlich stärkere und schnellere Reaktion zu erwarten ist.

Für das Teilgebiet *Silberkuhle* ist der im Gebietsvergleich niedrigste Anteil an Oberflächenabfluss und Ereigniswasser typisch. Durch den Wald entlang des Gerinnes und die bergbaulichen Materialumlagerungen sowie Stollengänge werden bei geringen Vorfeuchten unterirdische Komponenten künstlich drainiert und Oberflächenabfluss reduziert. Dabei zeigt die schnelle Reaktion der quellartigen Wasseraustritte, dass schneller Zwischenabfluss durch die

Stollen weiter beschleunigt wird bzw. es unter Umständen sogar zu einer Art Kurzschluss durch infiltrierenden Oberflächenabfluss oder infiltrierendes Gerinnwasser kommt. Erst bei höheren Gebietsfeuchten erhöht sich durch die Füllung der Muldenspeicher der Abflussbeitrag aus den vergleyten bzw. moorigen Waldstandorten im Süden des Einzugsgebiets. Daher ist die Gebietsreaktion stärker von der Vorfeuchte abhängig als bei Hähnen und Wälder. Inwieweit auch die Fischteiche Auswirkungen auf die Abflussbildung haben, konnte hier nicht geklärt werden.

Im Teilgebiet *Hähnen* waren die Ergebnisse durchaus mit dem Gebiet *Wälder*, welches keine Fischteiche aufweist, zu vergleichen, so dass auch hier keine näheren Aussagen über die Wirkung der Fischteiche gemacht werden können. Einer dämpfenden Wirkung dieser Teiche widerspricht, dass die Abflussreaktion von Hähnen neben Wälder zu den schnellsten der Teilgebiete gehört. Daher ist auch eine abflussbeschleunigende Wirkung durch Generierung von Direktabfluss, ähnlich der gewässernahen und gut drainierten Wiesen- und Weidenflächen möglich. Dies könnte den sehr schnellen Wasserstandsanstieg nach Niederschlagsbeginn begünstigen. Die im Mittel größere Entfernung der Direktabfluss generierenden Flächen von der Messstelle führt aber andererseits dazu, dass das Wasserstandsmaximum in der Regel erst 10-20 min später als im Teilgebiet *Wälder* erreicht wird. Ein weiterer Unterschied zum Gebiet *Wälder* ist der im Untersuchungszeitraum schnelle Rückgang des Oberflächenabflusses bzw. des Ereigniswassers. Die geringe Gebietsretention umfasst neben den Oberflächenkomponenten aber auch den Interflow, wie das schnelle Absinken der Wasserstände zeigt. Ursache hierfür sind vermutlich die drainierten Wiesenflächen und der geringe Waldanteil.

Die hydrologische Reaktion des Teilgebiets *Wälder* wird in erster Linie durch die Lage der z.T. vergleyten Sättigungsflächen bestimmt. Diese liegen alle sehr gerinnenah und führen trotz des hohen Waldanteils zu einer sehr schnellen Gebietsreaktion mit hohen Anteilen an Oberflächenabfluss und Ereigniswasser. Dadurch, dass größere Teile dieser Flächen im Wiesenbereich und damit auch noch sehr nah an der Messstelle liegen, wird der Wasserstandsppeak in der Regel am schnellsten von allen Teilgebieten erreicht. Dennoch ist die Gebietsretention deutlich größer als in Hähnen, da vor allem in der Aufwechungsphase die Vorereigniswasserstände nicht wieder erreicht werden. Diese Retention wird durch die ausgedehnten Waldflächen, die sich zum größten Teil auf terrestrischen Böden befinden, begünstigt. Insgesamt gesehen ist der Anteil an Gleyen und Pseudogleyen im Vergleich zu Tillkauten und Silberkühle sehr gering, was darauf schließen lässt, dass vor allem bei geringer Vorfeuchte die Lage dieser Flächen bezüglich des Vorfluters wichtiger als ihr prozentualer Anteil ist. Im Teilgebiet *Wälder* verbinden sich also die schnellen Prozesse der Sättigungsflächen mit der stärkeren Retention der ungesättigten Waldareale.

Um die hydrologische Reaktion des *Restgebiets* untersuchen zu können, wäre es notwendig gewesen, an den Messstellen der Teilgebiete den Abfluss zu bestimmen, um dann den Abflussbeitrag des Restgebiets zu errechnen oder eine weitere Messstelle nach dem Zusammenfluss aller Teilgebiete einzurichten. Insofern können anhand der Ereignisbeprobungen keine detaillierten Aussagen über die Abflussbildung dieser Fläche gemacht werden. Aufgrund der naturräumlichen Ausstattung ist allerdings von einer dem Teilgebiet *Hähnen* ähnlichen hydrologischen Reaktion auszugehen. Auf Grund der breiteren Flussaue ist zusätzlich ein verstärkter Beitrag des Talgrundwassers auch während einzelner Niederschlagsereignisse zu erwarten.

Die hier dargestellte Untersuchung macht deutlich, dass die Wahl der zu untersuchenden Teilgebiete entscheidenden Einfluss auf die Ergebnisse hat. Dabei geht es nicht in erster Linie um die absolute Gebietsfläche, sondern vielmehr um die Abtrennung hydrologisch verschie-

dener bzw. anthropogen unterschiedlich stark beeinflusster Teilgebiete. So lassen sich am Gebietsauslass der Brachtpe nur noch eingeschränkt Aussagen zur Abflussbildung in den Teilgebieten machen. Andererseits sind der simultanen Beprobung vieler kleiner Teilgebiete arbeitstechnische Grenzen gesetzt. Die Auswahl der zu untersuchenden Teilgebiete sollte daher sowohl in Bezug auf ihre naturräumliche Ausstattung (z.B. Böden, Morphologie, Vegetation) wie auch in Bezug auf die anthropogenen Einflüsse erfolgen. Die Messstelle Tillkauten hätte aus heutiger Sicht auf Grund des anthropogenen Einflusses über den westlichen Gerinnearm verlegt werden müssen. In diesem Zusammenhang kann eine Stichtagsbeprobung entlang der Gerinne zur Überprüfung der Repräsentativität der Messstellen sehr hilfreich sein. Sie kann aber auch dazu genutzt werden, um die Herkunftsräume der untersuchten Wasserinhaltsstoffe zu lokalisieren. Die Kenntnis darüber ist bei der Interpretation der hydrochemischen Daten sehr wichtig, da zum einen selbst kleine Teilgebiete die Werte an der Messstelle stark beeinflussen können bzw. maskieren und zum anderen, weil sich so geeignete Tracer für das jeweilige Gebiet finden lassen, da sich die verschiedenen Tracer nicht in jedem Gebiet gleich gut eignen.

#### **5.1.4 Fazit**

Im Rahmen der experimentellen Untersuchungen wurden vier Teileinzugsgebiete sowie der Gebietsauslass des Brachtpe-Einzugsgebiets während eines Starkniederschlags und einer mehrtägigen Phase mit wiederholten Niederschlägen beprobt. Die Interpretation der hydrochemischen Daten ließ eine hydrologische Charakterisierung der Teilgebiete im Hinblick auf dominierende Abflussbildungsprozesse und die Anteile verschiedener Abflusskomponenten zu. Unterschiede zwischen den Teilgebieten bestehen z.B. in der Geschwindigkeit der Abflussreaktion, was auf den Anteil und die Lage an gesättigten oder leicht aufzusättigenden Flächen zurückgeführt wurde. Diese bestehen meist aus vergleyten, moorigen oder quelligen Bereichen nahe der Gerinne. Auch anthropogene Drainagen sind in diesem Zusammenhang zu berücksichtigen. Die genannten Faktoren führen i.d.R. zu erhöhten Ereigniswasser- bzw. Oberflächenabflussanteilen. Auch darin unterschieden sich die Teilgebiete.

Allerdings konnte kein Zusammenhang zwischen landwirtschaftlich genutzter Fläche und den jeweiligen Anteilen der Abflusskomponenten gefunden werden. Dies lässt sich dadurch erklären, dass nicht die landwirtschaftliche Nutzung als solche, sondern gesättigte bzw. potentiell gesättigte Flächen, welche auch an Waldstandorten zu finden sind, die Abflusskomponentenanteile bestimmen. Für die geringen Anteile an Ereigniswasser und Oberflächenabfluss im Teilgebiet Silberkuhle werden u.a. die bergbaulichen Aktivitäten verantwortlich gemacht, welche durch die Verbreiterung des Kluftnetzes den Anteil an Zwischenabfluss im Gerinne erhöhen. Die Unterschiede in der Ereignisreaktion zwischen den untersuchten Ereignissen waren eher gering. Jedoch lassen die Ergebnisse darauf schließen, dass insbesondere der Anteil an vergleyten Bereichen die Abhängigkeit der jeweiligen Teilgebietsreaktion von der Gebietsfeuchte deutlich verstärkt. Insgesamt haben die Untersuchungen gezeigt, dass die Wahl der Probennahmestandorte und damit die Größe der untersuchten Teileinzugsgebiete einen großen Einfluss auf die Detektierbarkeit bestimmter Abflussbildungsprozesse mittels hydrochemischer Verfahren hat, da die Mischung von Teilgebietsabflüssen einzelne Phänomene leicht maskieren kann. Im Brachtpe-Einzugsgebiet erwies sich der gewählte Teilgebietsansatz bis auf eine Ausnahme als erfolgreich.

## **5.2 Ergebnisse der Arbeiten im Dreisam-Einzugsgebiet**

Der Schwerpunkt der experimentellen Untersuchungen dieser Arbeit lag auf dem Dreisam-Einzugsgebiet. Ähnlich wie in den Gebieten Rotherdbach und Brachtpe sollte mit Hilfe von Ereignisbeprobungen die Skalenabhängigkeit der Abflussbildung untersucht werden. Da im Gegensatz zum Brachtpe-Einzugsgebiet die Fläche des Dreisam-Einzugsgebiets mit 258 km<sup>2</sup> wesentlich größer ist, wurden zunächst drei Ereignisbeprobungen im 40 km<sup>2</sup> großen Teileinzugsgebiet der Brugga durchgeführt. Dadurch sollte die Heterogenität im Bereich von 1-15 km<sup>2</sup> Einzugsgebietsfläche detaillierter erfasst werden, bevor im Anschluss daran zwei Ereignisbeprobungen im Dreisam-Einzugsgebiet stattfanden. Die meisten der dabei untersuchten Einzugsgebiete waren zwischen 15 und 50 km<sup>2</sup> groß. Wie schon bei den Untersuchungen im Brachtpe-Einzugsgebiet erwähnt, ist die Kenntnis der hydrochemischen Gebietsheterogenität zu Trockenwetterzeiten bei der Interpretation der Ereignisbeprobungen sehr hilfreich. Daher wurden sowohl im Brugga- als auch im Dreisam-Einzugsgebiet Stichtagsbeprobungen durchgeführt. Mit der Darstellung dieser Ergebnisse wird im Folgenden begonnen.

### **5.2.1 Hydrochemische Gebietsheterogenität**

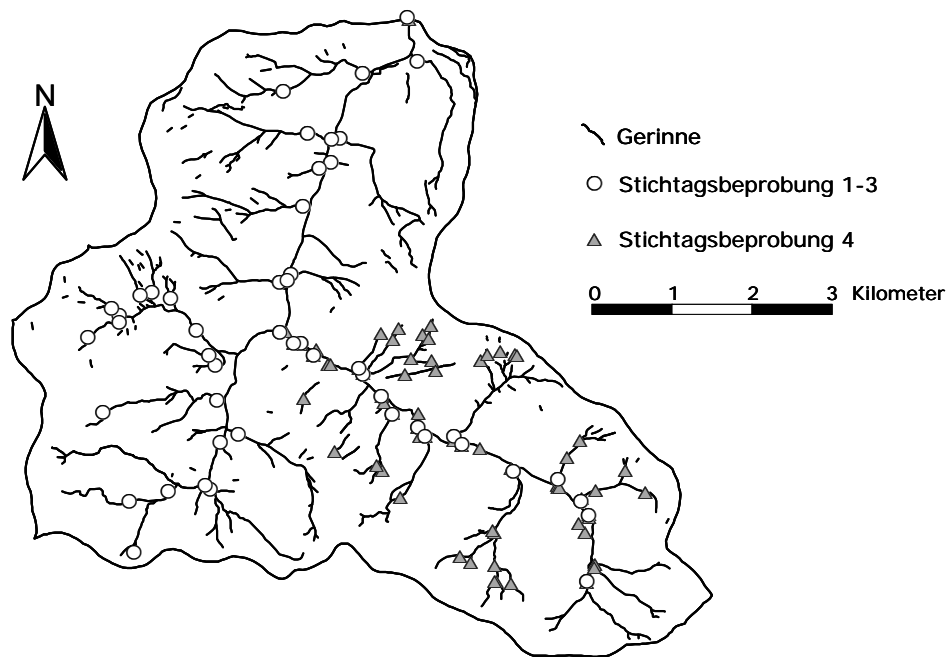
Die Erfassung der hydrochemischen Gebietsheterogenität erfolgte über mehrere Stichtagsbeprobungen, welche in ihrer räumlichen Auflösung sowohl an das Brugga-Einzugsgebiet als auch an das Dreisam-Einzugsgebiet angepasst wurden. Dabei wurde die Anzahl und Lage der Probennahmestellen so gewählt, dass die Beprobung innerhalb eines Tages erfolgen konnte. Aus diesem Grund ist die Gesamtzahl der entnommenen Proben in beiden Einzugsgebieten in etwa gleich, die räumliche Auflösung allerdings im Brugga-Einzugsgebiet größer als im Dreisam-Einzugsgebiet. Im Folgenden werden die Ergebnisse des Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiets getrennt dargestellt.

#### **5.2.1.1 Brugga-Einzugsgebiet**

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Stichtagsbeprobungen im Brugga-Einzugsgebiet dreimal an denselben Probennahmestellen durchgeführt. Diese als Stichtagsbeprobungen 1-3 bezeichneten Beprobungen, fanden im August 2000, im Januar 2001 und im Juni 2003 statt. Im August 2003 fand außerdem eine verdichtete Stichtagsbeprobung 4 im Teileinzugsgebiet des St. Wihlemer Talbachs statt, bei der, neben einigen der „alten“ Messstellen, neue Probennahmestellen mit deutlich kleineren lokalen Einzugsgebietsflächen beprobt wurden.

Bei den Stichtagsbeprobungen 1-3 wurden jeweils bis zu 49 Messstellen beprobt. Auf Grund widriger Wetterbedingungen oder anderer Zugangsbeschränkungen konnten allerdings nicht immer alle Messstellen erreicht werden. Diese Ausfälle beschränkten sich aber nur auf ca. 1-3 Messstellen pro Beprobung. Neben der in situ Messung von elektrischer Leitfähigkeit, pH-Wert und Wassertemperatur wurde jeweils eine Wasserprobe für die Laboruntersuchungen entnommen. Diese Proben wurden auf die Haptionen und auf Silikat analysiert, für ausgewählte Proben wurde auch die Sauerstoff-18-Signatur bestimmt. Die Wahl der Probennahmestellen erfolgte unter zwei Gesichtspunkten. Zum einen sollten die Talvorfluter entlang ihres Verlaufs erfasst werden, zum anderen sollten möglichst viele der Seitenzuflüsse beprobt werden. Die Proben der Seitenzuflüsse wurden dazu jeweils kurz vor der Mündung in den Talvorfluter entnommen.

Die genaue Lage der Messstellen ist der Abbildung 5.11 zu entnehmen. Die Zeitpunkte der Stichtagsbeprobungen sollten eine möglichst lange Zeitspanne abdecken, um die langfristige Variabilität der Hydrochemie zu erfassen. Außerdem wurden sie so gewählt, dass unterschiedliche Jahreszeiten erfasst werden konnten. Eine Limitation bei der Wahl der Beprobungstermine waren die Abflussverhältnisse, da die Probennahme bei möglichst niedrigem Abfluss durchgeführt werden sollten, um den Einfluss von Niederschlagsereignissen zu minimieren. Im August 2000 herrschten mit einer Unterschreitungshäufigkeit von 18 % ( $Q_{18}$ ) am Brugga-Pegel Oberried die niedrigsten Abflussverhältnisse, gefolgt von Januar 2001 mit  $Q_{30}$  und Juni 2003 mit  $Q_{50}$ .



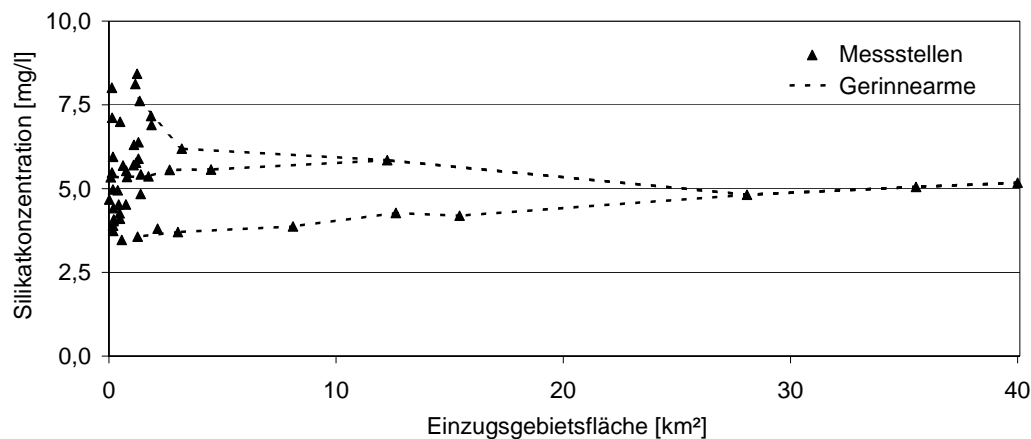
**Abb. 5.11 Lage der Probennahmestellen der Stichtagsbeprobungen 1-3 und der verdichteten Stichtagsbeprobung 4 im Teileinzugsgebiet St. Wilhelmer Talbach**

Im Folgenden soll untersucht werden, inwieweit die Konzentrationen der untersuchten Parameter von der Höhe des Abflusses und von der Lage im Einzugsgebiet abhängig sind, sowie ob die hydrochemischen Parameter untereinander bzw. mit den Gebietseigenschaften korrelieren.

Auf Grund der Ergebnisse der mikroskaligen Untersuchungen (vgl. Kap. 4.2.1) scheint der Tracer Silikat für die Untersuchung der Gebietsheterogenität besonders geeignet. In Abbildung 5.12 sind die Mittelwerte der Silikatkonzentrationen der drei Stichtagsbeprobungen in Bezug zur Fläche des lokalen oberirdischen Einzugsgebiets der jeweiligen Messstelle dargestellt. Die absoluten Konzentrationen unterscheiden sich zwischen den Messstellen um bis zu 5 mg/l, wobei die Variabilität bei einer Einzugsgebietsfläche von bis zu 1-2 km<sup>2</sup> am größten ist und danach deutlich abnimmt. Wie am Konzentrationsverlauf der verschiedenen Hauptgerinnearme zu erkennen ist, kann nicht von einer systematischen Zu- oder Abnahme der Silikatkonzentrationen und auch der hier nicht dargestellten Hauptionen mit steigender Gebiets-

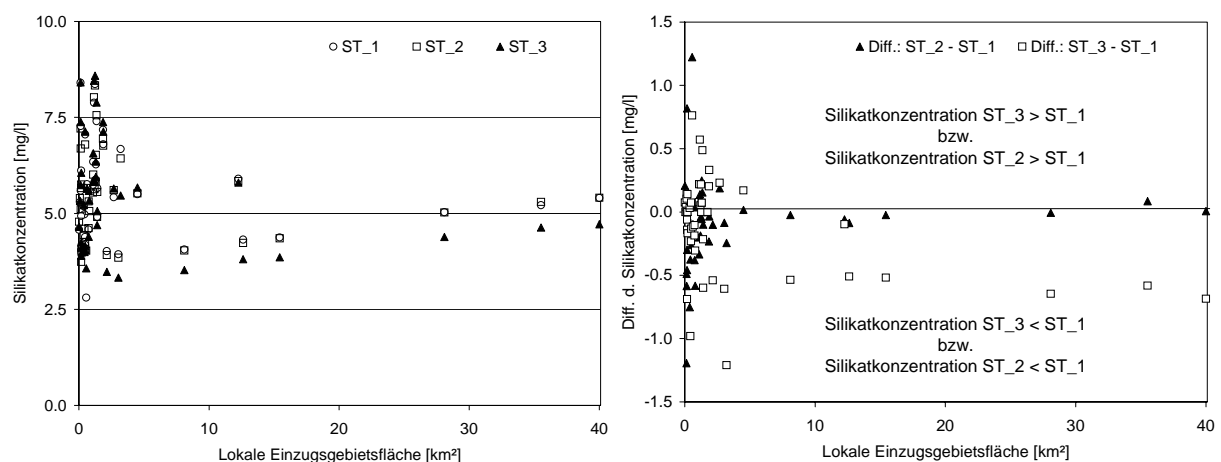


größe entlang der Vorfluter ausgegangen werden. Vielmehr führen die lokalen Gegebenheiten in den Quelleinzugsgebieten sowie in den im weiteren Verlauf zuströmenden Teileinzugsgebieten zu einer schrittweisen Zu- oder Abnahme der Silikatkonzentrationen. Welche lokalen Gegebenheiten genau die Silikatkonzentrationen bestimmen (Geologie, Landnutzung, Topographie), wird im Verlauf dieses Kapitels näher analysiert.



**Abb. 5.12 Mittelwerte der Silikatkonzentrationen der Stichtagsbeprobungen 1-3; markiert ist der Konzentrationsverlauf entlang der drei Hauptgerinnearme**

Um die Frage zu klären, inwieweit die Silikatwerte abhängig vom Abfluss am Tag der Beprobung sind, müssen die Daten der verschiedenen Stichtagsbeprobungen miteinander verglichen werden (Abb. 5.13). Dabei zeigt sich, dass die Konzentrationsunterschiede an ein und derselben Messstelle zwischen den einzelnen Beprobungen in einem Bereich von ca.  $\pm 1,5$  mg/l liegen (Abb. 5.13, rechts). Auch hier ist die Variabilität bei kleinen Einzugsgebieten am größten. Allerdings zeigt sich beim Vergleich der einzelnen Stichtagsbeprobungen untereinander, dass die Unterschiede nicht nur von der Gebietsgröße, sondern auch von der einzelnen Beprobung abhängig sind. Für die Konzentrationsunterschiede zwischen zweiter und erster (ST\_2 - ST\_1) sowie dritter und erster Beprobung (ST\_3 - ST\_1) wurden Mittelwerte und Mediane, getrennt für die kleinen Einzugsgebiete (bis 5 km²) und die größeren Einzugsgebiete (ab 5 km²), berechnet (Tab. 5.2). Dabei fällt auf, dass Mittelwerte und Mediane bei den kleinen Einzugsgebieten in beiden Fällen relativ nahe an -0,05 liegen, d.h. die Konzentrationen der ersten Beprobung im Mittel nur geringfügig höher liegen als die der beiden anderen. Die in Abbildung 5.13 (rechts) deutlich sichtbare Variabilität an den einzelnen Messstellen ist also mehr oder weniger ungerichtet und nicht vom Zeitpunkt der Beprobung abhängig. Bei den größeren Einzugsgebieten hingegen zeigt sich, dass die Konzentrationen der ersten und zweiten Stichtagsbeprobung sehr ähnlich sind, während die Werte der dritten deutlich niedriger liegen. Außerdem ist die Variabilität innerhalb einer Beprobung wesentlich geringer. Dabei muss allerdings berücksichtigt werden, dass die Anzahl der Messstellen deutlich geringer ist als die der kleinen Gebiete.



**Abb. 5.13 Silikatkonzentrationen der Stichtagsbeprobungen 1-3 in Bezug zur Fläche des lokalen, oberirdischen Einzugsgebiets der Messstellen (links) und Differenzen der Silikatkonzentrationen zwischen 2. und 1. sowie 3. und 1. Stichtagsbeprobung**

Trotzdem kann festgehalten werden, dass sich die Silikatkonzentrationen der größeren Einzugsgebiete zwar ebenfalls von Beprobung zu Beprobung deutlich ändern können, diese Änderung aber sehr systematisch ist, d.h. in fast allen Messstellen gleichförmig auftritt. Als Ursache für die niedrigeren Silikatkonzentrationen bei ST\_3 ist die Höhe des Abflusses am Beprobungstag anzunehmen. Bei höherem Abfluss ist der Anteil an silikatarmerem Zwischenabfluss größer, so dass die Silikatkonzentrationen allgemein geringer sind.

**Tab. 5.2 Mittelwerte und Mediane der Differenz der Silikatkonzentrationen von zweiter und erster (ST\_2 - ST\_1) sowie dritter und erster Beprobung (ST\_3 - ST\_1); N = Anzahl der Messstellen**

		ST_2 - ST_1	ST_3 - ST_1
EZG < 5 km <sup>2</sup> (N=42)	Mittelwert	-0,10	-0,05
	Median	-0,07	0,01
EZG > 5 km <sup>2</sup> (N=7)	Mittelwert	-0,02	-0,51
	Median	-0,02	-0,53

Der Grund für die unterschiedlichen Reaktionsmuster der kleineren und größeren Gebiete ist in den jeweiligen Gebietseigenschaften zu suchen. Die kleinen Gebiete sind in der Regel die Quelleinzugsgebiete. Diese unterscheiden sich in den Abflussverhältnissen am Beprobungstag wesentlich stärker als die größeren Gebiete, da die Abflüsse von den lokalen Inhomogenitäten des Niederschlags, der Verdunstung, des Bodens, der Geologie und der Vegetation bestimmt werden. Außerdem ist durch die geringe Gebietsgröße die Zeit der Abflusskonzentration sehr gering, was ebenfalls Unterschiede in den Abflussverhältnissen verstärkt. In den größeren Gebieten mitteln sich dagegen die angesprochenen Inhomogenitäten heraus. Außerdem ge-

winnt der verzögerte Interflow durch die Zunahme von Hangfußbereichen und Talauen an Bedeutung. Dadurch sind sich die Abflussverhältnisse der größeren Gebiete wesentlich ähnlicher, so dass es zu systematischen Änderungen der Silikatkonzentration kommt.

Für die anderen hydrochemischen Parameter wurden ebenfalls Mittelwerte und Mediane berechnet (Tab. 5.3). Die Werte der zweiten Beprobung liegen bei allen Parametern außer Kalium und Silikat höher als bei der ersten. Dabei treten Abweichungen der Mittelwerte von bis zu 1 mg/l auf. Dagegen sind die Werte der dritten Stichtagsbeprobung bei fast allen Parametern niedriger als bei der ersten. Die meisten Abweichungen liegen dabei in einem Bereich von 0,2 - 0,5 mg/l. Dieser deutliche Unterschied zwischen den Beprobungen lässt sich nicht alleine durch die Abflussverhältnisse erklären, da der Abfluss bei der ersten der niedrigste und der Abfluss bei der dritten Beprobung der höchste war. Zwar scheint der Abfluss eine der Ursachen für die niedrigen Konzentrationen der dritten Beprobung zu sein, die höheren Werte der zweiten Beprobung erklärt er allerdings nicht.

**Tab. 5.3 Mittelwerte und Mediane der Konzentrationsdifferenzen von zweiter und erster (ST\_2 - ST\_1) sowie dritter und erster Beprobung (ST\_3 - ST\_1); positive Werte sind grau unterlegt**

ST_2 - ST_1		Natrium	Kalium	Magnesium	Calcium	Chlorid	Nitrat	Sulfat
<b>EZG &lt; 5 km²</b> (N=42)	Mittelwert	0,25	-0,07	0,02	0,14	0,16	1,06	0,51
	Median	0,03	-0,02	0,05	0,37	-0,26	0,96	0,44
<b>EZG &gt; 5 km²</b> (N=7)	Mittelwert	0,70	-0,13	0,29	0,60	0,25	0,73	0,48
	Median	0,37	-0,09	0,15	0,56	0,00	0,89	0,48
ST_3 - ST_1		Natrium	Kalium	Magnesium	Calcium	Chlorid	Nitrat	Sulfat
<b>EZG &lt; 5 km²</b> (N=42)	Mittelwert	-0,20	-0,08	0,17	0,71	-0,32	-0,08	0,12
	Median	-0,02	-0,01	0,21	0,43	-0,22	-0,01	0,12
<b>EZG &gt; 5 km²</b> (N=7)	Mittelwert	-0,57	-0,21	-0,29	-0,48	-0,53	-0,35	-0,36
	Median	-0,38	-0,18	-0,48	-0,77	-0,35	-0,45	-0,30

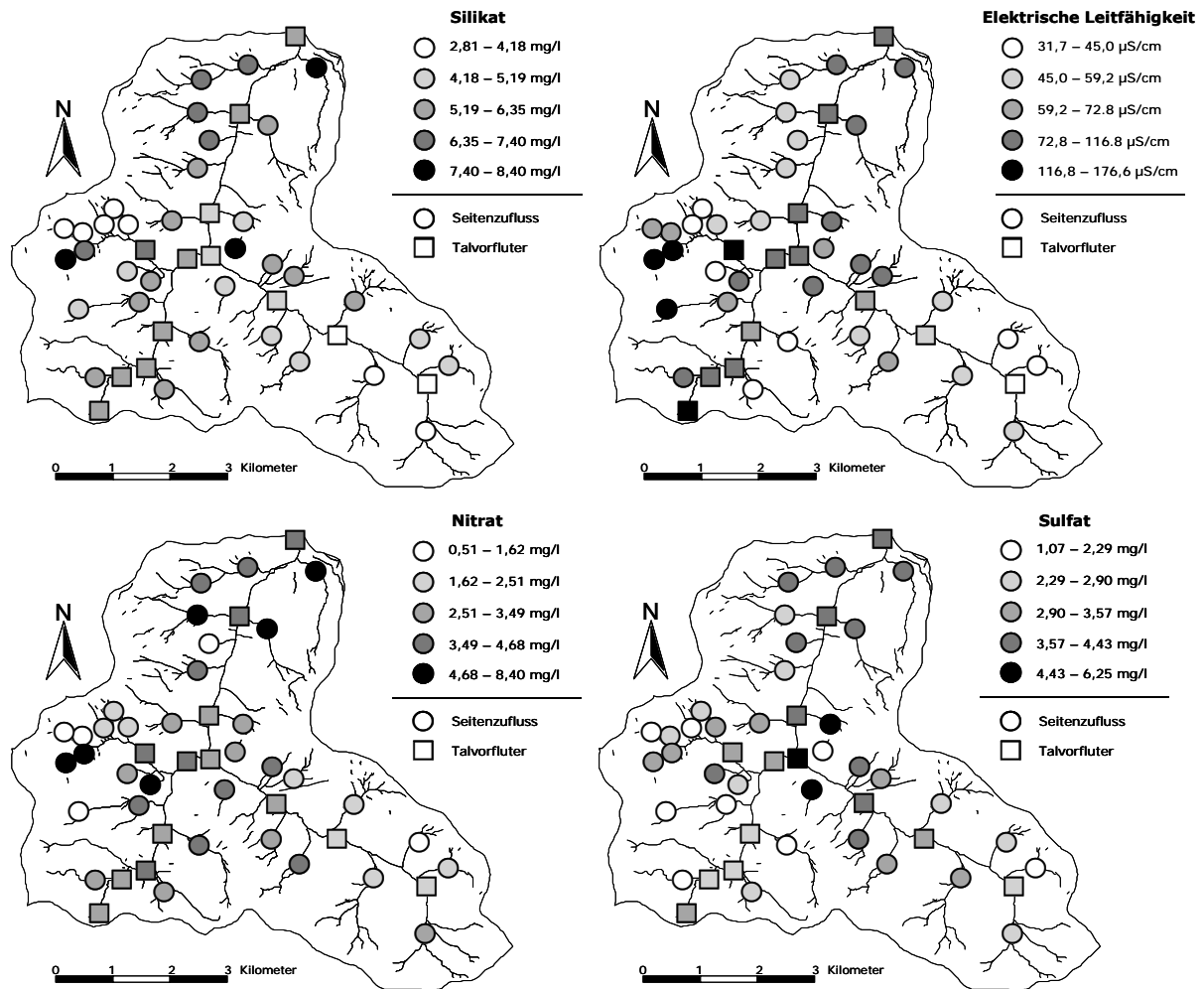
Hier kommen saisonale Einflüsse als Ursache in Frage. So sind insbesondere die Nitratkonzentrationen erhöht, was durch eine vermehrte Nitratauswaschung im Winter erklärbar ist. Diese wird durch vermehrten Substratabbau bei gleichzeitig verringerter Pflanzenaufnahme und hohen Niederschlägen begünstigt. Streusalzeinfluss, vor allem in den größeren Gebieten kann allerdings nicht direkt nachgewiesen werden, da die Werte von Natrium und Chlorid voneinander abweichen. Zusammenfassend ist festzuhalten, dass trotz Abweichungen, vor allem in den kleineren Gebieten, die Werte der Stichtagsbeprobungen allgemein recht gut reproduzierbar sind und dies obwohl zwischen der ersten und der letzten Beprobung fast drei Jahre liegen. Bei geringen Abflüssen zeigt sich Silikat, bedingt durch geringe biotische Einflüsse, als stabilster Tracer. Nur bei diesem Tracer sind systematische Unterschiede zwischen den kleinen und größeren Gebieten deutlich erkennbar. So ist in den größeren Gebieten ein

deutlicher Einfluss der Abflusshöhe auf die Konzentration festzustellen. Bei den anderen Parametern, welche stärker abiotischen und biotischen Einflüssen unterliegen, werden die Konzentrationen nicht nur durch den Abfluss bestimmt, so dass die Stärke einzelner Einflüsse im Rahmen einer Stichtagsbeprobung nur schwer zu quantifizieren ist.

Wie im Vorangegangenen gezeigt werden konnte, hat bei den untersuchten Abflussverhältnissen (Niedrigwasser) die Abflusshöhe einen im Mittel relativ geringen Einfluss auf die Konzentrationen der Parameter. Eine Gruppe anderer potentieller Einflüsse auf die Hydrochemie sind die Eigenschaften der lokalen Einzugsgebiete. Da auch hier durch das Zusammenwirken vieler verschiedener Eigenschaften der Einfluss einer einzelnen Eigenschaft schwer zu quantifizieren ist, soll zunächst die räumliche Verteilung der Konzentrationen als integrale Information ausgewertet werden. Dazu wurden die Werte der einzelnen Parameter den jeweiligen Messstellen zugeordnet. Größere räumliche Strukturen, welche in ähnlicher Form bei mehreren Parametern auftreten, konnten nicht gefunden werden. Dennoch lassen sich anhand der Verteilungsmuster zwei Tracergruppen unterscheiden. Zum einen ist dies die Parametergruppe von Silikat und elektrischer Leitfähigkeit (Abb. 5.14) sowie der meisten, der hier nicht dargestellten basischen Kationen. Zwar gibt es auch hier große Unterschiede beim Vergleich einzelner Messstellen, doch lassen sich Regionen mit ähnlichen Konzentrationen abgrenzen. So ist der äußerste Südosten des Brugga-Einzugsgebiets häufig durch niedrige Konzentrationen gekennzeichnet, während der Südwesten sowohl sehr hohe als auch, nah angrenzend, sehr niedrige Konzentrationen aufweist. Meist sehr ähnliche Konzentrationen sind an den nordwestlichen Zuflüssen zu finden. Zum anderen ist es die Parametergruppe von Nitrat und Sulfat (Abb. 5.14). Hier treten im Südosten meist mittlere Konzentrationen auf. Besonders bei Sulfat ist der Südwesten durch niedrige Werte gekennzeichnet, während bei Nitrat die hohen Werte im Norden auffallen. Auch wenn die Unterschiede zwischen den beiden Verteilungsmustern nicht allzu groß sind, liegt dennoch nahe, dass diese Unterschiede in der Konzentrationsverteilung vor allem durch die verschieden starke biotische und abiotische Beeinflussung der jeweiligen Ionen hervorgerufen wird. Besonders stark ist die biotische Beeinflussung bei Nitrat. Hinzu kommt, dass diese Ionen auch durch atmogene Deposition eingetragen werden.

Insgesamt bleibt jedoch festzuhalten, dass sich keine deutlichen systematischen Zusammenhänge zwischen Lage und Konzentration zeigen. So gibt es, wie oben aufgeführt, zwar Bereiche, die insgesamt geringer oder höher mineralisiert sind, doch ist auch hier die Variabilität sehr hoch. Außerdem treffen diese Zusammenhänge nicht auf alle Ionen in gleichem Maße zu. Auch Unterschiede zwischen Seitenzuflüssen und den Talvorflutern sind nicht so verbreitet, dass daraus allgemeine Zusammenhänge abgeleitet werden können. Weiterhin ist es möglich, dass sehr hohe Konzentrationen in der Nachbarschaft besonders niedriger liegen, also kein gradueller Übergang erfolgen muss.

Auch wenn sich allgemeine Zusammenhänge aus dieser Darstellung nicht ableiten lassen, so sind doch lokale Phänomene erkennbar, die weiteren Aufschluss über die Abflussvorgänge im Gebiet geben. Eines davon ist das Mischungsverhalten der Seitenzuflüsse mit dem Talvorfluter. So sind zum Beispiel im Südosten die Silikatkonzentrationen des Talvorfluters zu Beginn sehr niedrig und steigen im weiteren Verlauf langsam an. Anhand dieses Verlaufs lässt sich einschätzen, wie viel Beitrag aus den Seitenarmen mit teils höheren, teils gleich hohen Werten stammen muss. Eine ähnliche Situation zeigt sich im Westen, wo ein Talvorfluter mit sehr hohen Werten beginnt und trotz vieler Seitenzuflüsse mit niedrigen Werten selbst nur geringe Reaktionen der Silikatkonzentration zeigt. Ein anderes lokales Phänomen sind die Sulfatkonzentrationen des südöstlichen Teileinzugsgebiets des St. Wilhelmer Talbachs.



**Abb. 5.14 Silikatkonzentrationen und el. Leitfähigkeiten sowie Nitrat- und Sulfatkonzentration der ersten Stichtagsbeprobung; die Symbole der Seitenzuflüsse sind aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht lagetreu (vgl. Abb. 5.11)**

Die letzte Probe vor dem Zusammenfluss mit dem südwestlichen Talvorfluter ist erhöht, obwohl die Seitenzuflüsse und die Werte des Talbachs vorher deutlich niedriger liegen. Wie auch andere Untersuchungen bestätigt haben, muss der unterirdische Zustrom ins Gerinne kurz vor dem Zusammenfluss sehr hohe Sulfatkonzentrationen eintragen, da die oberirdischen Seitenzuflüsse den Konzentrationsanstieg alleine nicht erklären. Ursache für die hohen Sulfatkonzentrationen können die in geologischen Karte (GLA 1981) verzeichneten Erzgänge und Abraumhalden früher bergbaulicher Aktivitäten nordöstlich des Pegels sein. Allgemein ist dies ein Hinweis auf den nicht zu unterschätzenden Anteil lateralen unterirdischen Zustroms in die Talvorfluter.

Da sich aus der Kartendarstellung Zusammenhänge nur eingeschränkt ableiten lassen, sollen im Folgenden die verschiedenen Parameter der Hydrochemie und der Einzugsgebiete über Korrelationen auf ihre statistischen Zusammenhänge untersucht werden. Da vor allem einige der Einzugsgebietsparameter (Landnutzungs- und Geologieanteile) beim *Kolmogorov-Smirnov-Test* auf Normalverteilung bei einem Signifikanzniveau von 0,05 nicht normalverteilt sind, werden für alle Parameter die Rangkorrelationskoeffizienten  $r_R$  nach SPEARMAN berechnet.

Allgemein konnten im Rahmen dieser Korrelationsanalyse nur geringe Korrelationen zwischen den unterschiedlichen Parametergruppen gefunden werden. Dennoch gibt es Ausnahmen, bei denen deutlich höhere Korrelationen auftreten oder wider Erwarten sehr niedrige (Tab. 5.4). Eine davon ist die elektrische Leitfähigkeit, welche stark mit den untersuchten Kationen (Natrium, Kalium, Magnesium, Calcium), aber auch mit Chlorid korreliert. Die elektrische Leitfähigkeit wird also, wie zu erwarten war, ganz entscheidend von den vier Kationen bestimmt. Hohe Kationenkonzentrationen sind aber auf der Anionenseite auch mit hohen Chloridkonzentrationen verbunden, während die Korrelationen mit Nitrat und Sulfat wesentlich schwächer sind. Dabei sind zwei Punkte zu berücksichtigen. Zum einen ist dies die Tatsache, dass der Hydrogencarbonatgehalt der Proben nicht bestimmt wurde, bei dem ebenfalls hohe Korrelationen mit der elektrischen Leitfähigkeit zu erwarten sind. Zum anderen ist zu klären, ob die Korrelation mit Chlorid nicht auf den Streusalzeinfluss zurückzuführen ist. Da sich die Korrelation der elektrischen Leitfähigkeit mit Natrium nicht von den übrigen Kationen abhebt und zudem die Gebietsgröße nicht mit Chlorid korreliert, ist anzunehmen, dass die Korrelation der elektrischen Leitfähigkeit mit Chlorid nicht in erster Linie auf Streusalzeinfluss zurückzuführen ist und daher auch in den kleineren Gebieten ohne oder mit nur sehr geringem Streusalzeinfluss gilt. Die gemeinsame Quelle für Kationen und Chlorid ist daher wahrscheinlicher in der Verwitterung des Ausgangsgesteins zu suchen.

Eine weitere Ausnahme ist die mittlere Einzugsgebietshöhe, welche mittlere negative Korrelationen mit Nitrat, Sulfat, Silikat und Sauerstoff-18 zeigt. Außerdem sind Silikat und Nitrat stark korreliert. Für Sauerstoff-18 ist diese Reaktion zu erwarten, da die Fraktionierung dieses Isotops höhenabhängig ist. Für die anderen Parameter ist die Erklärung nicht offensichtlich. Ein möglicher Grund wäre die Abnahme der mittleren Lufttemperatur mit der Höhe, welche zu einer Verringerung der chemischen Verwitterung und damit verringerten Silikatnachlieferung führt und sich durch Einfluss auf die biotischen Prozesse auch auf Nitrat auswirkt. Für alle drei Parameter gilt, dass die Rangkorrelationskoeffizienten in allen drei Stichtagsbeprobungen gleichgerichtet und ähnlich hoch ( $r_R$  -0,41 - -0,65) zu finden sind. Ein Einfluss der Einzugsgebietsgröße kann in diesem Zusammenhang ausgeschlossen werden, da die Gebietsgröße weder mit der mittleren Höhe noch mit Silikat, Nitrat oder Sulfat korreliert (Tab. 5.4). Dennoch ist vor allem für Silikat und Nitrat von einer überbewerteten Korrelation mit der mittleren Einzugsgebietshöhe auszugehen, da die partiellen Korrelationen (die betrachteten Parameter sind normalverteilt) von Nitrat mit mittlerer Höhe gegen Silikat und Silikat mit mittlerer Höhe gegen Nitrat jeweils deutlich niedrigere Korrelationskoeffizienten liefern ( $r_{NO_3 \text{ mHöhe} * Si} = -0,25$  bzw.  $r_{Si \text{ mHöhe} * NO_3} = -0,29$ ) als die einfachen. Die Korrelation von Silikat und Nitrat gegen die mittlere Höhe führt dagegen nur zu einer Reduzierung von  $r_{Si \text{ NO}_3} = 0,76$  auf  $r_{Si \text{ NO}_3 * \text{mHöhe}} = 0,61$ . Wodurch es zu dieser Korrelation kommt, ist an dieser Stelle schwer zu beantworten.

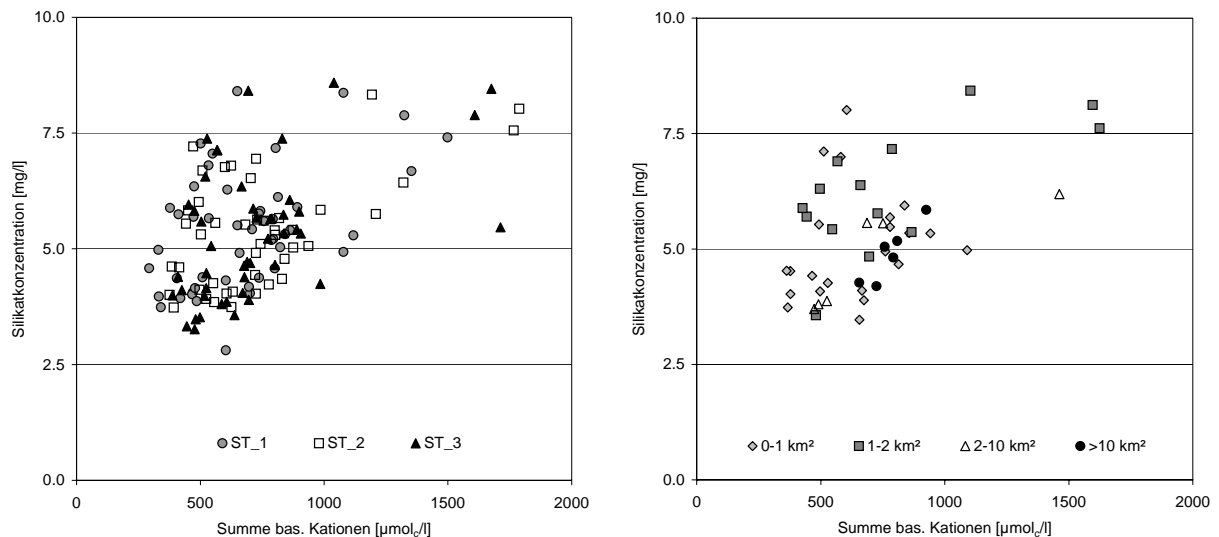
**Tab. 5.4 Rangkorrelationen (nach SPEARMAN) der Mittelwerte aus den drei Stichtagsbeprobungen für ausgewählte Parameter sowie Signifikanz und Probenanzahl N**

Parameter		Korrelationskoeffizient $r_R$	Signifikanz (zweiseitig)	N
el. Leitfähigkeit	Natrium	0,88	0,00	48
el. Leitfähigkeit	Kalium	0,67	0,00	48
el. Leitfähigkeit	Magnesium	0,74	0,00	48
el. Leitfähigkeit	Calcium	0,85	0,00	48
el. Leitfähigkeit	Chlorid	0,89	0,00	48
el. Leitfähigkeit	Nitrat	0,48	0,00	48
el. Leitfähigkeit	Sulfat	0,29	0,04	48
el. Leitfähigkeit	Paragneisanteil	-0,04	0,77	48
el. Leitfähigkeit	Orthogneisanteil	-0,26	0,08	48
mittl. EZG-Höhe	Silikat	-0,49	0,00	48
mittl. EZG-Höhe	Nitrat	-0,58	0,00	48
mittl. EZG-Höhe	Sulfat	-0,58	0,00	48
mittl. EZG-Höhe	el. Leitfähigkeit	-0,26	0,07	48
mittl. EZG-Höhe	Sauerstoff-18	-0,50	0,00	48
Silikat	Nitrat	0,76	0,00	48
Silikat	bas. Kationen	0,43	0,00	48
EZG-Größe	mittl. EZG-Höhe	0,22	0,13	48
EZG-Größe	Silikat	0,04	0,81	48
EZG-Größe	Chlorid	0,12	0,42	48
EZG-Größe	Nitrat	0,22	0,13	48
EZG-Größe	Sulfat	0,12	0,43	48
EZG-Größe	Siedlungsfläche	0,59	0,00	48
Siedlungsfläche	el. Leitfähigkeit	0,51	0,00	48
Siedlungsfläche	Chlorid	0,47	0,00	48

Eigentlich sind Nitrat und Silikat bezüglich ihrer Herkunfts- und Umsatzräume sehr verschieden, so dass gleiche Einflussfaktoren als Ursache eher unwahrscheinlich sind. Die geringe Korrelation der mittleren Einzugsgebietshöhe mit der elektrischen Leitfähigkeit zeigt, dass nicht allgemein von einer geringeren Mineralisierung der höher gelegenen Einzugsgebiete ausgegangen werden kann.

Die Korrelation von Silikat mit den basischen Kationen ist nur mittelstark (vgl. Abb. 5.15). Da als Quelle der Kationen und auch des Silikats die Verwitterung des Festgesteins angenommen wird, wären hier eigentlich höhere Korrelationen zu erwarten, wenn fortschreitende Verwitterung zu einem gleichstarken Anstieg der Kationen- und Silikatkonzentrationen führt.

Daher müssen entweder durch die Festgesteinsverwitterung unterschiedliche Mengenverhältnisse geschaffen werden oder weitere Quellen dieser Stoffe im Einzugsgebiet vorhanden sein. Eine mögliche Quelle könnte die Waldkalkung sein, welche in Teilen des Untersuchungsgebiets durchgeführt wird. Allerdings zeigen Studien, dass die direkten Auswirkungen auf die Gewässerchemie bei den in Deutschland ausgebrachten Mengen sehr gering sind (ARMBRUSTER ET AL. 2000, HINDERER 1999). Außerdem ist aus Abbildung 5.15 (links) zu entnehmen, dass es zwar eine Gruppe mit hohen Werten der basischen Kationen bei variablen Silikatkonzentrationen gibt, welche für eine zusätzliche Kationen-Quelle ohne Auswirkungen auf den Silikatgehalt spricht. Doch bildet die Mehrzahl der Werte ebenfalls eine Punktwolke, lässt also keinen linearen Zusammenhang zwischen basischen Kationen und Silikat erkennen. Daher ist anzunehmen, dass die Heterogenität des Festgesteins und der Verwitterungsprozesse diese nur mittlere Korrelation verursacht. Dass dies vor allem für die kleineren Einzugsgebiete gilt, lässt sich daran erkennen, dass die Korrelation zwischen den basischen Kationen und Silikat bei den größeren Gebieten deutlich stärker ist (Abb. 5.15 rechts).



**Abb. 5.15 Silikatkonzentrationen im Vergleich zur Summe der basischen Kationen aller drei Stichtagsbeprobungen (links) und als Mittelwerte der drei Beprobungen, nach Einzugsgebietsgröße getrennt (rechts)**

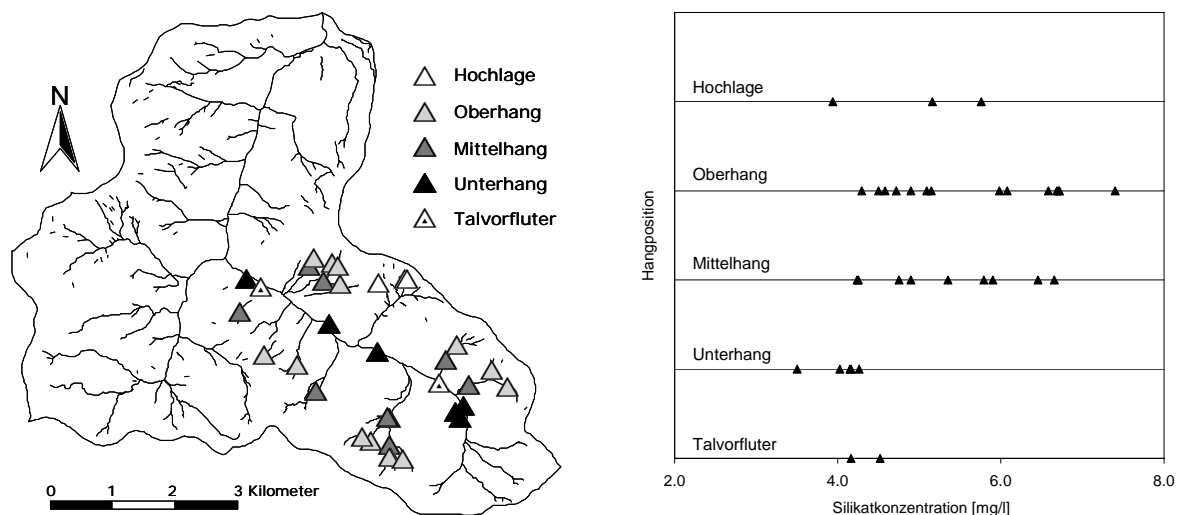
Auch wenn die Probenanzahl der größeren Gebiete geringer ist, ist von diesem Effekt auszugehen, da auch bei den basischen Kationen, ähnlich der Abbildung 5.12 für Silikat, eine Annäherung an eine mittlere Konzentration mit Zunahme der Gebietsgröße erfolgt (hier nicht dargestellt). Diese Tatsache macht deutlich, dass vor allem bei den kleinen Einzugsgebieten selbst näherungsweise nur schwer ein Zusammenhang zwischen basischen Kationen bzw. Silikat und mittlerer Verweilzeit des Wassers anzunehmen ist. In den größeren Gebieten dagegen kann dieses Verhältnis näherungsweise zur relativen Einordnung der Verweilzeiten verwendet werden, da allgemein von einer zwar nicht linearen, aber bei den untersuchten Lösungsgehalten stetigen Zunahme der Lösungsprodukte mit der mittleren Verweilzeit des Wassers ausgegangen werden kann. Unklar bleibt allerdings, ob beide oder nur einer der beiden Parameter in den kleinen Gebieten zu der dargestellten Heterogenität führt, da für



beide Tracer sowohl Heterogenitäten im Herkunftsmaterial als auch im Verwitterungsprozess wahrscheinlich sind. Geringen Einfluss auf die elektrische Leitfähigkeit hat in diesem Zusammenhang der Anteil an Paragneis oder Orthogneis im jeweiligen Einzugsgebiet. Dies ist vermutlich dadurch begründet, dass der Orthogneis die Geologie des Brugga-Einzugsgebiets dominiert und daher nur wenige kleine Gebiete größere Paragneisanteile besitzen und sich so kein statistischer Zusammenhang erkennen lässt.

Die Korrelationen der Anteile der unterschiedlichen Landnutzungsklassen mit der Hydrochemie sind schwer zu interpretieren, da die Landnutzungsklassen sehr stark interkorreliert sind. Die Korrelationen zeigen wie erwartet eine allgemeine Zunahme der Siedlungsflächen mit der Einzugsgebietsgröße und gleichzeitig mittlere Korrelationen von Siedlungsflächen mit elektrischer Leitfähigkeit und mit Chlorid. Inwieweit diese Korrelationen einen ursächlich Zusammenhang aufzeigen, kann hier nicht geklärt werden.

Ein weiterer Parameter, der die Silikatkonzentration beeinflussen könnte, ist die Position der Messstellen am Hang. Eine ähnliche, allerdings stärker mikroskalige Untersuchung wurde bereits in Kapitel 4.2.1 dargestellt. Dort wurden fast ausschließlich Quellen bzw. quellartige Hangwasseraustritte intensiv beprobt, so dass nur ein relativ kleines Gebiet erfasst werden konnte. Durch die Stichtagsbeprobung 4 im Bereich des St. Wilhelmer Talbachs sollte dieser Skalensprung zwischen den mikroskaligen Untersuchungen der Hänge und den Stichtagsbeprobungen BRU 1-3 verringert werden. Dazu wurden am 13. August 2003 Hanggerinne und einige größere Quellaustritte in verschiedenen Hangpositionen sowie der Talvorfluter beprobt. Die guterachterliche Unterteilung erfolgte in die Klassen Hochlage, Oberhang, Mittelhang, Unterhang und Talvorfluter. In Abbildung 5.16 sind die Messstellen und ihre jeweilige Klassenzugehörigkeit dargestellt. Dabei wurde die Aufteilung zwischen Ober-, Mittel- und Unterhang vor allem anhand der bereits im Gerinne zurückgelegten Fließstrecke vorgenommen und weniger nach der absoluten Position im Hang. Als Unterhangpositionen wurden hier nur Messstellen gewählt, deren Wasser in diesem Bereich zu Tage tritt und nicht die Gerinne, die bereits im Hochlagenbereich beginnen.



**Abb. 5.16** Messstellen der Stichtagsbeprobung 4, klassifiziert nach ihrer Hangposition (links) und nach Hangposition unterschiedene Silikatkonzentrationen dieser Messstellen (rechts)

Einige Messstellen konnten nicht eindeutig zugeordnet werden und wurden daher für Abbildung 5.16 nicht berücksichtigt. Auf Grund der Heterogenität der einzelnen Hänge und ihrer jeweiligen Gerinne war eine GIS-gestützte Ausweisung im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Außerdem ist vor allem die Zahl der Quellen begrenzt, so dass im Mittelhangbereich auf Gerinne zurückgegriffen wurde, obwohl sie nicht als unabhängig von den Hochlagen- und Oberhangpositionen zu sehen sind.

Die den jeweiligen Hangpositionen zugeordneten Silikatkonzentrationen lassen sich in zwei Gruppen unterteilen. Zum einen sind dies die Messstellen der Hochlage, des Ober- und des Mittelhangs. In dieser Gruppe sind Silikatkonzentrationen im Bereich von 4,0 - 8,0 mg/l zu finden. Die Streuung der Werte ist dabei in den Klassen Ober- und Mittelhang ähnlich groß, wobei anzunehmen ist, dass die geringere Streuung der Hochlagenwerte auf den sehr kleinen Stichprobenumfang zurückzuführen ist. Deutliche Unterschiede in den Silikatkonzentrationen zwischen den einzelnen Klassen lassen sich dagegen nicht belegen. Die zweite Gruppe bilden der Unterhangbereich und der Talvorfluter. Mit 4,0 - 4,5 mg/l sind die Konzentrationen deutlich niedriger. Zwar ist auch hier der Stichprobenumfang auf Grund mangelnder Messstellen relativ klein, dennoch ist es sehr wahrscheinlich, dass die Werte der Klasse Unterhang auch bei einer größeren Stichprobe niedriger sind als die der ersten Gruppe. Wie die Stichtagsbeprobungen 1-3 gezeigt haben, weisen die Proben entlang des Talvorfluters eine relativ geringe Variabilität auf, so dass für den Talvorfluter eine geringere Probenzahl notwendig ist.

Dieses Ergebnis überrascht auf den ersten Blick, da im allgemeinen von einer Zunahme der mittleren Verweilzeit hangabwärts ausgegangen wird oder wie die mikroskaligen Untersuchungen der Hänge zeigen, zumindest eine ähnliche Silikatkonzentration über den gesamten Hangverlauf zu finden ist. Die Ergebnisse der Stichtagsbeprobung 4 deuten allerdings daraufhin, dass das am Hangfuß zu Tage tretende oder unterirdisch dem Vorfluter zuströmende Wasser deutlich geringere Silikatkonzentrationen aufweist als das Wasser der oberhalb liegenden Hangbereiche. Die Silikatkonzentrationen der Stichtagsbeprobung 4 liegen mit 4,0 - 6,0 mg/l deutlich über den Werten der Hangwasser-Untersuchung (Kap. 4.2.1). Dies ist zum einen durch die Witterungsverhältnisse zu erklären. Die Stichtagsbeprobung 4 fand bei starkem Niedrigwasser statt, während die anderen Daten im abflussreicheren Frühjahr erfasst wurden. Zum anderen zeigen diese Unterschiede deutlich, dass die größeren Hanggerinne tatsächlich silikatreichere Komponenten enthalten als die quellartigen Wasseraustritte der Hangschuttdecken. Eine Erklärung für diese Beobachtung könnte die Morphologie der Gerinne sein. Im Gegensatz zur Untersuchung in Kapitel 4.2.1 wurden hier Gerinne untersucht, welche sich in der Regel bereits beim Übergang von den Hochlagen in die Oberhänge z.T. bis auf das anstehende Festgestein eingeschnitten haben, so dass dadurch sehr wahrscheinlich tiefere Abflusskomponenten drainiert werden. Am Unterhang wurden dagegen Quellaustritte bzw. wenig eingeschnittene Gerinne beprobt, welche diese tieferen Abflusskomponenten u.U. nicht abführen, sondern von ihnen unterströmt werden. Allerdings ist hier zu berücksichtigen, dass auch der Vorfluter nur relativ niedrige Konzentrationen aufweist, obwohl anzunehmen ist, dass er alle wichtigen Abflusskomponenten drainiert. Die Synthese beider Untersuchungen führt also nicht zu Widersprüchen, sondern deutet daraufhin, dass nicht die Hangposition an sich ausschlaggebend für den Silikatgehalt ist, sondern der Typ der Quelle oder des Gerinnes und damit die darin enthaltenen Abflusskomponenten.

Die für Silikat dargestellten Zusammenhänge zwischen Hangposition und Konzentration konnten allerdings weder für die Haptionen noch für die elektrische Leitfähigkeit bestätigt werden. Stattdessen waren die Ionenkonzentrationen entweder unabhängig von der Hangposition oder es zeigte sich eine leichte Zunahme am Unterhang oder im Vorfluter (hier nicht als

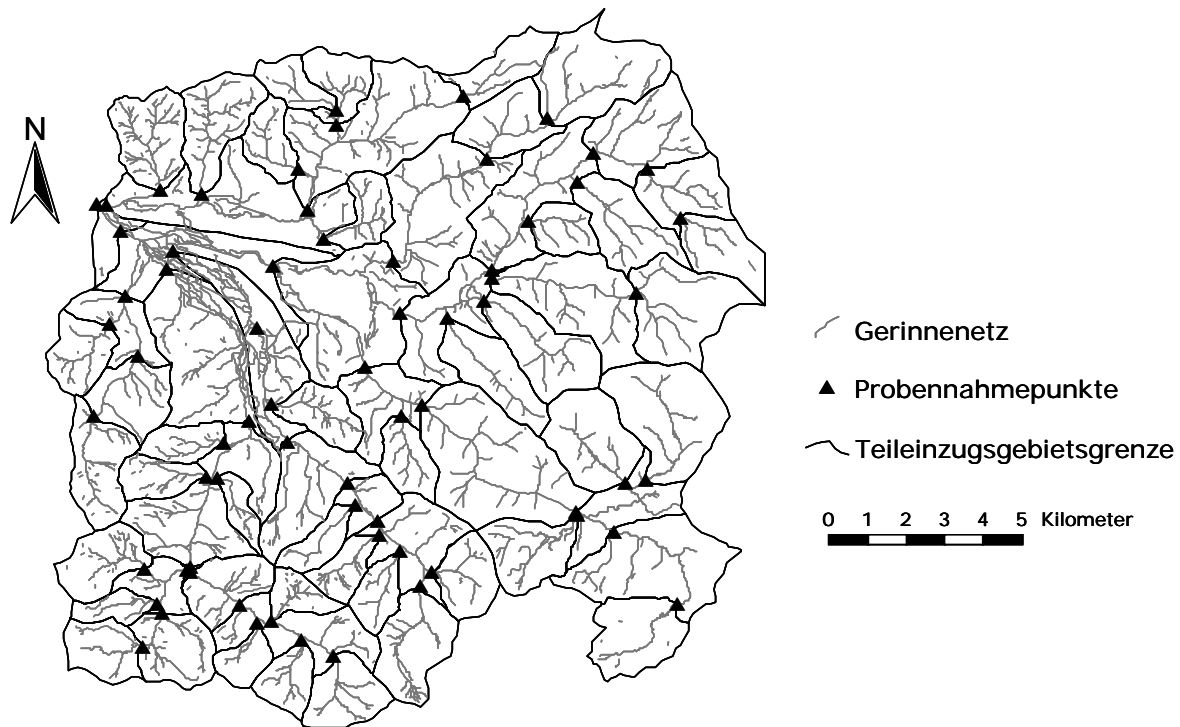
Abbildung dargestellt). Auf die Haptionen und damit auf die elektrische Leitfähigkeit als Summenparameter müssen also vielfältige zusätzliche Einflüsse wirken. Dazu zählen unter anderen sicher die Umsetzungen durch den Stoffhaushalt im Zusammenhang mit den anthropogenen Säureeinträgen. Durch diese Ergebnisse wird erneut die gesonderte Stellung, die Silikat im Bereich der Tracerhydrologie zukommt, bestätigt.

Die Untersuchungen zur hydrochemischen Gebietsheterogenität des mesoskaligen Brugga-Einzugsgebiets zeigen insgesamt, dass die hydrochemische Zusammensetzung der Oberflächenwässer von vielen verschiedenen Faktoren beeinflusst wird. Ganz entscheidend ist dabei die Auswahl der Probennahmestellen, da neben den Gebietsfaktoren wie Geologie, Topographie, Vegetation etc. vor allem die lokalen Fließwege die Anteile der verschiedenen Abflusskomponenten und damit die hydrochemische Zusammensetzung bestimmen. Durch die große Heterogenität der einzelnen Messstellen in Bezug auf die Kombination aus Lage und oberliegenden Fließwegen ist eine Klassifizierung sowie ein ausreichender Stichprobenumfang in jeder Klasse nur sehr schwer zu erreichen. Dies erschwert jede statistische Analyse. Hinzu kommt, dass bei der Beprobung von Gerinnen mit einem geschachtelten Ansatz Messstellen nicht mehr unabhängig voneinander sind. Daher ist die Tatsache, dass die Talvorfluter als Mischungsprodukt vieler Seitenzuflüsse zu Basisabflusszeiten deutlich weniger variabel sind durchaus, zu erwarten.

### **5.2.1.2 Dreisam-Einzugsgebiet**

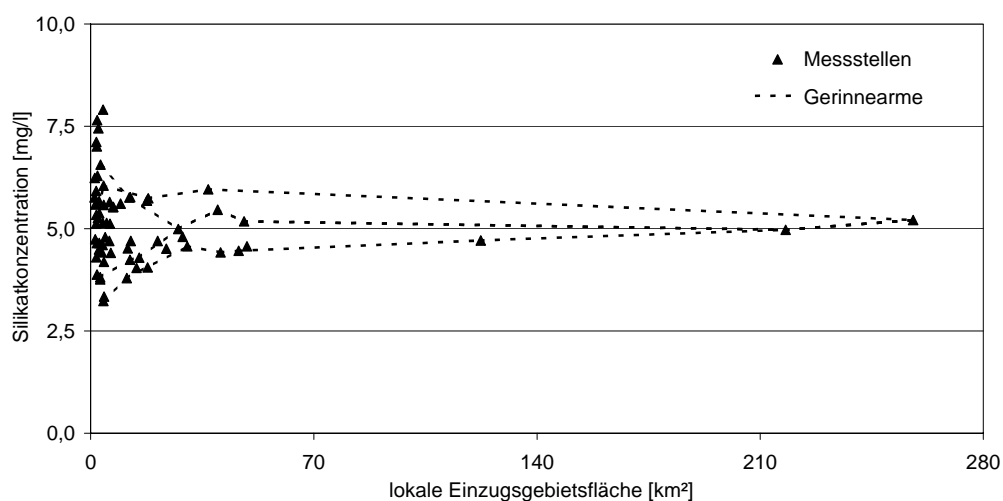
Im Frühjahr 2002 wurden im Rahmen der Diplomarbeit von Arjan van't Zelfde (VAN'T ZELFDE 2002) drei Stichtagsbeprobungen im Dreisam-Einzugsgebiet durchgeführt. Die Auswahl der Messstellen erfolgte ähnlich wie im Brugga-Einzugsgebiet, d.h. es wurden gleichmäßig über das Gebiet verteilte, verschieden große Teileinzugsgebiete ausgewählt, von denen die kleineren meist nicht verschachtelt sind, während die größeren eine zunehmende Anzahl der kleinen Teileinzugsgebiete umfassen. Da die Beprobung an einem Tag durchgeführt werden sollte, war die Anzahl der Gebiete auf 60-70 begrenzt. Bei der dritten Beprobung wurden sechs zusätzliche Gebiete (ca. 50-150 km<sup>2</sup>) beprobt, da diese Größenordnung zunächst nicht ausreichend berücksichtigt wurde. Die genaue Lage und die jeweiligen Teileinzugsgebiete sind Abbildung 5.17 zu entnehmen. Außerdem fand am Tag der verdichteten Stichtagsbeprobung 4 im Brugga-Einzugsgebiet eine verdichte Beprobung in den zwei nordwestlichsten Teileinzugsgebieten der Dreisam statt, auf die im weiteren Verlauf des Kapitels näher eingegangen wird.

Auf Grund eines begrenzten zeitlichen Rahmens fanden die Stichtagsbeprobungen innerhalb von 14 Tagen nach einem Niederschlagsereignis (19.03.2002) statt. Der mittlere Abfluss der Dreisam am Tag der ersten Beprobung (25.03.2002) betrug 15,6 m<sup>3</sup>/s (Unterschreitungshäufigkeit 92%; Q<sub>92</sub>), bei der zweiten am 28.03.2002 lag er bei 9,1 m<sup>3</sup>/s (Q<sub>80</sub>) und bei der dritten Beprobung am 08.04.2002 lag der mittlere Abfluss bei 3,18 m<sup>3</sup>/s (Q<sub>45</sub>). Die Abflussverhältnisse bei den ersten beiden Beprobungen lagen damit deutlich höher als bei den Beprobungen im Brugga-Einzugsgebiet. Die dritte Probennahme ist allerdings mit der letzten im Brugga-Einzugsgebiet zu vergleichen, so dass für die Korrelationsanalyse diese Daten verwendet wurden.



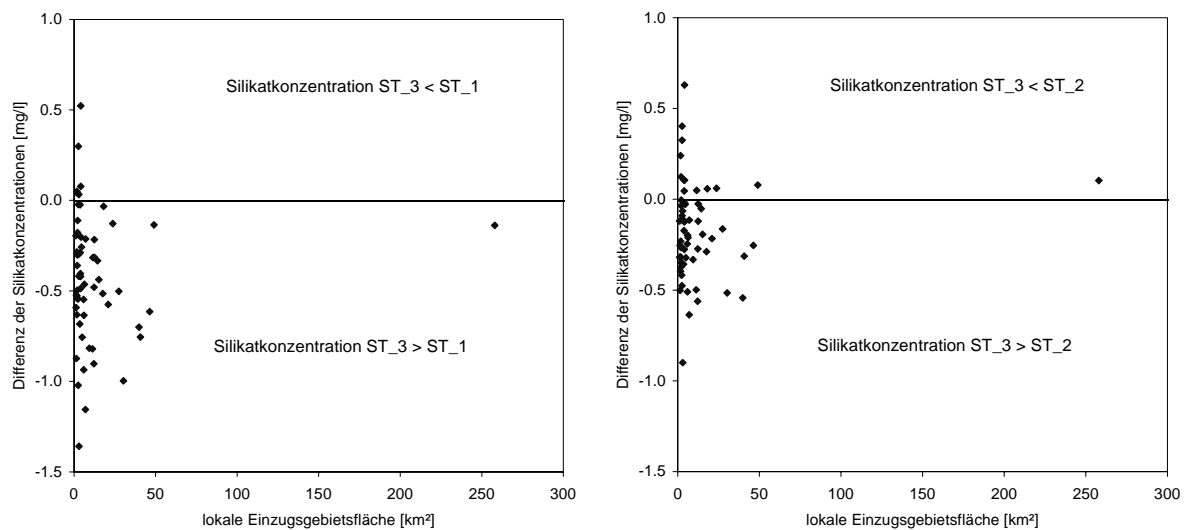
**Abb. 5.17 Lage der Probennahmepunkte sowie Grenzen der jeweiligen Teileinzugsgebiete der Stichtagsbeprobung im Dreisam-Einzugsgebiet**

Ähnlich wie die Daten im Brugga-Einzugsgebiet schwanken auch im Dreisam-Einzugsgebiet die Silikatkonzentrationen in den kleinen Teileinzugsgebieten am stärksten (Abb. 5.18). Die maximale Konzentrationsspanne beträgt rund 5 mg/l. Die Konzentrationsprofile entlang der Hauptgerinnearme belegen, dass auch im Dreisam-Einzugsgebiet sowohl Zunahmen als auch Abnahmen der Silikatkonzentration mit steigender Einzugsgebietsgröße stattfinden.



**Abb. 5.18 Silikatkonzentrationen der dritten Beprobung (08.04.02); markiert ist der Konzentrationsverlauf entlang der vier Hauptgerinnearme**

Bedingt durch die Wahl der Messstellen liegt die höchste Silikatkonzentration hier allerdings nicht in einem Quelleinzugsgebiet der Hauptvorfluter. Ähnliche Muster wie bei Silikat sind auch bei den hier nicht dargestellten Hauptionen zu finden. Durch die anfangs relativ hohen Abflüsse lässt sich eine deutlichere Abhängigkeit der Konzentrationen vom Abfluss als im Brugga-Einzugsgebiet belegen. Abbildung 5.19 zeigt die Differenzen der Silikatkonzentrationen zwischen der ersten und dritten sowie zwischen der zweiten und dritten Beprobung. Sowohl die Werte der ersten als auch die der zweiten Stichtagsbeprobung liegen danach im Mittel unter denen der dritten, d.h. höhere Abflüsse bedingen niedrigere Silikatkonzentrationen. Außerdem ist zu erkennen, dass bei der zweiten Beprobung sowohl die Anzahl der positiven Werte (Silikatkonzentration  $ST_3 < ST_2$ ) größer ist als auch der Mittelwert höher liegt, die Konzentrationen also von Beprobung zu Beprobung ansteigen. Die höchsten positiven Werte treten dabei in den kleinen Teileinzugsgebieten auf.



**Abb. 5.19 Differenzen der Silikatkonzentrationen zwischen der ersten und dritten (links) sowie zwischen der zweiten und dritten Beprobung (rechts); die sechs zusätzlichen Gebiete sind nicht berücksichtigt (vgl. Text)**

Ähnlich wie im Brugga-Einzugsgebiet ist also die Abhängigkeit der Silikatkonzentration vom Abfluss am Gebietsauslass in den kleinen Gebieten geringer als bei den großen. Die Differenzen der übrigen Ionen sind in Form von Mittelwerten und Medianen, getrennt für Gebiete kleiner bzw. größer als 5 km² in Tabelle 5.5 zusammengefasst. Bei fast allen Parametern zeigen sich negative Mittelwerte, d.h. die Konzentrationen nehmen mit fallendem Abfluss zu. Dabei liegen die mittleren Differenzen meist höher als die des Brugga-Einzugsgebiets. Allerdings gibt es mit Nitrat eine Ausnahme, bei der die Konzentrationen mit fallendem Abfluss ebenfalls sinken. Dieser Effekt konnte bei den Stichtagsbeprobungen im Brugga-Einzugsgebiet nicht direkt belegt werden, da die unterschiedlichen Jahreszeiten der Probenahme durch ihren Einfluss auf das Konzentrationsniveau die Abhängigkeit vom Abfluss offensichtlich maskiert haben. Im Gegensatz zu den anderen Ionen und Silikat sind außerdem die höchsten mittleren Differenzen bei Nitrat nicht in den großen Gebieten sondern in den kleinen zu finden.

Von gewissen Ausnahmen abgesehen, hat die Analyse der Konzentrationsdifferenzen im Dreisam-Einzugsgebiet zu ähnlichen Ergebnissen geführt wie im Brugga-Einzugsgebiet. Unterschiede ergeben sich durch die höheren Abflüsse und die rasche zeitliche Aufeinanderfolge der Beprobungen. Obwohl die Anzahl der Gebiete über 5 km<sup>2</sup> Einzugsgebietsfläche deutlich erhöht werden konnte, zeigte sich kein anderes Verhalten der Werte als im Brugga-Einzugsgebiet.

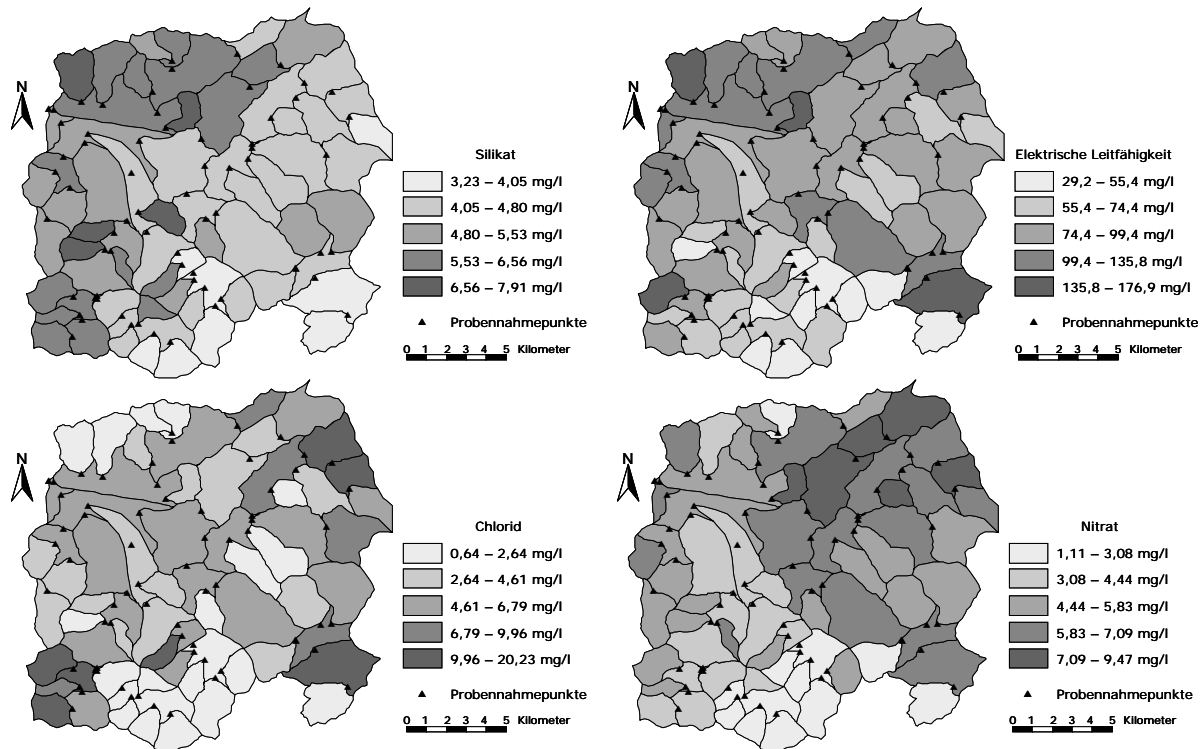
Auch für das Dreisam-Einzugsgebiet wurden Karten erstellt, die die räumlichen Muster der Hydrochemie zeigen. Bei dieser Darstellung wurden allerdings die Flächen der Teileinzugsgebiete eingefärbt und nicht nur die Symbole der Messpunkte. Dadurch ist vor allem bei den verschachtelten Teileinzugsgebieten zu berücksichtigen, dass die Farbintensität der letzten Teilfläche stromauf des jeweiligen Messpunkts die Konzentration am Messpunkt symbolisiert. Diese ist die integrale Information für das gesamte Teileinzugsgebiet.

**Tab. 5.5 Mittelwerte und Mediane der Konzentrationsdifferenzen von erster und dritter (ST\_1 - ST\_3) sowie von zweiter und dritter Beprobung (ST\_2 - ST\_3); positive Werte sind grau unterlegt**

ST_1 - ST_3		Natrium	Kalium	Magnesium	Calcium	Chlorid	Nitrat	Sulfat	Silikat
<b>EZG &lt; 5 km<sup>2</sup></b> (N=34)	Mittelwert	-0,47	-0,03	-0,26	-1,68	-0,26	0,54	-0,48	-0,35
	Median	-0,41	-0,02	-0,18	-1,27	-0,16	0,57	-0,24	-0,33
<b>EZG &gt; 5 km<sup>2</sup></b> (N=26)	Mittelwert	-0,98	-0,17	-0,43	-1,93	-1,09	0,03	-0,66	-0,53
	Median	-0,65	-0,11	-0,36	-1,62	-0,76	0,27	-0,56	-0,51
ST_2 - ST_3		Natrium	Kalium	Magnesium	Calcium	Chlorid	Nitrat	Sulfat	Silikat
<b>EZG &lt; 5 km<sup>2</sup></b> (N=34)	Mittelwert	-0,27	-0,03	-0,15	-1,11	-0,20	0,50	-0,36	-0,14
	Median	-0,25	-0,03	-0,11	-0,77	-0,11	0,49	-0,24	-0,15
<b>EZG &gt; 5 km<sup>2</sup></b> (N=26)	Mittelwert	-0,69	-0,17	-0,28	-1,25	-1,06	0,08	-0,48	-0,23
	Median	-0,38	-0,11	-0,24	-0,87	-0,58	0,30	-0,45	-0,21

Auch hier lassen sich die Verteilungsmuster der einzelnen Parameter in verschiedene Gruppen einteilen. Eine Gruppe mit nur einem Parameter ist das Silikat. Hier sind allgemein nach Nordwesten hin zunehmende Werte festzustellen. Dennoch gibt es auch einzelne Teileinzugsgebiete, die stärker von den umgebenden Gebieten abweichen. Insgesamt sind die räumlichen Zusammenhänge etwas stärker als bei der Beprobung im Brugga-Einzugsgebiet. Die elektrische Leitfähigkeit steht als Beispiel für die Gruppe der basischen Kationen und Sulfat. Zwar sind die räumlichen Muster nicht völlig identisch, aber doch so ähnlich, dass sie als Gruppe zusammengefasst werden können. Etwas größere Abweichungen zeigt Sulfat, welches sich aber dennoch am ehesten dieser Gruppe zuordnen lässt. Diese Gruppe zeigt relativ niedrige Konzentrationen im Süden und teilweise auch im Osten des Gebiets. Höhere Konzentrationen sind dagegen im Norden sowie zum Teil sehr lokal im Südosten zu finden.

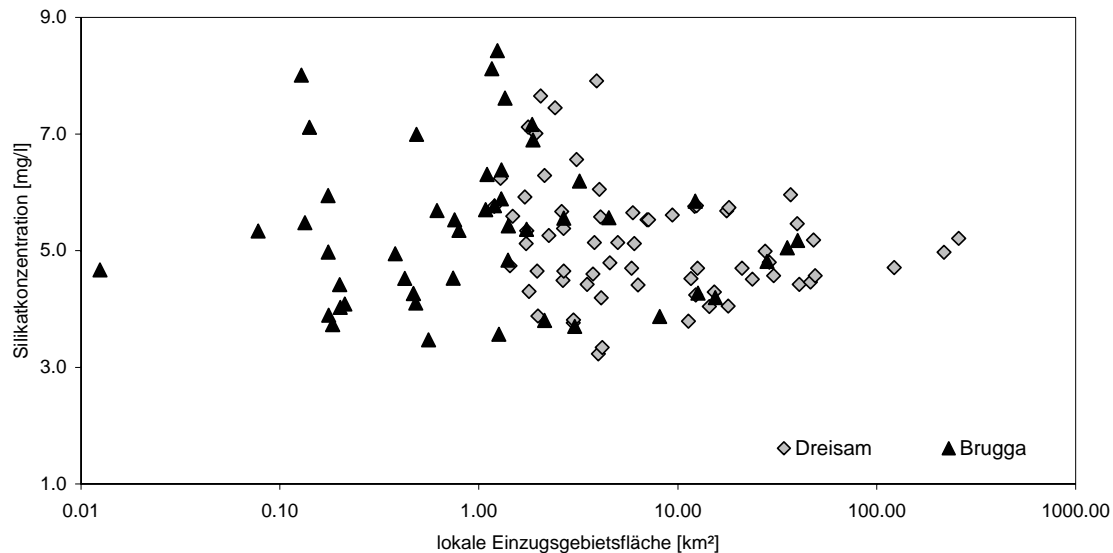
Die Parameter Nitrat und Chlorid sind jeweils als einzelne Gruppen zu betrachten. Die Unterschiede zwischen den Karten der elektrischen Leitfähigkeit und Chlorid deuten darauf hin, dass Chlorid im Dreisam-Einzugsgebiet nicht so stark mit der elektrischen Leitfähigkeit korreliert wie im Brugga-Einzugsgebiet. Beim Vergleich besonders auffällig sind dabei die hohen Chloridwerte im Südwesten und die niedrigen im Nordwesten. Nitrat zeigt im Vergleich mit den anderen Parametern die größten Unterschiede im Verteilungsmuster. Hier fällt vor allem der Nordosten durch die sehr hohen und der Süden durch die sehr niedrigen Werte auf.



**Abb. 5.20 Silikatkonzentrationen und el. Leitfähigkeiten sowie Nitrat- und Chloridkonzentration der letzten Stichtagsbeprobung im Dreisam-Einzugsgebiet vom 08.04.02**

Auch wenn es bei allen Parametern Gebiete gibt, die als einzige stärker von den umgebenden abweichen, scheint doch insgesamt der räumliche Zusammenhang etwas stärker als im Brugga-Einzugsgebiet zu sein. Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass die räumlichen Muster durch die größere Gebietsausdehnung in Verbindung mit größeren Änderungen in der Geologie, Topographie und Landnutzung leichter zu erkennen sind als im Brugga-Einzugsgebiet. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die auftretenden Konzentrationsspannen bei Silikat (Abb. 5.21), der elektrischen Leitfähigkeit und Nitrat mit denen der Beprobung im Brugga-Einzugsgebiet vergleichbar sind. Durch das größere Einzugsgebiet liegen also nicht zwangsläufig die Konzentrationsminima und -maxima weiter auseinander. Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, dass es Teilgebiete unter 1 km<sup>2</sup> im Dreisam-Einzugsgebiet gibt, welche außerhalb dieser Konzentrationsspanne liegen. Durch die Unterschiede in der Verteilung der Gebietsgrößen ist die Heterogenität der Silikatwerte allerdings im Bereich um 30 km<sup>2</sup> im Dreisam-Einzugsgebiet größer als im Brugga-Einzugsgebiet (Abb. 5.21).

Um die statistischen Zusammenhänge zwischen den Konzentrationen der hydrochemischen Größen und den Einzugsgebietsparametern zu untersuchen, wurden Korrelationsanalysen durchgeführt. Auf Grund der fehlenden Normalverteilung einiger Parameter wurden wie für das Brugga-Einzugsgebiet Rangkorrelationskoeffizienten nach SPEARMAN berechnet. Um den Ereignisseinfluss zu minimieren wurden dazu nur die Werte der letzten Beprobung verwendet.



**Abb. 5.21 Silikatkonzentrationen im Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiet in Abhängigkeit der lokalen Einzugsgebietsfläche; für das Brugga-Einzugsgebiet sind die Mittelwerte der drei Stichtagsbeprobungen dargestellt**

In Tabelle 5.6 ist eine Auswahl der Korrelationen zusammengefasst. Auch im Dreisam-Einzugsgebiet zeigen sich in der Regel nur schwache Korrelationen zwischen den untersuchten Parametern. Dennoch konnten bei einigen Parametern höhere Korrelationen nachgewiesen werden. So zeigen die Korrelationen zwischen der elektrischen Leitfähigkeit und den vier analysierten Kationen fast dieselben hohen Koeffizienten wie die Korrelationen der Proben aus dem Brugga-Einzugsgebiet.

Dagegen unterscheiden sich die Korrelationskoeffizienten der Anionen stärker von den Werten aus dem Brugga-Einzugsgebiet. Während Chlorid mit  $r_R = 0,55$  wesentlich schwächer mit der elektrischen Leitfähigkeit korreliert, zeigt vor allem Sulfat ( $r_R = 0,61$ ) deutlich höhere Werte als im Brugga-Einzugsgebiet. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass auf der Kationenseite die Ionenverhältnisse der Proben aus dem Brugga-Einzugsgebiet sehr ähnlich denen aus dem Dreisam-Einzugsgebiet sind, während es auf der Anionenseite zu Verschiebungen kommt. Sowohl bei Chlorid als auch bei Sulfat scheinen die lokalen Verhältnisse im Brugga-Einzugsgebiet nicht repräsentativ für die Dreisam zu sein.

Die Geologie zeigt in Form des Paragneis- und Orthogneisanteils positive bzw. negative Korrelationen mit der elektrischen Leitfähigkeit. Diese sind zwar nicht besonders stark, erklären aber zum Teil die allgemein höheren Leitfähigkeiten vor allem im Nordwesten des Dreisam-Einzugsgebiets. Dennoch zeigt sich wiederum, dass die Hydrochemie nur durch einen Parameter gesteuert wird, sondern von einem Wirkungsgeflecht vieler Parameter abhängig ist.



**Tab. 5.6 Rangkorrelationen (nach SPEARMAN) der letzten Dreisam-Stichtagsbeprobung (08.04.02) für ausgewählte Parameter sowie Signifikanz und Probenanzahl N**

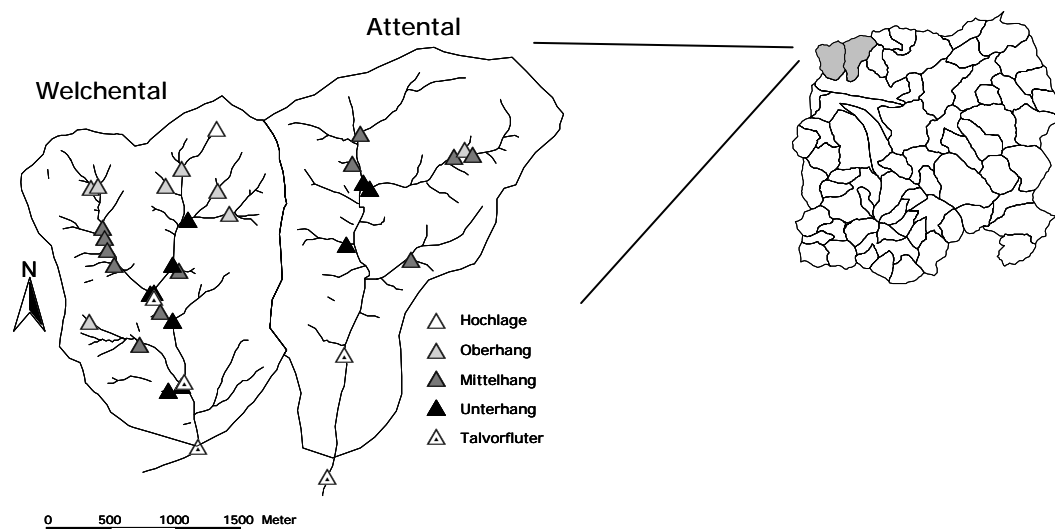
Parameter		Korrelationskoeffizient $r_R$	Signifikanz (zweiseitig)	N
el. Leitfähigkeit	Natrium	0,86	0,00	66
el. Leitfähigkeit	Kalium	0,82	0,00	66
el. Leitfähigkeit	Magnesium	0,84	0,00	66
el. Leitfähigkeit	Calcium	0,89	0,00	66
el. Leitfähigkeit	Chlorid	0,55	0,00	66
el. Leitfähigkeit	Nitrat	0,56	0,00	66
el. Leitfähigkeit	Sulfat	0,61	0,00	66
el. Leitfähigkeit	Paragneisanteil	0,36	0,00	66
el. Leitfähigkeit	Orthogneisanteil	-0,45	0,00	66
mittl. EZG-Höhe	Silikat	-0,33	0,01	66
mittl. EZG-Höhe	Nitrat	-0,65	0,00	66
mittl. EZG-Höhe	Sulfat	-0,43	0,00	66
mittl. EZG-Höhe	el. Leitfähigkeit	-0,64	0,00	66
mittl. EZG-Höhe	Paragneisanteil	-0,47	0,00	66
Silikat	Nitrat	0,11	0,37	66
Silikat	basische Kationen	0,39	0,00	66
EZG-Größe	Silikat	-0,25	0,05	66
EZG-Größe	Nitrat	0,20	0,10	66
EZG-Größe	Siedlungsfläche	0,69	0,00	66
Paragneisanteil	Sulfat	0,48	0,00	66
Ackerfläche	Nitrat	0,48	0,00	66
Wiese/Weide	Kalium	0,64	0,00	66
Siedlungsfläche	el. Leitfähigkeit	0,52	0,00	66
Siedlungsfläche	Chlorid	0,59	0,00	66

Die Korrelationen zwischen der mittleren Einzugsgebietshöhe und Silikat bzw. Nitrat sind im Dreisam-Einzugsgebiet deutlich niedriger als im Brugga-Einzugsgebiet, während Sulfat etwas höher und die elektrische Leitfähigkeit deutlich höher mit der mittleren Einzugsgebietshöhe korrelieren. Beide der letztgenannten Korrelationen sind negativ. Zwar korreliert auch der Paragneisanteil mit der mittleren Höhe, aber die Korrelation der elektrischen Leitfähigkeit mit der mittleren Einzugsgebietshöhe ist stärker als die mit dem Paragneisanteil. Im Gegensatz zum Brugga-Einzugsgebiet ist daher im Dreisam-Einzugsgebiet ein stärkerer Zusammenhang zwischen der mittleren Einzugsgebietshöhe und dem Grad der Mineralisierung anzunehmen. Die Ursache dieser stärkeren Korrelation kann unter anderem an der größeren Höhendifferenz und der veränderten Morphologie innerhalb des Dreisam-Einzugsgebiets liegen. Auch die

Unterschiede zwischen Brugga-Einzugsgebiet und Dreisam-Einzugsgebiet bei der Korrelation von Silikat mit Nitrat sind wahrscheinlich auf zusätzliche Einflüsse durch die Geologie und Landnutzung im Dreisam-Einzugsgebiet zu suchen. Ein ähnliches Ergebnis wie im Brugga-Einzugsgebiet zeigt die Korrelation von Silikat mit den basischen Kationen. Auch hier ist die Korrelation nur mittel, so dass nicht von dem Gehalt an basischen Kationen auf den Silikatgehalt und damit auf die mittlere Verweilzeit geschlossen werden kann. Gerade Silikat zeigt insgesamt maximal mittlere Konzentrationen, so dass zwar von einem zu Trockenwetterzeiten relativ stabilen System ausgegangen werden kann, bei dem aber die absolute Konzentration von sehr vielen Parametern beeinflusst wird.

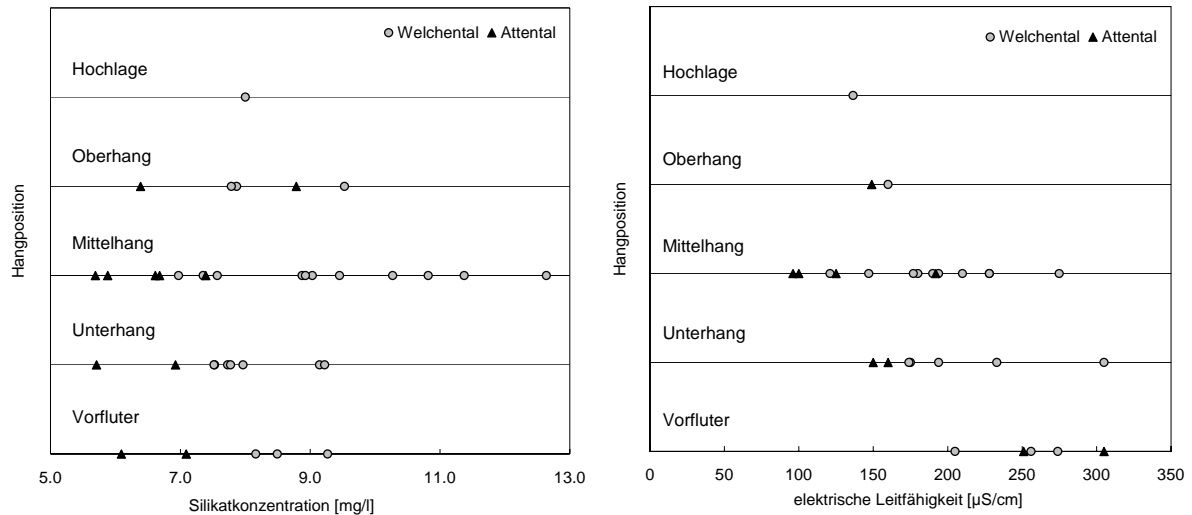
Auch im Dreisam-Einzugsgebiet zeigt sich, dass die Einzugsgebietsgröße keinen direkten Einfluss auf die Hydrochemie hat. Auch die hier nicht dargestellten Korrelationen mit den übrigen hydrochemischen Parametern waren nicht signifikant. Die Hypothese, dass zunehmende Gebietsgröße durch einen höheren Anteil an flacheren und damit langsamer durchflossenen Hangbereichen zu einem Anstieg der Silikatkonzentrationen führt, kann nicht bestätigt werden. Bei den Anteilen der Landnutzungsklassen treten dagegen einige höhere Korrelationen auf. Ähnlich wie im Brugga-Einzugsgebiet sind die Siedlungsflächen positiv mit der elektrischen Leitfähigkeit und damit auch mit den basischen Kationen korreliert. Die Korrelation mit Chlorid, die deutlich höher ist als die mit Nitrat und Sulfat kann auf Streusalzeinfluss hindeuten. Weiterhin ist der Anteil der Ackerflächen mit der Nitratkonzentration positiv korreliert, ebenso wie der Wiesen- und Weidenanteil mit der Kaliumkonzentration. Da auch hier die Interkorrelation der Landnutzungsanteile sehr groß ist, sind Interpretationen bezüglich der ursächlichen Zusammenhänge sehr schwierig. Dennoch geben die Werte erste Hinweise auf die Auswirkung der Landnutzung auf die Hydrochemie.

Um die Abhängigkeit der Silikatkonzentration von der Position der Messstelle am Hang nicht nur für die Orthogneisgebiete im Brugga-Einzugsgebiet zu untersuchen, wurden die durch Paragneis dominierten Teileinzugsgebiete Welchental und Attental am Tag der Stichtagsbeprobung 4 ebenfalls intensiv beprobt. Die genaue Lage der Messstellen sowie ihre Hangposition ist Abbildung 5.22 zu entnehmen.



**Abb. 5.22 Verdichtete Stichtagsbeprobung in zwei Teilgebieten des Dreisam-Einzugsgebiets**

Auch in diesen Gebieten erfolgte die Zuordnung der Messstellen zu den entsprechenden Hangpositionen gutachterlich. Auf Grund der vorangegangenen Trockenheit konnten vor allem die Oberläufe einiger Gerinne nicht beprobt werden, so dass insgesamt nur eine Hochlagenposition ausgewiesen wurde. Auch die Unterscheidung zwischen Ober- und Mittelhang ist auf Grund der im Vergleich zum Brugga-Einzugsgebiet geringeren Hanglängen zum Teil nicht einfach. In der Gruppe Unterhang werden meist etwas größere Teileinzugsgebiete ohne Talalluvium ausgewiesen, d.h. am Unterhang zu Tage tretende Quellen oder Gerinne konnten nur vereinzelt beprobt werden.



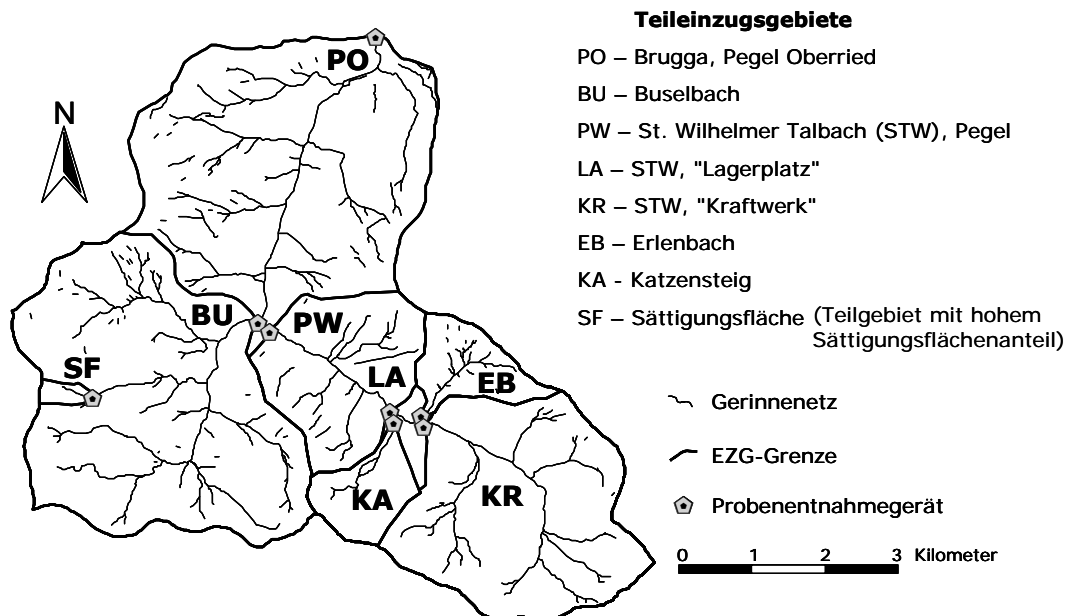
**Abb. 5.23 Silikatkonzentration und elektrische Leitfähigkeit der verdichteten Stichtagsbeprobung im Dreisam-Einzugsgebiet klassifiziert nach der Hangposition der Messstelle**

Durch diese Art der Unterteilung ist ein direkter Vergleich mit den Hangpositionen des Brugga-Einzugsgebiet zwar nicht möglich, dennoch entspricht die relative Zuordnung innerhalb der beiden Einzugsgebiete in etwa der Struktur im Brugga-Einzugsgebiet. Auch in diesen beiden von Paragneis dominierten Gebieten konnten deutliche Unterschiede zwischen dem Parameter Silikat und der elektrischen Leitfähigkeit, stellvertretend für die Haptionen, gefunden werden. Deutlich geringere Silikatkonzentrationen an den Unterhangpositionen, wie sie in der Brugga zu finden waren, konnten hier allerdings nicht festgestellt werden (Abbildung 5.23, links). Die Konzentrationen am Unterhang und im Vorfluter liegen ungefähr in der Mitte der Konzentrationsspanne von Hochlage, Ober- und Mittelhang. Das heißt, dass in diesen Gebieten die Silikatkonzentration auf Grund dieser Beprobung als unabhängig von der Hangposition zu betrachten ist. Dabei ist zu berücksichtigen, dass extremer Basisabfluss beprobt wurde und daher schnellere, oberflächennähere und u.U. silikatärmere Komponenten in den Proben nicht enthalten sind. Im Vergleich zum Brugga-Einzugsgebiet fallen die allgemein deutlich höheren Silikatkonzentrationen auf. Wie im Vorangegangenen gezeigt werden konnte, lassen sie sich allerdings nicht nur über die Geologie erklären. Dies zeigt auch der signifikante Konzentrationsunterschied zwischen den beiden Gebieten, obwohl ihr Paragneisanteil praktisch identisch ist.

Im Vergleich zu den Silikatwerten zeigt die elektrische Leitfähigkeit eine deutliche Zunahme hangabwärts. Die im Attental beiden besonders hohen Werte des Vorfluters lassen sich zum einen durch die Entfernung dieser Messstellen von denen am Hang und die dadurch möglichen weiteren lateralen Zuströme, zum anderen durch Verdunstung aus dem Gerinne erklären, da am Beprobungstag heißes Strahlungswetter herrschte. Trotz dieser Einschränkungen ist anzunehmen, dass die Konzentrationsmuster von Silikat und elektrischer Leitfähigkeit signifikant verschieden sind. Wie schon bei der Stichtagsbeprobung 4 im Brugga-Einzugsgebiet erwähnt, spielt hier der unterschiedliche Stoffumsatz von Silikat und den Haptionen eine entscheidende Rolle. Insgesamt können also die Ergebnisse aus dem Brugga-Einzugsgebiet in der Hinsicht bestätigt werden, dass die lokalen Fließwege zu den Probennahmestellen und die damit verbundene Zusammensetzung der Abflusskomponenten einen ganz entscheidenden Einfluss auf die Hydrochemie haben. Einflüsse der Geologie, der Topographie, etc. treten häufig hinter die der Fließwege zurück. Außerdem kann es, wie gezeigt, zu deutlichen Unterschieden zwischen einzelnen Parametern kommen (Silikat - Haptionen), je nach dem, welchen biotischen und abiotischen Einflüssen sie unterliegen.

### 5.2.2 Ereignisanalyse im Brugga-Einzugsgebiet

Die ersten Ereignisbeprobungen im Rahmen dieser Arbeit wurden im Brugga-Einzugsgebiet durchgeführt. Ziel war es dabei, Abflussbildungsprozesse und Abflusskomponenten auf Einzugsgebietsebene über den Ansatz verschachtelter Teileinzugsgebiete zu untersuchen. Es galt insbesondere mögliche Einflüsse der Einzugsgebietsgröße auf die Abflussbildung zu entschlüsseln. Dazu wurden drei Niederschlagsereignisse (BRU-1 bis BRU-3) im Brugga-Einzugsgebiet detailliert untersucht. Sowohl der Gebietsauslass (Brugga-Pegel Oberried, 40 km<sup>2</sup>) als auch sechs, später sieben Teileinzugsgebiete (0,2 km<sup>2</sup> bis 15 km<sup>2</sup>) wurden während dieser Niederschlagsereignisse zeitlich hoch aufgelöst beprobt (vgl. Abb. 5.24). Am Auslass der jeweiligen Teileinzugsgebiete wurden automatische Probenentnahmegерäte aufgestellt. Die Probennahme erfolgte je nach Abflussgeschehen in einem einstündigen oder zweistündigen Intervall.



**Abb. 5.24 Lage der Probennahmestellen und Grenzen der jeweiligen Teileinzugsgebiete der Ereignisbeprobungen im Brugga-Einzugsgebiet**

Für die Gebiete Brugga und St. Wilhelmer Talbach liegen für alle Ereignisse Abflussdaten vor. An den meisten anderen Stationen konnten während des zweiten und dritten Ereignisses zeitlich hochaufgelöste Wasserstandsdaten erhoben werden. Da in der Nähe der Messstellen häufig nur bedingt geeignete Messquerschnitte zu finden waren, konnten die Wasserstandsdaten nur qualitativ ausgewertet werden. Der Niederschlag wurde über zwei Klimatürme (vgl. Abb. 2.2) und beim dritten Ereignis zusätzlich über einen mobilen Pluviographen im Teilgebiet Sättigungsfläche aufgezeichnet. Um für die Verfahren der Ganglinienseparation mit stabilen Isotopen die Variabilität des Niederschlag-Inputs (intra storm variability) erfassen zu können, sind ein bzw. zwei Niederschlagsprobennehmer eingesetzt worden (vgl. Kap. 3.3.1). Tabelle 5.7 gibt eine Übersicht über die Gebietsgröße, die mittlere Einzugsgebietshöhe und die prozentualen Flächenanteile der Landnutzung sowie der kartierten Sättigungsflächen (GÜNTNER ET AL. 1999) für die beprobten Einzugsgebiete.

Die Auswahl der Beprobungszeitpunkte erfolgte mit der Absicht, saisonale Unterschiede in der Abflussbildung zu erfassen und gleichzeitig möglichst große Niederschlagsereignisse nach längerer niederschlagsfreier Zeit zu beprobieren. Allerdings mussten auch Laborkapazitäten, die Verfügbarkeit der Messgeräte und die Dauer des Geräteaufbaus berücksichtigt werden, so dass es nicht immer möglich war das „optimale“ Ereignis zu erfassen.

**Tab. 5.7 Übersicht über Gebietsgröße, mittlere Einzugsgebietsgröße und die prozentualen Flächenanteile von Landnutzung (Landsat-TM-93) und kartierten Sättigungsflächen (GÜNTNER ET AL. 1999) der beprobten Einzugsgebiete**

	<b>EZG-Größe</b>	<b>Mittl. EZG-Höhe</b>	<b>Versiegelung</b>	<b>Acker</b>	<b>Wiese/Weide</b>	<b>Wald</b>	<b>Wasserflächen</b>	<b>Sättigungsflächen</b>
	<b>[km<sup>2</sup>]</b>	<b>[m]</b>	<b>[%]</b>	<b>[%]</b>	<b>[%]</b>	<b>[%]</b>	<b>[%]</b>	<b>[%]</b>
<b>Sättigungsfläche (SF)</b>	0,19	1138	0,0	4,9	95,1	0,0	0,0	8,3
<b>Katzensteig (KA)</b>	1,37	1108	0,0	1,7	23,1	74,9	0,4	7,6
<b>Erlenbach (EB)</b>	1,43	1112	0,0	1,8	48,3	49,7	0,2	8,1
<b>Kraftwerk (KR)</b>	7,95	1151	0,2	2,6	16,0	81,1	0,2	8,4
<b>Lagerplatz (LA)</b>	11,17	1131	0,1	2,3	21,2	76,3	0,2	8,1
<b>Buselbach (BU)</b>	12,17	1061	1,0	1,3	29,6	68,0	0,1	9,2
<b>St. W. Talbach (PW)</b>	15,26	1082	0,4	1,9	18,1	79,5	0,2	7,1
<b>Pegel Oberried (PO)</b>	40,12	985	0,9	1,5	21,8	75,7	0,1	6,5

Das erste Ereignis konnte Ende August 2000 (BRU-1), das zweite Mitte Dezember 2000 (BRU-2) und das dritte Anfang Juni 2001 (BRU-3) beprobirt werden (vgl. Abb. 5.25). Das August- und insbesondere das Juni-Ereignis waren konvektive Ereignisse, mit Hagelbildung bei letzterem, während es sich beim Dezember-Ereignis um ein advektives „Single-Peak“ Ereignis handelte. Die Gebietsvorfeuchte war beim ersten Ereignis nach einer sommerlichen Trockenperiode am geringsten, während sie bei den beiden anderen Ereignissen, nach Herbstniederschlägen bzw. einem sehr feuchten Frühjahr, etwa gleich hoch war. Insgesamt konnten also, wie beabsichtigt, relativ unterschiedliche Niederschlagsereignisse beprobirt werden.

Tabelle 5.8 gibt einen Überblick über Niederschlagsmengen und Niederschlagsintensitäten während der drei Niederschlagsereignisse. Obwohl der Klimaturm Schweizerhof außerhalb des Brugga-Einzugsgebiets liegt (vgl. Abb. 2.2), werden die Daten für diese Beprobungen verwendet, da die Entfernung nur sehr gering und die orographische Höhe für das Brugga-Einzugsgebiet repräsentativ ist. Auf Grund des advektiven Niederschlagstyps ist bei BRU-2 von einer relativ gleichmäßigen Überregnung des Gebiets auszugehen. Größere Unterschiede sind dagegen bei BRU-3 festzustellen.

**Tab. 5.8: Übersicht über Niederschlagsmenge und maximale Intensität der drei Niederschlagsereignisse**

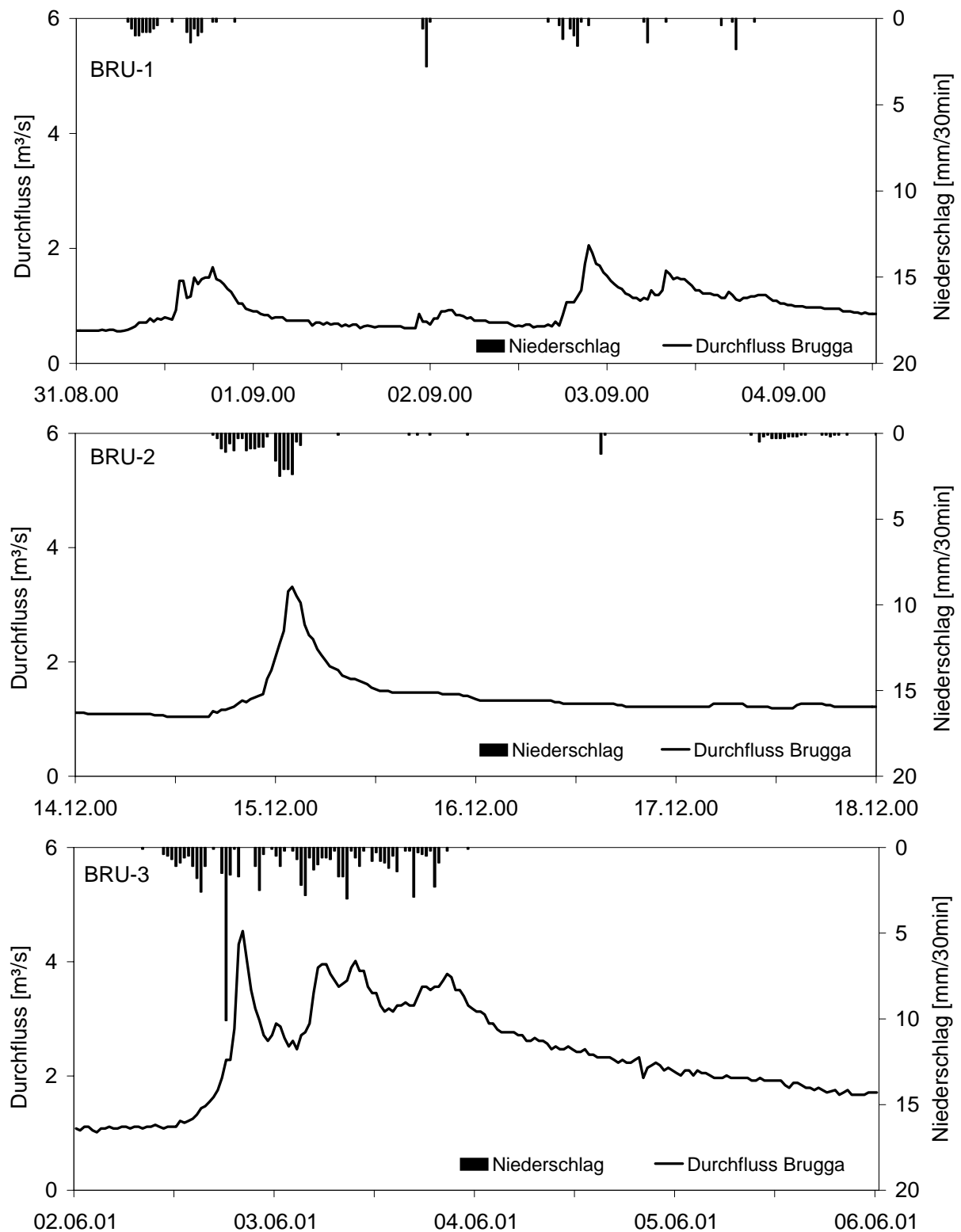
	BRU-1*	BRU-2	BRU-3
<b>Niederschlag [mm] Katzensteig</b>	25,4	21,1	65,9
<b>max. Intensität [mm/10 min]</b>	1,6	1,3	4,1
<b>max. Intensität [mm/30 min]</b>	2,8	2,5	10,1
<b>Niederschlag [mm] Schweizerhof</b>	-	19,2	50,2
<b>max. Intensität [mm/10 min]</b>	-	1,0	3,2
<b>max. Intensität [mm/30 min]</b>	-	2,6	7,6
<b>Niederschlag [mm] Sättigungsfläche</b>	-	-	71,2
<b>max. Intensität [mm/10 min]</b>	-	-	5,4
<b>max. Intensität [mm/30 min]</b>	-	-	12,5

\*Daten der Niederschlagsstation Zartener Becken des Instituts für Phys. Geographie, Freiburg (vgl. Abb. 2.2)

Bei diesen Unterschieden handelt es sich zum einen um eine allgemeine Abnahme der Niederschlagsmengen sowie der Intensitäten nach Osten und zum anderen um Unterschiede im zeitlichen Auftreten speziell geringerer Niederschläge, verursacht durch die geringe räumliche Ausdehnung der durchziehenden Schauer. Durch den Ausfall beider Klimatürme während des ersten Ereignisses (BRU-1) sind Aussagen zur Niederschlagsverteilung nur auf Grund des Niederschlagstyps möglich. Da die Niederschläge konvektiv waren, aber weniger schauerartig als bei BRU-3, ist davon auszugehen, dass die Gebietsheterogenität ungefähr zwischen BRU-2 und BRU-3 liegt. Der Gebietsniederschlag wird sehr wahrscheinlich unterschätzt, da die Station „Zartener Becken“ deutlich niedriger als z.B. der Klimaturm Katzensteig und ca. 5 km nordwestlich des Brugga-Einzugsgebiets liegt.

### *Wasserstände*

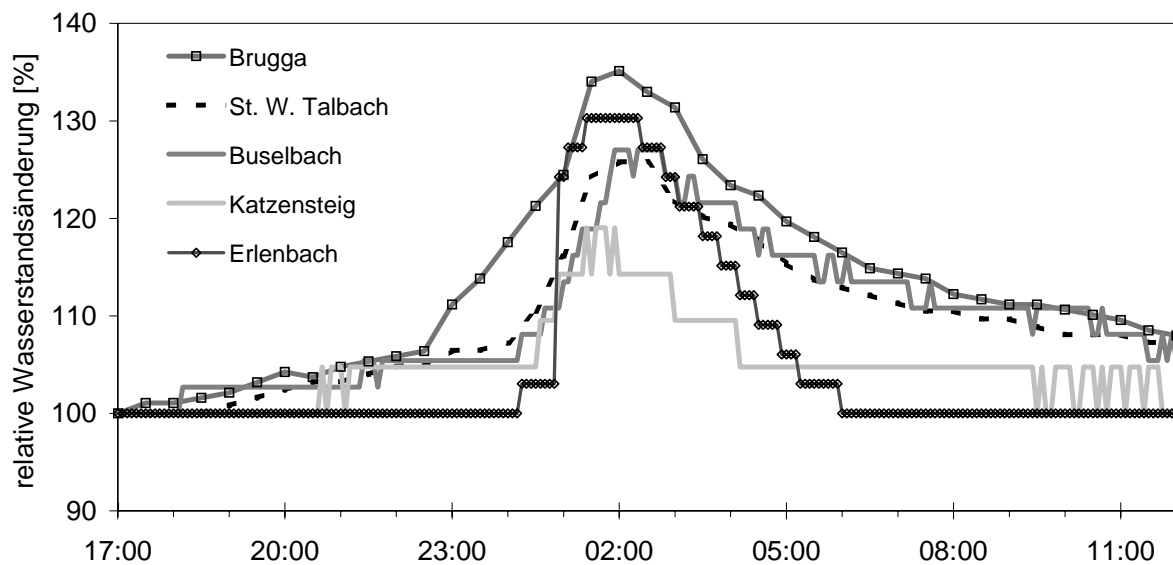
Neben der hydrochemischen Reaktion enthält auch die Reaktion des Abflusses integrale Informationen über die Gebietsantwort auf ein Niederschlagsereignis. Eingeschränkt gilt dies auch für Wasserstände, wobei zu berücksichtigen ist, dass diese nur qualitativ in Bezug auf die erste Reaktion, das Wasserstandsmaximum und die Dynamik des Rückgangs ausgewertet werden können. Die im Weiteren verwendete prozentuale Darstellung, bei der der Vorereigniswasserstand als 100 % definiert wird, erleichtert zwar den Vergleich der Graphen, ermöglicht aber keinen Vergleich der Wasserstandsmaxima. Außerdem ist beim Vergleich der Graphen zu beachten, dass die Messstellen für eine Wasserstandsmessung unterschiedlich geeignet sind, was sich insbesondere auf die absolute Höhe des Anstiegs und damit auf die Sensitivität der Messung auswirkt.



**Abb. 5.25** Übersicht über Niederschlag am Klimaturm „Zartener Becken“ (BRU-1) bzw. am Klimaturm Katzensteig (BRU-2 - 3) und Durchfluss am Brugga-Pegel Oberried während der drei untersuchten Niederschlagsereignisse BRU-1 bis BRU-3

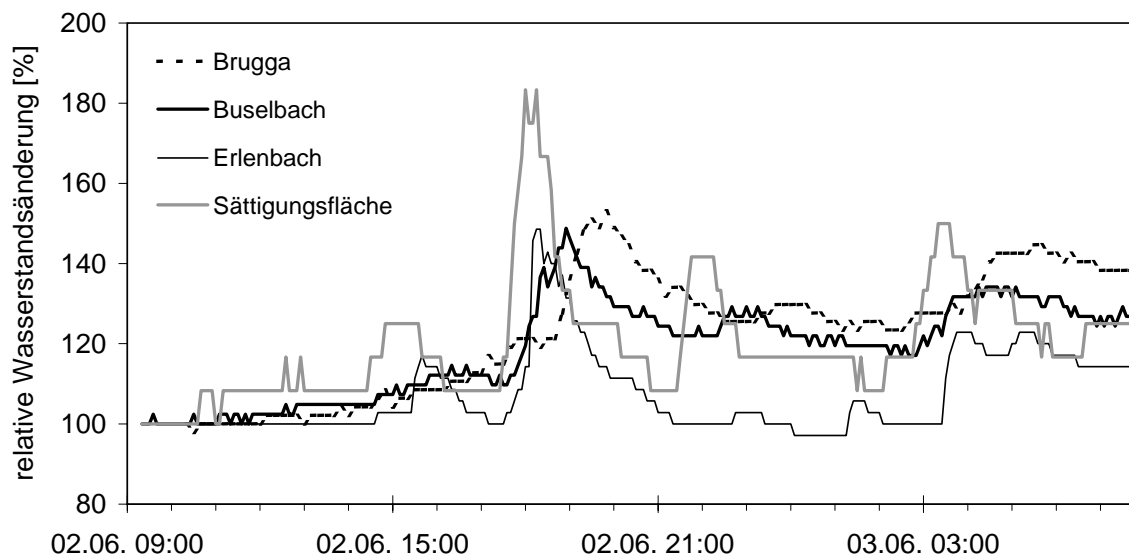


Der Vergleich der Wasserstände beim zweiten Ereignis (vgl. Abb. 5.26) macht deutlich, dass der Maximalwert der kleinen Gebiete Katzensteig und Erlenbach z.T. erkennbar früher erreicht wird (30 - 60 min). Die Bewertung der ersten Gebietsreaktion ist allerdings auf Grund des angesprochenen Sensitivitätsproblems bei der Wasserstandsmessung kaum möglich. Neben der Zeitdifferenz zwischen den Wasserstandsmaxima ist bei den großen Gebieten eine höhere Gebietsretention zu erkennen. Insgesamt sind bei diesem Ereignis die Unterschiede zwischen den großen und den kleinen Gebieten geringer als auf Grund der Größenunterschiede zu erwarten wäre und lassen sich außerdem zum Teil auf die messtechnische Erfassung zurückführen.



**Abb. 5.26 Prozentuale Wasserstandsänderungen an fünf der sieben Messstellen während des zweiten Ereignisses (BRU-2)**

Aber auch bei ungleichmäßigerer Überregnung, wie sie beim dritten Ereignis der Fall ist, sind die Unterschiede in Bezug auf die Zeit des Wasserstandsmaximums im Brugga-Einzugsgebiet nicht bedeutend größer (vgl. Abb. 5.27). So liegt die Zeitdifferenz des Wasserstandsmaximums zwischen Erlenbach und Brugga auch bei diesem Ereignis bei ca. einer Stunde, wobei sie bei kurzfristigem starkem Niederschlag am geringsten ist (02.06.01 18:00). Allerdings ist zu berücksichtigen, dass ein genauer Vergleich insbesondere bei kleinen oder bei länger andauernden Niederschlägen schwierig ist, da sich bei den größeren Gebieten in diesen Fällen nicht immer ein deutliches Wasserstandsmaximum ausbildet oder in den kleinen Gebieten noch zwei Maxima zu erkennen sind, welche in den größeren dann zu einem verschmelzen. Für BRU-3 liegt zusätzlich noch der Wasserstand eines kleinen Teileinzugsgebiets mit ausgedehnten Sättigungsflächen vor. Bei dieser Gebietsgröße (0,17 km<sup>2</sup>) werden die Wasserstandsmaxima noch vor dem vom Erlenbach erreicht, so dass die Zeitdifferenz der Wasserstandsmaxima zur Brugga ca. 1,5-2 h beträgt. Außerdem ist festzustellen, dass punktuell eine Wasserstandsreaktion erfolgt, die an keiner der anderen Messstellen so deutlich aufgezeichnet wurde (02.06.01 22:00).

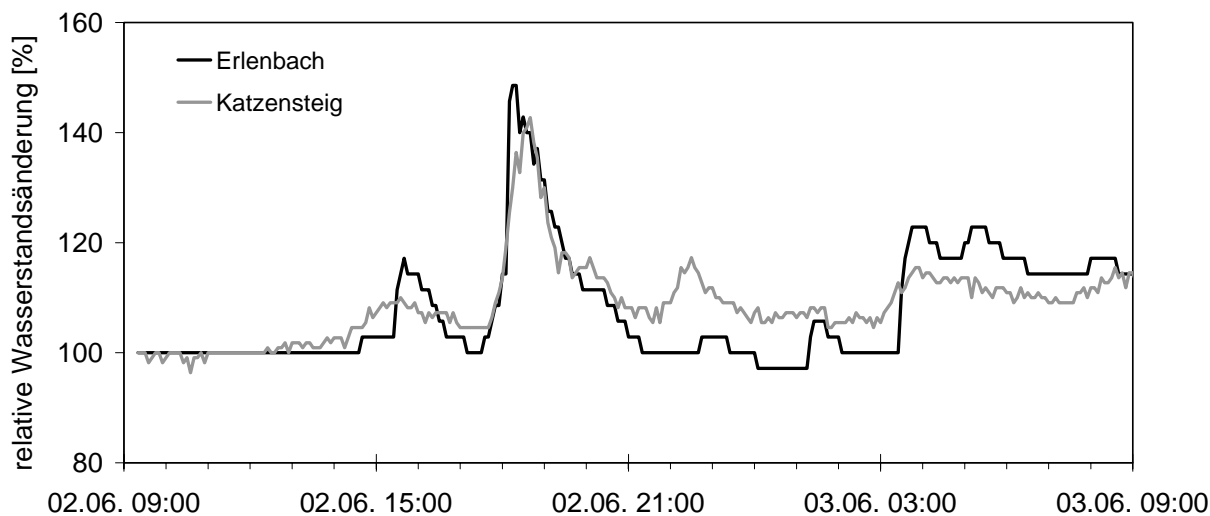


**Abb. 5.27 Relative Wasserstandsänderungen ausgewählter Teilgebiete während des dritten Niederschlagsereignisses (BRU-3)**

Vergleicht man nun die zwei fast gleichgroßen Gebiete Erlenbach und Katzensteig miteinander (Abb. 5.28), ist festzustellen, dass sich keine einheitlichen Reaktionsmuster ausbilden, also z.B. ein Gebiet immer schneller reagiert. Vielmehr kommt es zu sehr unterschiedlichen Wasserstandsreaktionen, bei denen die Wasserstandsmaxima in wechselnder Reihenfolge erreicht werden und Wasserstandsreaktionen nicht immer in beiden Gebieten gleich stark vorhanden sind. Ursache für dieses variierende Verhalten muss in erster Linie der unterschiedliche Niederschlagsinput sein, da Gebietseigenschaften und Vorfeuchte zu systematischeren Unterschieden innerhalb eines Ereignisses führen müssten. Trotz der geringen räumlichen Entfernung scheint sich hier die kleinräumige Variabilität des schauerartigen Niederschlagstyps bemerkbar zu machen.

Die Auswertung der Wasserstandsdaten hat gezeigt, dass es bei jedem Ereignis zu Unterschieden in der Gebietsreaktion zwischen den Teileinzugsgebieten kommt. Vor allem durch die Prozesse der Abflusskonzentration werden in den größeren Gebieten die Wasserstandsmaxima allgemein später erreicht und der Wasserstand fällt nach Niederschlagsende langsamer ab. Zum Zeitpunkt der ersten Gebietsreaktion kann auf Grund der unterschiedlichen Sensitivität der Messstellen keine Aussage gemacht werden. Bei Gebieten ähnlicher Größe sind die hier beobachteten Unterschiede nicht auf systematische Reaktionsmuster, bedingt durch variierende Gebietseigenschaften, zurückzuführen, sondern durch den heterogenen Niederschlagsinput bedingt. Dieser wirkt sich bei kleinen Gebieten besonders stark aus, während die größeren Gebiete durch ausgeglichene Wasserstandsganglinien gekennzeichnet sind.

Insgesamt gesehen reicht die Anzahl der untersuchten Ereignisse und die Messmethodik nicht für eine statistische Verallgemeinerung der Aussagen aus. Voraussetzung hierfür wäre neben einer größeren Ereigniszahl auch die Erfassung des Abflusses. Dennoch sollen die Daten als Grundlage für die folgende Auswertung der hydrochemischen Reaktionen dienen. Für die Ereignisbeprobung ist daher festzuhalten, dass die relativ geringe Differenz zwischen den Wasserstandsmaxima den Vergleich der hydrochemischen Reaktionen erleichtert.



**Abb. 5.28 Relative Wasserstandsänderung zweier Teileinzugsgebiete während des dritten Niederschlagsereignisses (BRU-3)**

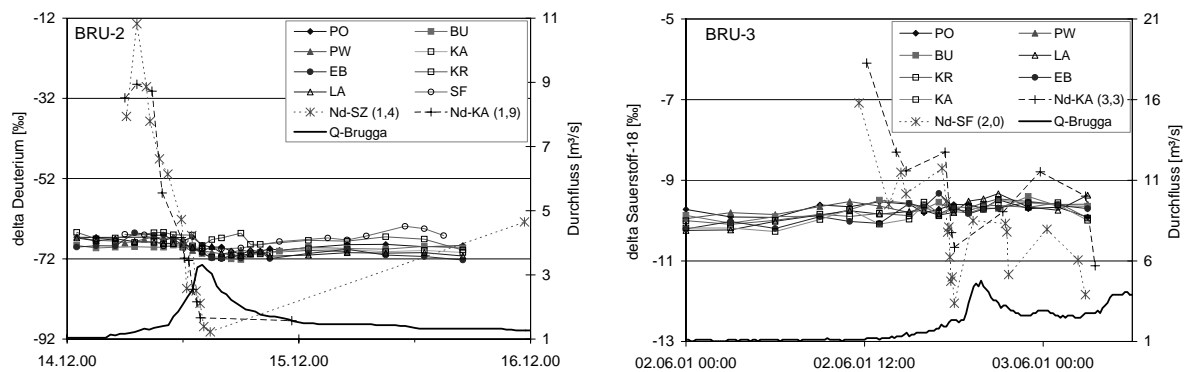
Allerdings können Proben verschiedener Messstellen eines Zeitpunkts auf Grund der nicht synchronen Abflussreaktion nur bedingt miteinander verglichen werden. Außerdem ist insbesondere beim Vergleich der kleinen Gebiete zu beachten, dass unterschiedliche Reaktionen zum Beispiel beim dritten Ereignis auf inhomogenen Niederschlag und nicht auf die Gebiets-eigenschaften zurückzuführen sind.

### *Isotope*

Die Bestimmung der Isotopensignatur des Abflusses erfolgte nur für ausgewählte Proben. Bei den Ereignissen BRU-1 und BRU-3 wurde jeweils nur die erste Abflussspitze untersucht. Proben im Bereich der Abflussspitze wurden bei allen Ereignissen vollständig analysiert, während bei den Vorereignisproben und den Proben der Abflussrezession nur für jede zweite oder dritte Probe die Isotopensignatur bestimmt wurde. Abbildung 5.29 gibt einen Überblick über die Isotopenwerte im Niederschlag und im Abfluss während der Ereignisse BRU-2 und BRU-3. Die Niederschlagsproben wurden mit dem automatischen Niederschlagsprobennehmer (vgl. Kap. 3.3.5) abgefüllt. Da aus technischen Gründen für BRU-1 keine Abfüllzeiten der Niederschlagsproben vorliegen, wurde auf eine Darstellung verzichtet. Der Mittelwert der Niederschlagsproben von BRU-1 ist in Abbildung 5.30 enthalten. Da die Abfüllmenge der Niederschlagsproben gewissen Schwankungen unterliegt, ist sie in Abbildung 5.29 bei den Niederschlagsstationen jeweils mit angegeben und beim Vergleich der Isotopensignaturen zu berücksichtigen. So zeigt die Station Sättigungsfläche bei BRU-3 stärkere Schwankungen als die Station Katzensteig, was aber neben Unterschieden im Niederschlag auch mit dem Abfüllintervall zusammenhängt, da dies bei der Station Sättigungsfläche kleiner ist und damit die Schwankungen im Niederschlag höher aufgelöst abbildet. Da aber selbst auf Sättigungsflächen eine Mischung mit Vorereigniswasser stattfindet und auch die Fließvorgänge Zeit benötigen, hat die Intervallgröße in dem hier angewandten Rahmen (2-3 mm) keinen entscheidenden Einfluss auf die Beurteilung der Ergebnisse. Dennoch wird bei beiden Ereignissen deutlich, wie hoch die Variabilität der Isotopensignatur des Niederschlags innerhalb eines Ereignis-

nissen sein kann. Abbildung 5.29 demonstriert außerdem, wie gering die Variabilität der Abflusswerte im Vergleich zu denen des Niederschlags ist. Dies ist ein erster Hinweis auf die im Einzugsgebiet ablaufenden Mischungsprozesse, die den Anteil des Ereigniswassers am Abfluss reduzieren.

Dadurch, dass der Isotopengehalt im Niederschlag die Werte des Abflusses kreuzt, ist eine 2-Komponentenseparation in der Regel nicht möglich (TURNER & MACPHERSON 1990). Dies resultiert aus der Tatsache, dass sich in einem solchen Fall die Abflusswerte meist in einer Phase des Ereignisses von der Isotopensignatur des Niederschlags „wegbewegen“, was sich nicht über eine Mischung mit dem bis dahin gefallenen Niederschlag erklären lässt. Selbst die Verwendung des „incremental mean“ (MCDONNELL ET AL. 1990), bei dem nur der bis zu diesem Zeitpunkt des Ereignisses gefallene Niederschlag berücksichtigt wird, kann nicht immer Abhilfe schaffen, da z.B. bei BRU-2 die Mittelwerte des gesamten Ereignisses (Station Katzensteig -63,8 ‰; Schweizerhof -60,7 ‰), welche dem Endwert des „incremental mean“ entsprechen, isotopisch schwerer als die Abflusswerte sind, obwohl diese im Laufe des Ereignisses isotopisch leichter werden.



**Abb. 5.29 Isotopensignaturen des Abflusses und des Niederschlags sowie Durchfluss am Brugga-Pegel Oberried für BRU-2 und BRU-3; die Klammern hinter den Niederschlagsstationen (Katzensteig (KA), Schweizerhof (SZ), Sättigungsfläche (SF, temporär)) enthalten die durchschnittliche Niederschlagsmenge in Millimeter pro Niederschlags-Probe**

Dieses Problem lässt sich u.U. durch die Integration einer dritten Komponente, in diesem Fall des schnellen Zwischenabflusses, lösen (TURNER & BARNES 1998). Dazu ist es notwendig, einen weiteren Tracer in die Separation mit einzubeziehen. Außerdem erfordert es die Kenntnis von den Konzentrationen der beiden Tracer in dieser dritten Komponente, was im Fall des Zwischenabflusses meist nur durch sehr aufwendige Boden- oder Hangwasserbeprobung möglich ist und weitere Probleme wie die der Beprobungstechnik und der Regionalisierung aufwirft (BONELL 1998). Dennoch zeigt BRU-2, dass im Brugga-Einzugsgebiet von mindestens drei Komponenten auszugehen ist, da sich die Abflussreaktion nicht ausschließlich über den isotopisch schwereren Niederschlag, sondern nur über das zusätzliche Hinzumischen einer isotopisch leichteren dritten Komponente erklären lässt.

Da Daten über die flächendeckende hydrochemische Signatur des Zwischenabflusses im Rahmen dieser Arbeit nicht erhoben werden konnten und eine 2-Komponentenseparation nicht möglich ist, muss an dieser Stelle auf die Berechnung einer Ganglinienseparation verzichtet werden. Dennoch sollen die Isotopen-Ganglinien im Hinblick auf einen Gebietsvergleich qualitativ ausgewertet werden.

Insgesamt zeigen die Werte der Abflusssignatur einen sehr unruhigen Verlauf mit starken Schwankungen. Dies ist zum einen auf den im Vergleich zur Schwankungsbreite der Abflusswerte hohen analytischen Fehler (vgl. Kap. 3.4.3) und zum anderen auf natürliche Mischungs- und Transportvorgänge im Boden und im Gerinne zurückzuführen. Auch die Vorereigniswerte zeigen im Vergleich der Ereignisse kein einheitliches Bild. Zwar treten deutliche Unterschiede zwischen den Gebieten in der Signatur des Vorereignisabflusses auf, jedoch lassen sich diese nicht mit der mittleren Einzugsgebietshöhe erklären. So zeigt z.B. Brugga-Pegel Oberried bei BRU-2 sehr tiefe Werte, obwohl das Gesamtgebiet die niedrigste mittlere Höhe aufweist und daher höhere Werte zu erwarten wären. Ebenso sind die Werte der Sättigungsfläche relativ gesehen schwerer als es die Höhenlage erwarten lässt. Selbst das Verhältnis der Gebiete relativ zueinander ist nicht über die Ereignisse konstant. So gehören die Werte vom Erlenbach bei BRU-1 zu den höchsten während sie bei BRU-2 im Verhältnis sehr niedrig liegen. Allerdings ist zu berücksichtigen, dass die Unterschiede in der mittleren Einzugsgebietshöhe mit maximal 276 m nicht sehr groß sind. Neben der mittleren Einzugsgebietshöhe werden die Isotopenwerte vor allem von der Zusammensetzung und der Signatur der jeweiligen Abflusskomponenten bestimmt, wobei sowohl Zusammensetzung als auch Signatur zeitlich sehr variabel sein können. Daher überrascht es nicht, dass der Zusammenhang zwischen Isotopensignatur und mittlerer Einzugsgebietshöhe (vgl. Kap. 5.2.1.1) in diesem Fall nicht deutlich wird.

Das Ereignis BRU-1 zeigte im Vergleich zu den anderen beiden Ereignissen relativ geringe Schwankungen in der Deuteriumsignatur des Niederschlags (Abb. 5.30). Zwar lag die erste Probe bei -37 ‰, die restlichen Proben wurden dagegen zwischen -55,9 ‰ und -68,1 ‰, bei einem Mittelwert von -58,7 ‰ bestimmt. Wie auch bei den anderen beiden Ereignissen zeigen die Abflusswerte im Vergleich zum Niederschlag relativ geringe Schwankungen. Dennoch sind Unterschiede zwischen den einzelnen Teilgebieten festzustellen. Hohe Amplituden zeigen die Teilgebiete Katzensteig und Erlenbach. Auch beim Buselbach ist ein deutliches Maximum zu erkennen, welches allerdings zeitlich erst nach allen anderen Gebieten erreicht wird. Die geringste Amplitude weist der Messpunkt Kraftwerk auf. Nach Zufluss der beiden kleinen Teilgebiete ist bei Lagerplatz eine stärkere Veränderung der Isotopensignatur festzustellen. Dies ist ein Hinweis auf den Einfluss der Teilgebiete Katzensteig und Erlenbach auf den St. Wilhelmer Talbach am Standort Lagerplatz. Die Werte vom St. Wilhelmer Talbach (PW) und vom Brugga-Pegel Oberried (PO) sind auf Grund der hohen Variabilität zu Beginn des Ereignisses schwer zu bewerten. So zeigt PO zwei Maxima ähnlicher Höhe. Ein ähnliches vorangehendes Maximum ist aber nur beim Erlenbach zu finden. Daher ist eine Ursache für diese Reaktion nicht offensichtlich.

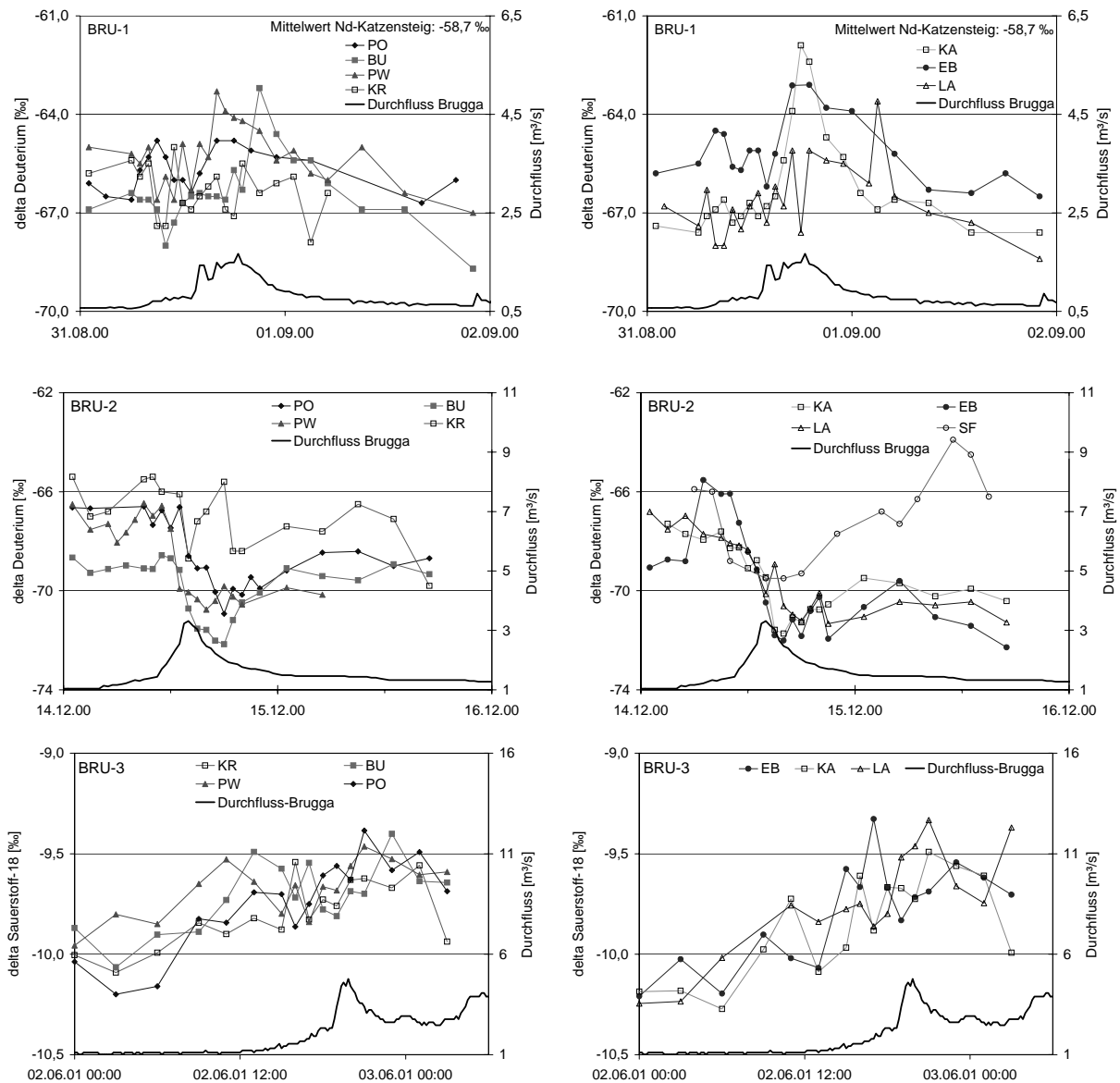
Bei BRU-2 sinken die Niederschlagswerte der Deuteriumsignatur im Verlauf des Ereignisses von ca. -30 ‰ auf -90 ‰ (Abb. 5.30). Doch ist nur bei wenigen Teilgebieten zu Ereignisbeginn eine Tendenz zu isotopisch schwereren Werten festzustellen. Am ausgeprägtesten ist dies bei Erlenbach der Fall, während bei den anderen Gebieten diese Reaktion nur andeutungsweise erfolgt. Das Minimum der Werte unterscheidet sich zwischen den Teilgebieten weniger als bei BRU-1. Bei PO, BU, PW, LA und KA ist die Amplitude ungefähr gleich hoch, während sie bei KR, EB und SF geringer ist. Bei KR war eine geringere Reaktion schon

bei BRU-1 festzustellen und deutet auf geringere Anteile an Ereigniswasser bzw. einer dritten Komponente als bei den anderen Teilgebieten hin. Dies kann auch die Ursache für die geringeren Reaktionen bei EB und SF sein. Eine andere Möglichkeit wären Unterschiede im Isotopeninput durch den Niederschlag, wobei die Klimastation Katzensteig auf Grund der geringen Entfernung sowohl für KA als auch für EB repräsentativ sein müsste. Daher käme diese Möglichkeit eher für SF in Betracht, jedoch zeigt ein Niederschlagstotalisator auf der Sättigungsfläche, dass der Mittelwert dort isotopisch leichter ist (-72,4 ‰), so dass eine größere Amplitude zu erwarten wäre. Die isotopisch schwereren Werte zu Ereignisbeginn bei EB könnten auch auf einen höheren Anteil an Ereigniswasser deuten. Allerdings wäre dann zu erwarten, dass das Minimum, welches wahrscheinlich durch eine dritte Komponente und nicht durch Niederschlag verursacht wird, weniger ausgeprägt ist als bei den anderen Gebieten, da der isotopisch schwerere Niederschlag die Abflusswerte im Minimum erhöht.

Die zeitliche Abfolge der Minima bei den verschiedenen Teilgebieten lässt sich gut mit der jeweiligen Gebietsgröße in Verbindung bringen. So liegen die Minima der kleinen Gebiete KA, EB und SF sehr früh, gefolgt von PW, BU und PO. Die Ausnahmen bilden KR, wo kein eindeutiges Minimum zu definieren ist, und LA, dessen Minimum zu den spätesten der gesamten Teilgebiete gehört.

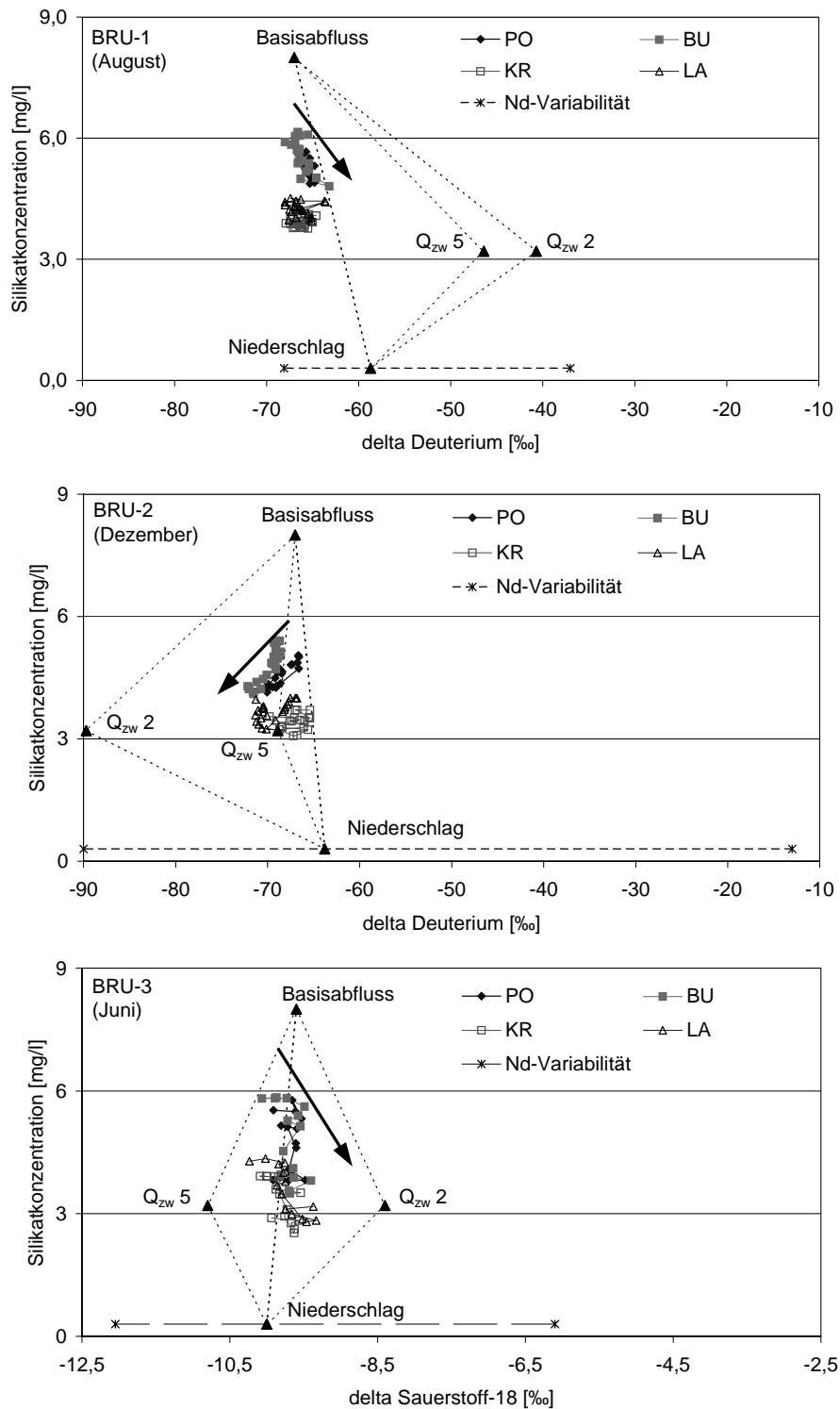
Beim dritten Niederschlagsereignis BRU-3 zeigen alle Teilgebiete eine synchrone Zunahme der Isotopenwerte, wobei sich keine deutlichen Maxima ausbilden (Abb. 5.30). Die Werte schwanken vielmehr innerhalb einer Bandbreite von ca. 0,5 ‰ ohne größere Unterschiede zwischen den Teilgebieten. Kleinere Unterschiede lassen sich zwar erkennen, doch erscheint eine Interpretation bezüglich ihrer Ursachen zu spekulativ. Die allgemeine, gebietsübergreifende Form der Gebietsreaktion ist vor allem auf den Niederschlagsinput zurückzuführen. Wie Abbildung 5.29 zeigt, liegt die Niederschlagssignatur sehr nahe an den Werten des Abflusses bzw. kreuzt diese (Mittelwert: Nd-KA -9,2 ‰, Nd-SF -10,3 ‰). Dadurch kann der Gebietsinput in den verschiedenen Teilgebieten sehr unterschiedlich relativ zur jeweiligen Abflusssignatur liegen. In Verbindung mit dem schauerartigen Niederschlag ist es daher sehr wahrscheinlich, dass sich keine gebietsübergreifenden singulären Maxima oder Minima ausbilden. Ist die Differenz zwischen isotopischer Signatur des Niederschlags und des Abflusses dagegen größer, wirkt sich die isotopische Niederschlagsvariabilität nicht so entscheidend auf die Abflusswerte aus.

Dass, wie angedeutet, neben der Signatur allerdings auch der Niederschlagstyp Einfluss auf den isotopischen Verlauf im Abfluss hat, zeigt der Vergleich mit BRU-1. Dieses eher konvektive Ereignis weist eine geringe isotopische Variabilität des Niederschlags auf. Dennoch sind die Unterschiede im Verlauf der Isotopenwerte zwischen den Teilgebieten etwas größer als bei BRU-2. Dort ist zwar die Niederschlagsvariabilität wesentlich größer, jedoch handelt es sich um ein advektives Ereignis, bei dem der Niederschlag relativ konzentriert innerhalb von neun Stunden fällt. Hier scheint also die Art des Niederschlags die Gebietsreaktion stärker zu beeinflussen als die isotopische Niederschlagsvariabilität. Es ist daher anzunehmen, dass je nach Ereignis sowohl Niederschlagstyp als auch isotopische Variabilität den Verlauf der Abflusssignatur bestimmen können. Dabei ist aber zu berücksichtigen, dass es sich hier um drei einzelne Ereignisse handelt, aus denen sich kein statistischer Zusammenhang ableiten lässt. Um weitergehende Aussagen über die Einflüsse auf den Verlauf der Abflusssignatur im Ereignisfall machen zu können, wäre vor allem die Auswertung zahlreicher aufeinanderfolgender Ereignisse hilfreich. Dies würde insbesondere helfen, die Rolle der dritten Komponente zu entschlüsseln.



**Abb. 5.30 Isotopensignaturen des Abflusses sowie Durchfluss am Brugga-Pegel Oberried während der drei Ereignisse; bei BRU-1 und BRU-3 wurden jeweils nur die Proben der ersten Abflussspitze analysiert**

Um den Einfluss dieser dritten Abflusskomponente in diesen Ereignissen näher zu untersuchen, wurden Mischungsdiagramme erstellt (Abb. 5.31). Dazu werden zwei Parameter, in diesem Fall die Isotopensignatur und der Silikatgehalt der Abflusswerte, gegeneinander aufgetragen. Außerdem werden die Werte der sogenannten „end member“, also der einzelnen Abflusskomponenten eingezeichnet. Im Brugga-Einzugsgebiet sind dies der Niederschlag, der langsame Grundwasser- oder Basisabfluss und der schnelle Zwischenabfluss. Unter der Annahme, dass nur drei Komponenten existieren und sich der Abfluss über eine konservative Mischung dieser Komponenten bildet, müssen alle Abflusswerte innerhalb des Mischungs-dreiecks liegen, welches durch die „end member“ aufgespannt wird.



**Abb. 5.31** Mischungsdiagramme der Isotopensignatur und der Silikatkonzentration sowie Konzentrationen der drei Komponenten Niederschlag, Basisabfluss und Zwischenabfluss ( $Q_{zw,x}$ ) (siehe Text); für den Niederschlag ist sowohl der Mittelwert als auch die Spanne der Niederschlagsproben dargestellt; die Pfeile verdeutlichen die Richtung der Konzentrationsänderung während des Ereignisses



Dadurch lässt sich prüfen, ob die gewählten Abflusskomponenten Quelle des Abflusses sein können oder ob es noch weitere Komponenten geben muss bzw. ob die Konzentrationen der Komponenten repräsentativ sind. Diese Prüfung ist notwendig, da häufig nur im Fall des Niederschlags direkte Messungen vorliegen, während für die anderen beiden Komponenten die Konzentrationen über alternative Verfahren bestimmt werden müssen. In diesem Fall wurden die Werte des Basisabflusses mit Hilfe von Stichtagsbeprobungsdaten (vgl. Kap. 5.2.1.1) mit 8,0 mg/l Silikat und -67 ‰  $^2\text{D}$  bzw. -9,6 ‰  $^{18}\text{O}$  abgeschätzt, da bei der Stichtagsbeprobung davon ausgegangen wird, dass zum Beprobungszeitpunkt schnellere Komponenten nur einen geringen Anteil am Abfluss haben. Die Silikatkonzentration des Zwischenabflusses wurde anhand der Beprobung der unterirdischen Komponenten am Hang (Kap. 4.2.1) auf konstant 3,2 mg/l festgelegt, da hier keine saisonalen Schwankungen erwartet werden.

Für die Bestimmung der Isotopensignatur wurde angenommen, dass der Zwischenabfluss hauptsächlich aus Wasser besteht, welches einige Monate zuvor als Niederschlag infiltrierte. UHLENBROOK (1999) bestimmte eine mittlere Verweilzeit des Zwischenabflusses von 2-3 Jahren. Bei einer solchen Verweilzeit ist die Dämpfung der Niederschlagsamplitude jedoch sehr stark, so dass die Signatur nur durch direkte Beprobung ermittelt werden kann. Da aber es aber bei UHLENBROOK ET AL. (2003) Hinweise darauf gibt, dass unter Umständen auch Niederschlagswasser kürzerer Verweilzeit den Zwischenabfluss bildet, wurde hier versucht, die Signatur eines sehr schnellen Zwischenabflusses abzuschätzen. Auf Grund der saisonalen Schwankungen der Niederschlagssignatur, müssen die Isotopenwerte des Zwischenabflusses hierbei für jedes Ereignis separat ermittelt werden. Dies geschieht mit Hilfe der Daten der Niederschlagsroutinebeprobung an der Klimastation Katzensteig (vgl. Kap. 3.3.5), indem mengengewichtete Mittelwerte der wöchentlichen Niederschlagssammelproben berechnet wurden. Da die mittlere Verweilzeit des schnellen Zwischenabflusses nur abgeschätzt werden kann, wurden Isotopenwerte für eine kürzere und eine längere Verweilzeit bestimmt, wobei die Zeiträume so ausgewählt wurden, dass der Unterschied zwischen ihnen möglichst groß ist, ohne dabei aber durch zu lange Mittelung das Isotopensignal wieder zu stark zu dämpfen. Dies erfolgte, indem jeweils die Mittelwerte der zurückliegenden zwei und fünf Monate des Ereignisses berechnet wurden (Tab. 5.9). Zwar ist das Wasser des Zwischenabflusses verdunstungsbeeinflusst, dieser Einfluss ist jedoch schwer zu quantifizieren. Die Evapotranspiration führt allgemein zu einer Anreicherung der schweren Isotope und ist im Sommer stärker ausgeprägt als im Winter. Die stärkste Anreicherung ist daher für die 2-Monatsmittel von BRU-1 und BRU-3 anzunehmen, während die 5-Monatsmittel in der Reihenfolge BRU-1, BRU-2 und BRU-3 einen zunehmend geringeren Evapotranspirationseinfluss aufweisen. Die geringste Beeinflussung ist für das 2-Monatsmittel von BRU-2 zu erwarten. Da die absolute Veränderung sowohl vom Temperaturverlauf als auch von der Niederschlagsmenge sowie der Niederschlagsverteilung abhängig ist, kann hier keine Quantifizierung vorgenommen werden.

Insgesamt muss betont werden, dass Basisabfluss und schneller Zwischenabfluss auf Grundlage der Abflussbildungsforschung generalisierte Komponenten sind, welche in der Natur ineinander übergehen. Aufgrund der langjährigen Prozessforschung im Brugga-Einzugsgebiet (UHLENBROOK 1999, UHLENBROOK ET AL. 2002) ist diese Vereinfachung jedoch als zulässig zu betrachten.

In Abbildung 5.31 sind die Mischungsdiagramme von jeweils vier ausgewählten Teilgebieten dargestellt. Die Auswahl erfolgte im Hinblick auf Übersichtlichkeit und Beispielhaftigkeit der Gebietsreaktion. Da bei BRU-3 Sauerstoff-18 bestimmt wurde, erfolgte für das Diagramm eine Umrechnung der Deuteriumsignaturen des Basisabflusses und des Zwischenabflusses

sowie des Skalierungsbereichs der Ordinate anhand der „local meteoric waterline“ (LMWL), (Kap. 3.14) der Station Katzensteig in die entsprechenden Sauerstoff-18-Werte. Die Pfeile in Abbildung 5.31 zeigen vereinfacht die Hauptrichtung der Konzentrationsänderung während des Ereignisses. Zwar kommt es in der Regel zu Hystereseschleifen, jedoch geht es hier um eine plausibilisierende Abschätzung, so dass hier nur die Hauptrichtung dargestellt ist.

Die Unterschiede in der isotopischen Reaktion der Abflusswerte zwischen den Teilgebieten kommen auch in den Mischungsdiagrammen zum Ausdruck. So zeigen PO und BU in der Regel ausgeprägtere Veränderungen als KR und LA, bei denen vor allem bei BRU-1 nur eine Punktwolke entsteht. Zeigen sich bei den einzelnen Teilgebieten deutliche Reaktionen der isotopischen Signatur, so weisen sie alle in eine ähnliche Richtung, wie auch der direkte Verlauf der Isotopenwerte (Abb. 5.30) zeigt. Dies gilt auch für die in Abbildung 5.31 nicht dargestellten Teilgebiete.

**Tab. 5.9 Isotopensignatur der Komponente „schneller Zwischenabfluss“ berechnet aus den Proben der wöchentlichen Niederschlagssammelproben der zurückliegenden zwei bzw. fünf Monate; die Klammern bei BRU-3 enthalten die Signaturen für Sauerstoff-18 errechnet über die LMWL**

	BRU-1	BRU-2	BRU-3
<b>Mittelwert 2 Monate;</b> delta Deuterium [‰]	-40,7	-89,7	-58,0 (-8,4)
<b>Mittelwert 5 Monate;</b> delta Deuterium [‰]	-46,4	-68,9	-76,2 (-10,8)

Die Unterschiede der Zwischenabflusssignatur zwischen den zwei Berechnungsarten sind je nach Ereignis verschieden. BRU-1 weist dabei eine relativ geringe Differenz auf, während bei BRU-2 und BRU-3 die Differenz deutlich größer ist. Dies ist auf den saisonalen Verlauf der Niederschlagssignatur zurückzuführen, der im Sommer sein Maximum bzw. im Winter sein Minimum erreicht und in diesen Zeiträumen für einige Wochen verhältnismäßig konstant ist. Im Frühjahr erfolgt dagegen eine starke Veränderung vom winterlichen Minimum in Richtung des sommerlichen Maximums, welche sich im Herbst in umgekehrter Richtung wiederholt. Von diesem allgemeinen Verlauf der Isotopensignatur kann es witterungsbedingt stärkere Abweichungen geben, die zu weiteren Unterschieden zwischen den verschiedenen Mittelwertintervallen führen. Bei allen Ereignissen zeigt sich jedoch, dass sich die Abflusswerte immer ungefähr in Richtung des Zweimonatsmittels bewegen, während das Fünfmonatsmittel bei BRU-2 und BRU-3 die Ereignisreaktion nicht erklären kann. Auch der beschriebene Verdunstungseinfluss ändert an dieser allgemeinen Aussage nichts, da jeweils bei beiden Mittelwerten eine Anreicherung in verschiedener Stärke erfolgt. Dadurch wird vor allem bei BRU-2 und BRU-3 die relative Lage zu den Abflusswerten und zum jeweils anderen Mittelwert nicht grundlegend geändert. Weiterhin ist festzustellen, dass die Richtung der Reaktion immer zwischen die Werte des Zwischenabflusses (Zweimonatsmittel) und des Niederschlags (Mittelwert) weist.

Dies entspricht zwar den Vorstellungen zur Abflussbildung, die die Abflussreaktion als Mischung aus schnellem Zwischenabfluss mit hohem Vorereigniswasseranteil und Oberflächenabfluss mit hohem Ereigniswasseranteil beschreiben, während das Volumen des langsamen Basisabflusses dagegen über das Ereignis als wenig veränderlich zu betrachten ist. Dennoch ist bei BRU-1 und BRU-3 keine definitive Aussage möglich, ob der Einfluss des Nieder-

schlags oder der des Zwischenabflusses stärker ist und somit die Reaktion der Abflusswerte verursacht. Dies ist neben der indirekten Bestimmung des Zwischenabflusses darauf zurückzuführen, dass zwar die zeitliche Variabilität des Niederschlags bestimmt wurde, aber noch zu wenig bekannt ist, welche Signatur der jeweils abflusswirksame Niederschlag besitzt. Dies ist insbesondere dann wichtig, wenn die Isotopensignatur wie bei BRU-2 und BRU-3 die Abflusswerte kreuzt. MCDONNELL ET AL. (1990) weisen ebenfalls darauf hin, wie wichtig ein der Abflussbildung des jeweiligen Gebiets und dem Ereignis angepasste Berechnung der zeitlich variablen Niederschlagssignatur ist. Allerdings finden sich in der Literatur Beispiele sowohl für die erfolgreiche als auch für die erfolglose Anwendung der verschiedenen Verfahren („incremental mean“, „incremental intensity mean“). Dennoch gibt vor allem BRU-2 deutliche Hinweise darauf, dass der schnelle Zwischenabfluss eine große Bedeutung für den Ereignisabfluss im Brugga-Einzugsgebiet hat (UHLENBROOK 1999, UHLENBROOK ET AL. 2002).

Auf Grund der angesprochenen Einschränkungen erscheint eine genaue Quantifizierung der Anteile über eine 3-Komponentenseparation nicht sinnvoll. Dies wäre mit den verwendeten „end member“-Konzentrationen bei BRU-1 und BRU-3 auch gar nicht möglich, da viele Abflusswerte außerhalb des Mischungsdreiecks liegen. Dies zeigt, dass auch die Bestimmung der Basisabflusskonzentration unzureichend ist. Schwierigkeiten diesbezüglich entstehen dadurch, dass vor den Ereignissen nicht nur Basisabfluss ins Gerinne gelangt, sondern zusätzlich auch noch Zwischenabfluss. Die mittlere Verweilzeit des Zwischenabflusses kann aber sehr unterschiedlich sein. Die hier angenommenen zwei bzw. fünf Monate beschreiben einen schnellen Zwischenabfluss, der im Ereignisfall sehr dynamisch reagiert. Dagegen bestimmte UHLENBROOK (1999) über die isotopische Untersuchung von Hangfußquellen mittlere Verweilzeiten von zwei bis drei Jahren. Diese Unterschiede sind u.a. darauf zurückzuführen, dass UHLENBROOK (1999) Quellen untersuchte, welche zwar eine deutliche, aber häufig über mehrere Tage verzögerte Ereignisreaktion zeigen. Dieser Zwischenabfluss ist daher insgesamt etwas verzögert. Außerdem lässt sich der Einfluss des Basisabflusses bei dieser Untersuchungsmethode nicht ausschließen, so dass die Ergebnisse nicht direkt mit den Werten der hier definierten Komponente vergleichbar sind. Es handelt sich also eigentlich um zwei verschiedene schnelle Zwischenabflüsse. Dies macht deutlich, dass die hier vorgenommene Reduzierung auf zwei unterirdische Komponenten die graduellen Übergänge in der Natur, mit dem eher langsamen Zwischenabfluss vor dem Ereignis und dem schnellen Zwischenabfluss während des Ereignisses, nicht immer ausreichend genau abzubilden vermag. Zusätzlich tritt die Schwierigkeit auf, die „end member“ eines mesoskaligen Gebiets mit einem Wert zu beschreiben, wenn die Stichtagsbeprobung zu Basisabflusszeiten zeigt, dass es eine deutliche Gebietsheterogenität des Basisabflusses gibt (Kap. 5.2.1.1). Daher werden die unterschiedlichen Vorereigniskonzentrationen bei BRU-1 bis BRU-3 nicht nur durch verschiedene Anteile an Basis- und Zwischenabfluss verursacht, sondern auch durch die Gebietsheterogenität der „end member“. Dennoch erscheint das gewählte Verfahren geeignet, die übergeordneten Zusammenhänge der Abflusskomponenten, insbesondere des Zwischenabflusses zu veranschaulichen.

Die Auswertung der Isotopendaten gibt deutliche Hinweise auf die große Bedeutung des Zwischenabflusses für die Abflussreaktion im Brugga-Einzugsgebiet. Dennoch kann auch jeweils der Niederschlag zu der entsprechenden Reaktion im Abfluss führen. Es lässt sich daher keine der beiden Möglichkeiten ausschließen. Allerdings deuten die Mischungsdiagramme an, dass im Fall des schnellen, sehr dynamisch reagierenden Zwischenabflusses Verweilzeiten von zwei bis drei Monaten möglich sein können. Insofern ist diese Komponente nicht mit dem von UHLENBROOK (1999) definierten Fließsystem-2 identisch. Der Unterschied in den middle-

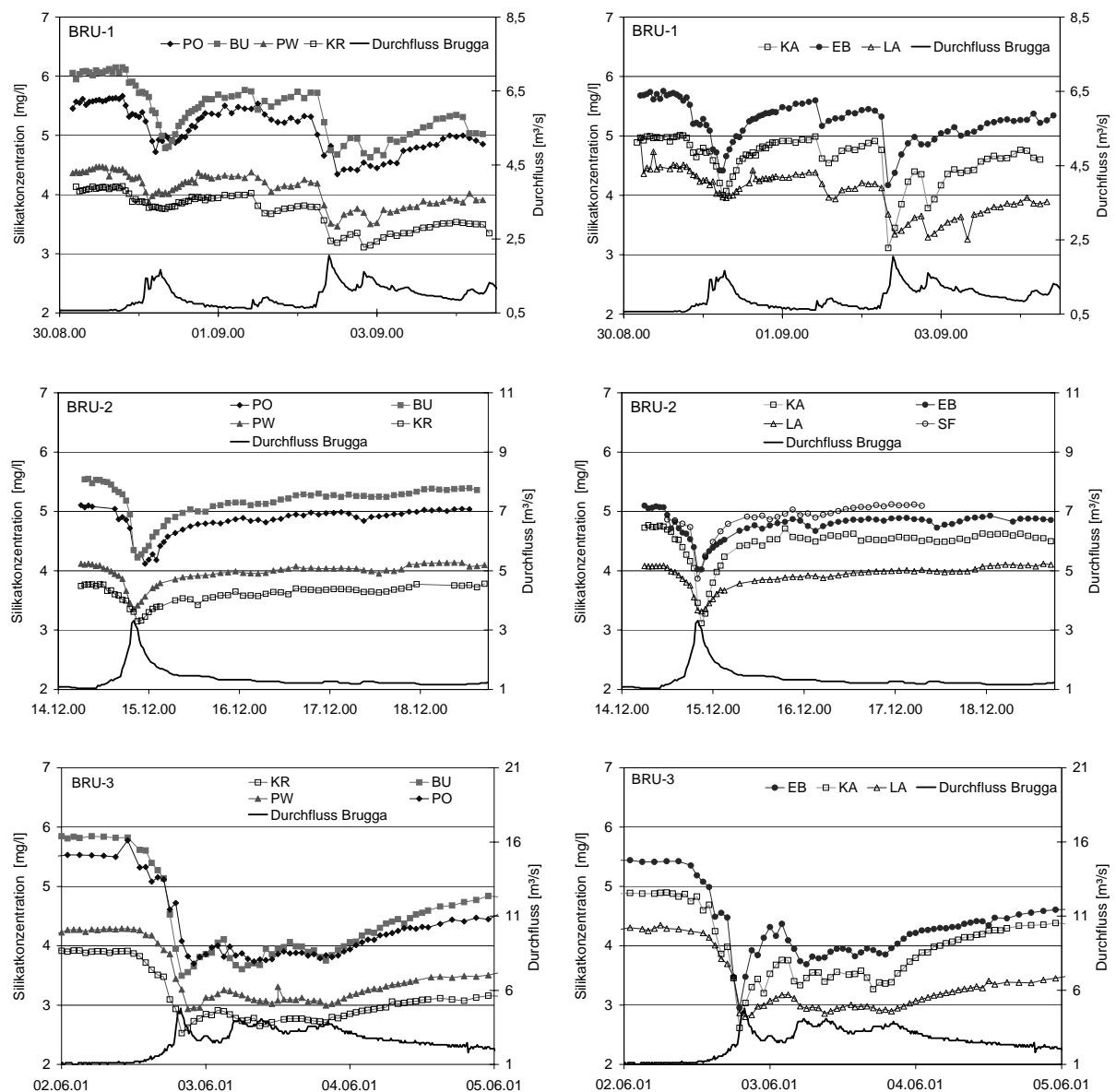
ren Verweilzeiten ist aber auf Grund der verschiedenen Untersuchungsstrategien sehr plausibel. Es zeigt sich, dass die Dynamik des Zwischenabflusses sehr unterschiedlich sein kann und daher diese Komponente je nach Untersuchungsziel zu definieren ist. Allgemein ist die isotopische Reaktion sowohl ereignisbezogen als auch gebietsbezogen sehr unterschiedlich. Mit Ausnahme der meist geringen isotopischen Reaktion der Messstelle Lagerplatz sind bei den anderen Teilgebieten keine Reaktionsmuster vorhanden, die eine allgemeine Gebietsdifferenzierung hinsichtlich der Abflussbildung zuließen.

### *Silikat*

Die Silikatkonzentration wurde für alle Ereignisproben bestimmt. In Abbildung 5.32 sind die Verläufe der Silikatkonzentration an den Auslässen der jeweiligen Teilgebiete dargestellt. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden die Ganglinien auf zwei Graphen aufgeteilt. Die Skalierung der Silikatkonzentration ist aber bei allen Graphiken identisch, so dass ein direkter Vergleich möglich ist.

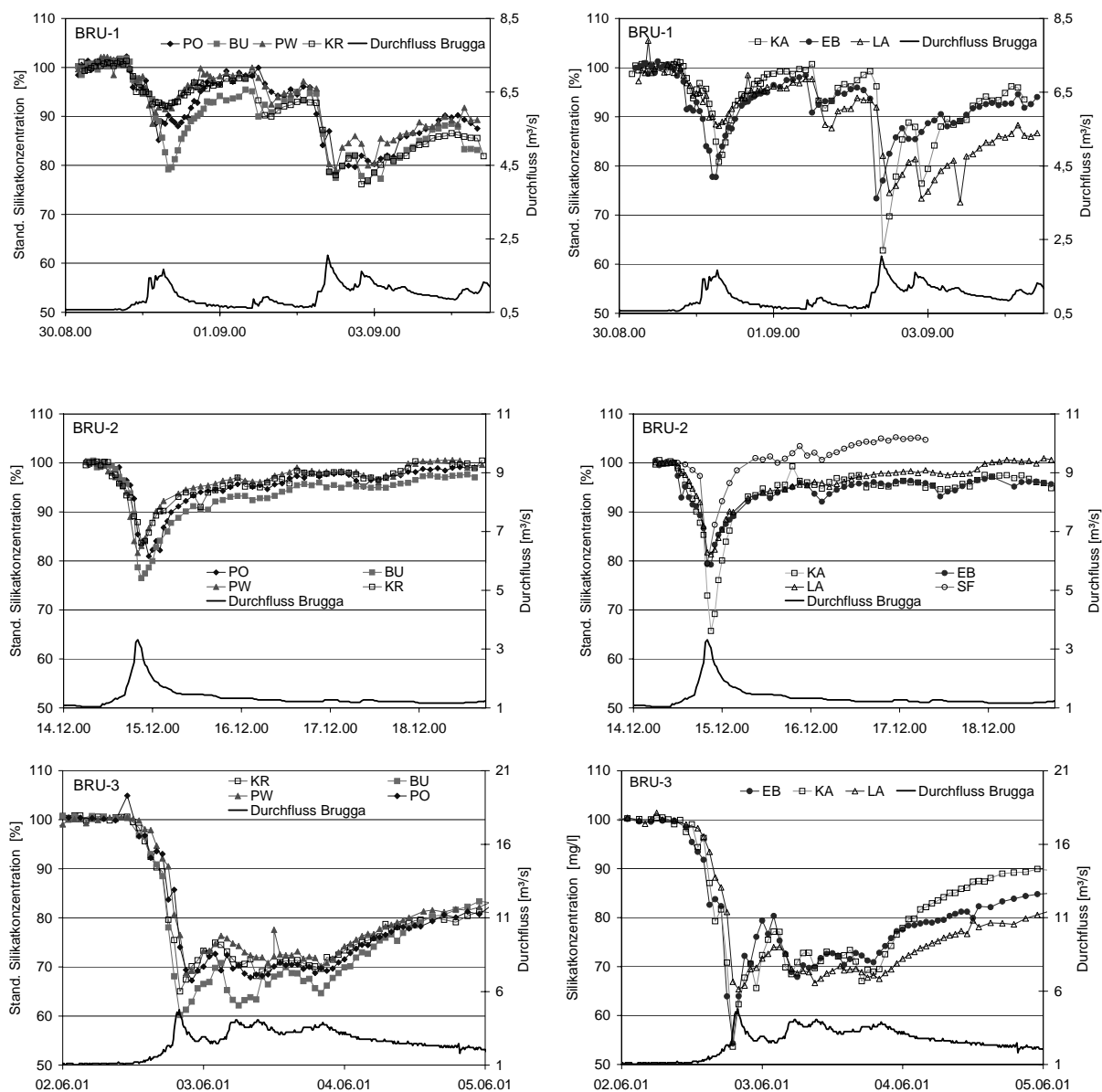
Die Vorereigniswerte der Silikatkonzentrationen weisen bei allen Ereignisbeprobungen eine Spanne von rund 2 mg/l auf. Dabei sind die Konzentrationsverhältnisse zwischen den Teilgebieten stabil, während die Konzentrationsniveaus zwischen den einzelnen Ereignissen schwanken. So liegen die Vorereigniswerte bei BRU-1 am höchsten, wohingegen BRU-2 und BRU-3 ungefähr auf gleichem, niedrigerem Niveau liegen. Dies ist vor allem auf die unterschiedliche Vorfeuchte zurückzuführen, welche bei BRU-1 am geringsten und bei BRU-2 und BRU-3 ungefähr gleich hoch war, wie anhand des Durchflusses am Brugga-Pegel zu erkennen ist. Mit Hilfe der absoluten Konzentrationen lassen sich die Einflüsse der Seitenzuflüsse auf den Vorfluter erkennen. Die Konzentration des St. Wilhelmer Talbachs an der Messstelle KR zählt zu den niedrigsten der Teilgebiete. Im weiteren Gerinneverlauf folgen die Zuflüsse KA und EB mit deutlich höheren Konzentrationen. Die Konzentration an der unterhalb liegenden Messstelle LA des St. Wilhelmer Talbachs ist dadurch gegenüber KR erhöht. Die im weiteren Verlauf folgenden ober- und unterirdischen Seitenzuflüsse verändern diese Silikatkonzentration dann nicht mehr signifikant, wie an den fast identischen Konzentrationen von LA und dem Gebietsauslass des St. Wilhelmer Talbachs PW zu erkennen ist.

Bei allen Gebieten sind deutliche Reaktionen der Silikatkonzentrationen auf die Niederschlagsereignisse festzustellen. Diese bestehen ausnahmslos aus einem raschen Konzentrationsabfall mit anschließendem verzögerten Wiederanstieg, wobei nicht alle Teilgebiete eine gleichstarke Reaktion zeigen. Die Abflusskomponenten mit geringer Silikatkonzentration, die diesen Konzentrationsabfall verursachen, sind überwiegend zwei Umsatzräumen zuzuordnen. Zum einen sind dies versiegelte oder gesättigte Bereiche, auf denen Niederschlagswasser als Sättigungsflächenabfluss mobilisiert wird, und zum anderen die periglazialen Deckschichten, in denen durch Niederschlag Zwischenabfluss induziert wird, welcher überwiegend aus Vorereigniswasser besteht.



**Abb. 5.32 Verlauf der Silikatkonzentrationen in den Teileinzugsgebieten der Brugga während der drei Niederschlagsereignisse BRU-1 bis BRU-3**

Dieser Zwischenabfluss weist aber auf Grund seiner relativ kurzen Verweilzeiten (vgl. Kap. 5.2.2 *Isotope*) eine geringere Silikatkonzentration auf als z.B. Wasser aus den Deckschichten der Hochlagen (vgl. Kap. 4.2.1). Da die Auswertung der Isotopen zeigte, dass mindestens drei Komponenten an der Abflussbildung beteiligt sind, ist eine 2-Komponenten-Ganglinienseparation mit Silikat, wie sie bereits im Rotherdbach- und Brachtpe-Einzugsgebiet durchgeführt wurde, hier nicht sinnvoll. Um trotzdem die Teilgebiete besser in Bezug auf den Verlauf ihrer Silikatkonzentrationen vergleichen zu können, werden die Silikatwerte zu Beginn der Ereignisse als 100 % definiert und die Konzentrationen als prozentuale Zu- oder Abnahme dargestellt (Abb. 5.3.3). Bei dieser Darstellung ähnelt der Kurvenverlauf dem Anteil des unterirdischen Abflusses einer 2-Komponentenseparation, impliziert aber keine Aussagen über mögliche Abflusskomponenten.



**Abb. 5.33 Verlauf der standardisierten Silikatkonzentrationen in den Teileinzugsgebieten der Brugga während der drei Niederschlagsereignisse BRU-1 - BRU-3**

Der Vergleich der Silikatreaktionen in der Form der standardisierten Darstellung zeigt deutliche Unterschiede in der Stärke der prozentualen Konzentrationsabnahme, im Folgenden kurz als Konzentrationsabnahme bezeichnet. Die Unterschiede bestehen sowohl zwischen den verschiedenen Ereignissen als auch zwischen den einzelnen Probennahmestellen. BRU-2 zeigt mit Ausnahme von BU und KA allgemein die geringsten Abnahmen der Silikatkonzentrationen. Die stärkste Abnahme erfolgt bei BRU-3, bei dem auch die höchste Abflussspitze am Brugga-Pegel auftritt. Wie auch die Abflusswellen der anderen Ereignisse bestätigen, ist die Stärke der Verdünnung eng an die Höhe des Abflusses gekoppelt. Dass dieser Zusammenhang auch bei länger andauernden Ereignissen zutrifft, zeigt BRU-3, bei dem die Kon-

zentrationen auf rund 70 % des Vorereigniswerts absinken und dort so lange verharren, bis der Abfluss wieder sinkt. Bei hydrochemisch sehr instabilen Abflusskomponenten wäre dagegen z.B. ein „Auswaschungseffekt“ möglich, der zu einer zunehmenden Verdünnung trotz gleich hohem Abfluss führt. Hier führt aber die erste Abflussspitze zu einer stärkeren Konzentrationsabnahme als die folgenden, welches plausibel ist, da diese Abflussspitzen auch deutlich niedriger sind. Allerdings ist es schwierig, die unterschiedliche Reaktion der Teilgebiete ohne Pegel (alle außer PO & PW) zu bewerten. So fällt bei BRU-3 an den Messstellen KA und EB auf, dass die erste Silikatreaktion deutlich stärker als z.B. die bei PO ist, während die folgenden Abflusswellen dagegen zu einer ähnlich starken Reaktion wie bei PO führen. Inwieweit die stärkere Verdünnung auch an höheren Abfluss gekoppelt ist oder durch einen größeren Anteil an silikatarmen Abflusskomponenten verursacht wird, ließe sich jedoch nur klären, wenn Abflussdaten für alle Teilgebiete vorlägen.

Bei vielen Abflussspitzen zeigt sich, dass die stärkste Verdünnung in den kleinen Einzugsgebieten KA und EB auftritt. Allerdings ist die Reaktion dieser Gebiete während der drei Ereignisse nicht immer gleich stark. So zeigt KA bei BRU-2 eine sehr starke Abnahme, während die Reaktion von EB mit denen der anderen Gebieten vergleichbar ist. Dagegen ist die Konzentrationsabnahme von EB bei der ersten Abflussspitze von BRU-1 etwas größer als bei KA, jedoch übertrifft KA bei der zweiten Abflussspitze EB. Die Stärke der Abnahme wechselt also auch innerhalb eines Ereignisses. Bei BRU-3 hingegen sind die Reaktionen praktisch identisch. Ursache für diese Unterschiede könnte verschieden hoher Gebietsniederschlag sein, welcher zu einer unterschiedlich starken Abflussreaktion führt.

Hinweise darauf geben die Auswertungen der Wasserstandsdaten, die gerade für die kleinen Gebiete zeigen konnten, dass im Extremfall in einem Gebiet eine Abflussreaktion vorhanden ist, während sie im anderen fehlt. Allerdings zeigen nicht nur die kleinen Gebiete eine stärkere Konzentrationsabnahme als die übrigen Gebiete. Auch das Teilgebiet Buselbach (BU) weist bei den meisten Ereignissen eine überdurchschnittliche Abnahme der Silikatkonzentration auf. Die Ursachen für dieses Verhalten können zum einen ein höherer Niederschlagsinput sein, welcher durch die meist von Westen hereinziehenden Fronten verursacht wird. Zum anderen kann auch der etwas höhere Anteil an Sättigungsflächen (vgl. Tab. 5.7) in Verbindung mit dem höheren Niederschlagsinput zu einem höheren Anteil an silikatarmen Abflusskomponenten führen.

Auf Grund eines Geräteausfalls liegen für die Sättigungsfläche (SF) nur Daten für BRU-2 vor. Obwohl die Auswertung der Wasserstandsdaten eine sehr schnelle Reaktion zeigte, sanken die Silikatkonzentrationen nur auf mittlere Werte. In den Gipfellen ging im Verlauf des Ereignisses der Niederschlag in Schneefall über und führte dort zu einer gering-mächtigen, aber nicht geschlossenen Schneedecke. Diese Reduzierung des abflusswirksamen Niederschlags könnte eine Ursache für den geringen Anteil an silikatarmen Abflusskomponenten sein. Eine weitere Möglichkeit ist, dass die Vorereigniskonzentration stärker als bei den anderen Gebieten noch von verzögertem Zwischenabfluss beeinflusst war und daher der Vorereigniswert zu niedrig lag. Dadurch wird die Konzentrationsabnahme unterschätzt. Dies würde auch den Anstieg der Silikatkonzentrationen auf über 100 % gegen Ende des Ereignisses erklären.

Obwohl die Unterschiede in der Stärke der Konzentrationsabnahme z.T. deutlich sind, fällt auf, dass der Wiederanstieg häufig recht ähnlich verläuft. So liegen die Werte des Buselbachs in den Abflussspitzen meist niedriger als in den anderen Gebieten, der Wiederanstieg ist dagegen mit den anderen vergleichbar. Auffällig sind auch die Reaktionen von KA und EB bei

BRU-2, welche sich im Minimum stark unterscheiden, aber einen fast synchronen Wiederanstieg zeigen und zudem mit Buselbach oder Brugga-Pegel Oberried vergleichbar sind. Größere Abweichungen einzelner Gebiete treten wie im Fall von BRU-1 und BRU-3 wiederum in den kleinen Gebieten KA und EB auf. Insgesamt unterstützt diese Beobachtung aber die Vorstellungen, die mit der Abflussbildung in einem 3-Komponentensystem verbunden sind. So ist die Reaktion der Sättigungsflächen und des sehr schnellen Zwischenabflusses eng an den Niederschlagsinput gebunden. Dabei wirken sich Unterschiede in der Niederschlagsmenge und -intensität insbesondere in kleinen Gebieten aus und verursachen so größere Unterschiede in der maximalen Konzentrationsabnahme. Der Wiederanstieg wird hingegen durch den langsameren Zwischenabfluss dominiert. Dieser reagiert nicht so sensitiv auf den Niederschlag und führt daher zu geringeren Unterschieden zwischen den Teilgebieten. Auftretende Unterschiede sind allerdings auch in den kleineren Teilgebieten am größten, da dort, wie bereits erläutert, die Unterschiede bzgl. der Vorfeuchte und des Niederschlags am größten sind.

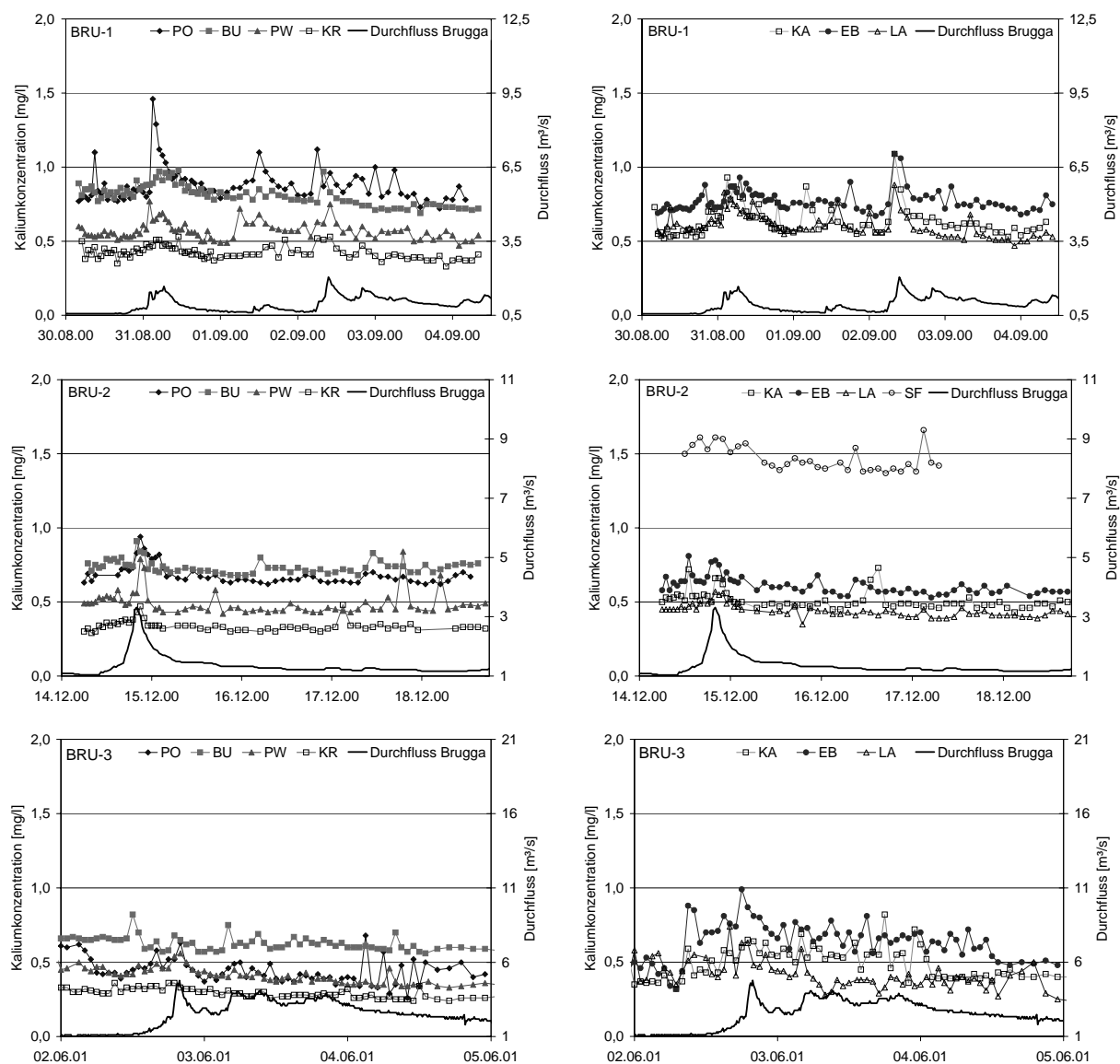
Über die Analyse der Silikatwerte lassen sich die untersuchten Teilgebiete in drei Gruppen zusammenfassen. Die erste Gruppe bilden die Teilgebiete Kraftwerk, Lagerplatz, St. Wilhelmer Talbach und Brugga-Pegel Oberried. Sie zeigen im Vergleich zu den anderen Gebieten ein mittleres Verhalten mit geringen Unterschieden in der relativen Konzentrationsabnahme sowohl während der Abflussspitzen als auch im Wiederanstieg. Stärkere Konzentrationsabnahmen bei aber gleichzeitig ähnlichem Wiederanstieg sind im Buselbach zu finden. Dieser bildet alleine die zweite Gruppe. Obwohl auch bei Katzensteig und Erlenbach stärkere Konzentrationsabnahmen zu verzeichnen sind, bilden sie dennoch eine eigene dritte Gruppe. Auf Grund der geringen Einzugsgebietsgröße sind die Unterschiede in den Gebietsreaktionen zwischen den Gebieten während eines Ereignisses sowie zwischen den Ereignissen selbst größer als bei allen anderen Gebieten. Dies gilt sowohl in Bezug auf den Konzentrationsverlauf während der Abflussspitzen als auch während des Wiederanstiegs. Eine allgemeingültige Zuordnung des Gebiets Sättigungsfläche ist hier nicht möglich, da nur ein Ereignis beprobt wurde, jedoch ähnelt die Reaktion sehr denen der kleinen Gebiete, auch wenn sie insgesamt weniger ausgeprägt ist als erwartet.

Die vorgenommene Unterteilung in Gruppen ist allerdings nicht primär auf unterschiedliche Abflussbildungsprozesse zurückzuführen. Lediglich beim Buselbach deuten die Silikatwerte an, dass die Abflussreaktion einen höheren Anteil an Sättigungsflächenabfluss aufweist, sich also die Abflussbildung etwas von den übrigen Teilgebieten unterscheidet. Die Reaktion der kleinen Teilgebiete ist dagegen hauptsächlich auf ihre Größe zurückzuführen, welche zu einer erhöhten Sensitivität gegenüber dem Niederschlag und der Vorfeuchte führt. Daher ist davon auszugehen, dass auch die kleinen Gebiete dieselben dominanten Abflussbildungsprozesse aufweisen wie die größeren Teilgebiete (vgl. Kap. 6).

### *Kalium*

Im Rahmen der mikroskaligen Prozessforschung im Brugga-Einzugsgebiet sowie im Brachtpe-Einzugsgebiet konnten über die Reaktion der Kaliumkonzentrationen Hinweise auf die Höhe des Oberflächenabflusses gewonnen werden und diese mit den Ergebnissen der Silikatreaktionen verglichen werden. Im Gegensatz zum Brachtpe-Einzugsgebiet liegen die absoluten Konzentrationen mit Ausnahme der Sättigungsfläche innerhalb einer Spanne von ca. 1 mg/l (Abb. 5.34), so dass in keinem Gebiet von einem größeren anthropogenen Einfluss auf die Werte auszugehen ist.





**Abb. 5.34 Verlauf der Kaliumkonzentrationen während der drei Ereignisse BRU-1 bis BRU-3**

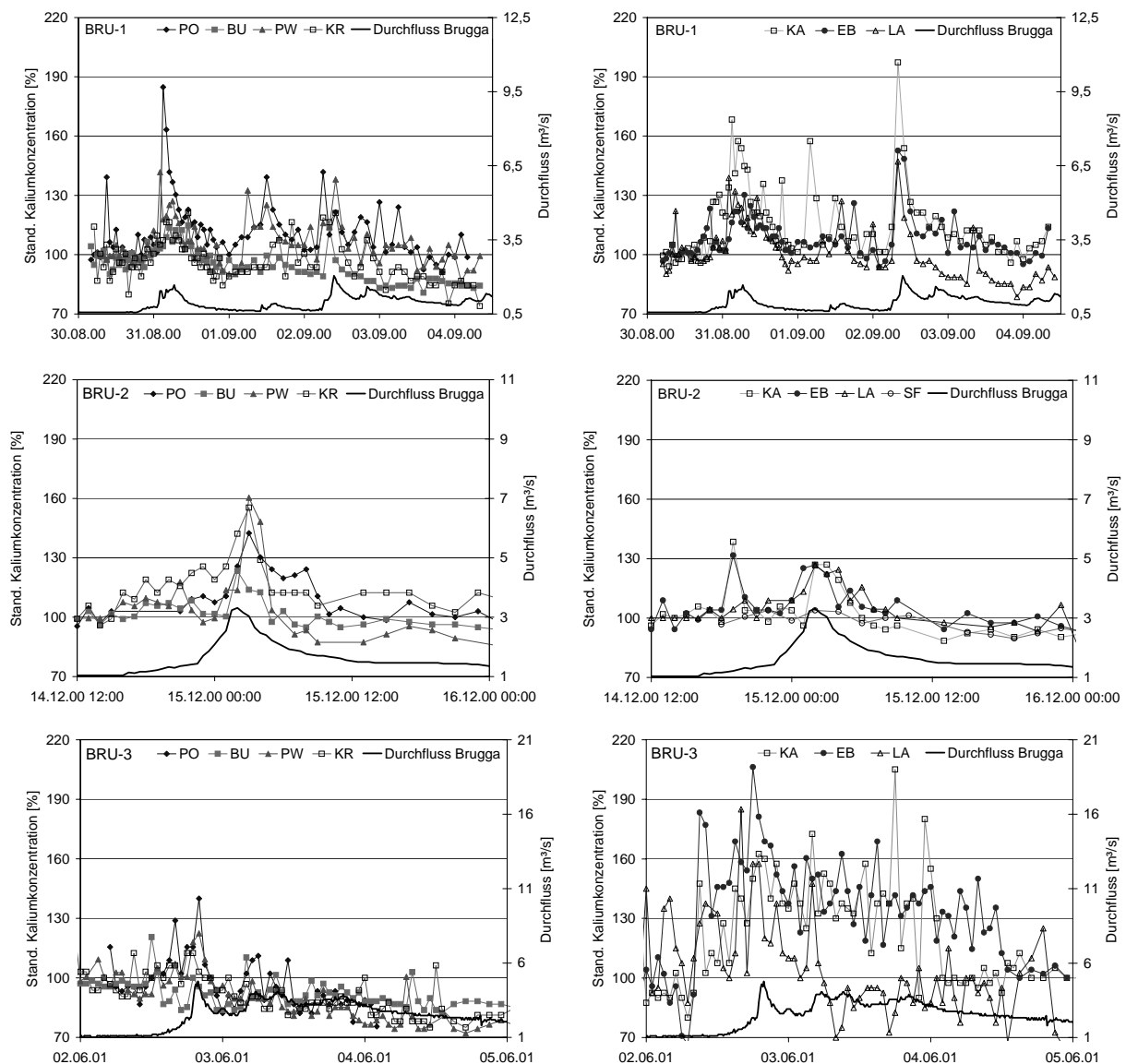
Allerdings weisen das intensiv weidewirtschaftlich genutzte Teilgebiet Sättigungsfläche sowie die Gebiete Brugga-Pegel Oberried und Buselbach meist erhöhte Werte auf, so dass insgesamt ein Einfluss durch Landwirtschaft und Siedlung vermutet werden muss. Allgemein zeigen die Werte eine hohe Variabilität, welche u.a. auf die räumliche und zeitliche Heterogenität des Kaliumaustrags hindeutet. Dies erschwert leider die Interpretation der Daten. Das Konzentrationsniveau der Messstellen vor den drei Ereignissen ist ungefähr gleich, wobei bei BRU-3 etwas geringere Vorereigniskonzentrationen als bei BRU-2 zu finden sind, während bei BRU-1 die Werte etwas höher liegen. Dies lässt sich neben der Höhe des Voreignisabflusses auch auf saisonale Unterschiede im Kaliumeintrag durch die Landwirtschaft und auf unterschiedlich starke Pflanzenaufnahme bzw. Auswaschung zurückführen. Die Ereignisreaktion besteht bei allen Messstellen und Ereignissen in einer unterschiedlich starken Konzentrationszunahme.

Diese wird durch Oberflächenabfluss oder sehr oberflächennahen Abfluss erklärt, welcher Kalium auf Grund geringer Sorption an organischer Substanz vermehrt austrägt.

Trotz der ähnlichen absoluten Konzentrationen erleichtert die standardisierte Darstellung, bei der die Werte der Teilgebiete zu Ereignisbeginn als 100 % definiert werden, den Gebietsvergleich (Abb. 5.35). In der Regel sind Konzentrationsanstiege auf rund 130 % des Vorereigniswerts zu verzeichnen. Allerdings ist die Gebietsreaktion sowohl relativ zueinander als auch beim Vergleich verschiedener Ereignisse sehr verschieden. So führt das Ereignis BRU-3 allgemein zu niedrigeren Reaktionen, dennoch zeigen drei der sieben Messstellen einen besonders hohen Kaliumanstieg. Im Verlauf dieses Ereignisses sowie gegen Ende von BRU-1 ist ein deutliches Absinken der Konzentrationen unter den Vorereigniswert festzustellen. Höhere Konzentrationsanstiege sind vor allem bei Katzensteig, Erlenbach und Brugga-Pegel Oberried festzustellen. Sehr unterschiedlich hohe Anstiege weisen Kraftwerk und St. Wilhelmer Talbach auf. Allgemein geringere Anstiege zeigt der Buselbach, was im Gegensatz zu den Ergebnissen der Silikatauswertung steht. Im Gegensatz zu Silikat ist der Kaliumanstieg nicht eng an die Höhe des Abflusses gekoppelt. So treten allgemein hohe Anstiege bei BRU-1, dem Ereignis mit der geringsten Vorfeuchte und den niedrigsten Abflussspitzen, auf. Allerdings kommt es, wie schon angesprochen, beim Ereignis mit dem meisten Niederschlag (BRU-3) und den größten Abflussspitzen zu einer Diskrepanz zwischen den kleinen Gebieten Katzensteig und Erlenbach und den übrigen größeren Gebieten. Dies deutet darauf hin, dass entweder die Konzentrationen der Ereigniskomponenten bei längeren Ereignissen durch Ausspülung nicht stabil sind oder dass der schnelle Zwischenabfluss deutlich geringere Konzentrationen als der Basisabfluss vor dem Ereignis hat und es nach Rückgang des kaliumreichen Oberflächenabflusses zu einem Abfall der Konzentrationen unter den Vorereigniswert kommt.

Ähnlich wie die Isotopenwerte deuten auch die hohen Kaliumanstiege darauf hin, dass Lagerplatz stark von den Seitenzuflüssen KA und EB beeinflusst ist. Allerdings führt BRU-2 bei Kraftwerk zu einem höheren Kaliumanstieg als bei Lagerplatz. Im Gegensatz zu Silikat ist bei Kalium jedoch nicht immer in den kleinen Gebieten ein höherer Anstieg als in den großen festzustellen, was vor allem bei BRU-2 deutlich wird, bei dem insbesondere PO, PW und KR starke Anstiege aufweisen, während die Teilgebiete KA, EB und SF deutlich geringer reagieren. Auffällig ist dabei auch, dass im Teilgebiet Sättigungsfläche nur ein sehr geringer Anstieg festzustellen ist. Die Reaktion der Messstelle in vorangegangenen Untersuchungen (SIEDER 2000, UHLENBROOK & DIDSZUN 2004) war jedoch ausgeprägter. Auch hier könnte der Vorereigniswert schon erhöht sein und dadurch einen geringeren Anstieg vermuten lassen, insbesondere da die Werte im Verlauf des Ereignisses unter den Vorereigniswert sinken. Auch im Rahmen dieser Untersuchung konnte dort eine Abnahme des Konzentrationsanstiegs nach mehreren aufeinanderfolgenden Ereignissen festgestellt werden, was die Theorie der Ausspülung von Kalium durch die Ereignisse unterstützt.

Insgesamt zeigt die Analyse der Kaliumwerte wenig Übereinstimmung mit den Schlussfolgerungen aus den Silikatdaten. Zwar deuten auch die Kaliumwerte auf signifikante Anteile an Oberflächenabfluss bzw. sehr oberflächennahen Abfluss in den kleinen Gebieten hin, jedoch zeigt der Buselbach trotz stärkerer Abnahme der Silikatkonzentrationen nur sehr geringe Konzentrationserhöhungen bei Kalium. Dies kann daraufhin deuten, dass bei BU vor allem die versiegelten Fläche zu der Abnahme der Silikatkonzentrationen führen, welche aber keinen Kaliumanstieg verursachen. Trotz vergleichbarer Versiegelungsanteile ist jedoch bei PO ein deutlich höherer Kaliumanstieg festzustellen.



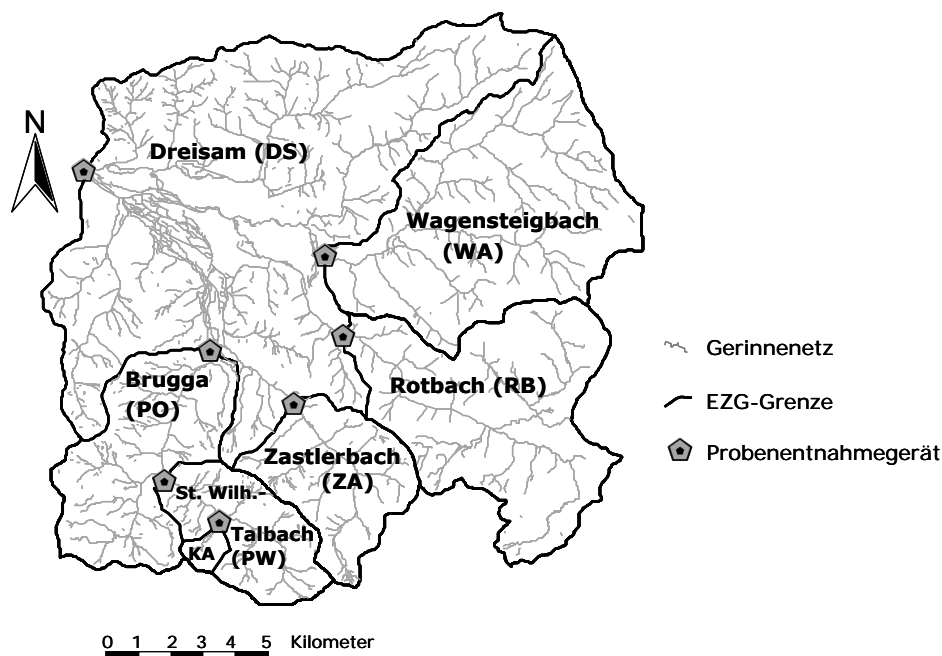
**Abb. 5.35 Verlauf der standardisierten Kaliumkonzentrationen während der drei Ereignisse BRU-1 bis BRU-3; bei PO (BRU-3) wurde auf die Darstellung der Werte ab dem 04.06.01 wegen der starken Streuung verzichtet**

Die hohe Variabilität der einzelnen Messstellen in Bezug auf die verschiedenen Ereignisse lässt keine systematischen Zusammenhänge zwischen Niederschlagsereignis, Gebieteigenschaften und Kaliumreaktion erkennen. Eine weitere mögliche Ursache für die Unterschiede zwischen Silikat und Kalium ist darin zu suchen, dass der Anteil an Oberflächenabfluss im Vergleich zu schnellem Zwischenabfluss relativ gering ist, wobei der Zwischenabfluss nicht oder nur bei Austritt auf Sättigungsflächen zu einer Erhöhung der Kaliumkonzentrationen führt. Während die Reaktion der Silikatwerte also stark vom Zwischenabfluss geprägt wird, sind die Kaliumreaktionen durch den Oberflächenabfluss verursacht, so dass die Ergebnisse beider Tracer nur schwer miteinander zu vergleichen sind. Eine weitere Ursache kann die Heterogenität des Kaliumaustrags sein. Bei den Ereignissen im Frühjahr und Spätsommer kann die Vielzahl der Einflüsse von Kaliumeintrag (Weidenutzung, Düngung), Pflanzenauf-

nahme und heterogenem Niederschlagsinput zu einer sehr heterogenen und schwer interpretierbaren Gebietsreaktion führen. Beim Winterereignis BRU-2 hingegen, bei dem die Einflüsse von Düngung, Weidenutzung und Pflanzenaufnahme sehr wahrscheinlich geringer bzw. weniger heterogen sind, ist der Verlauf der Kaliumwerte allgemein weniger variabel und sind die Unterschiede zwischen den Gebieten etwas geringer. Dass insgesamt aber am Brugga-Pegel Oberried die höchsten Reaktionen zu finden sind zeigt, dass der Kaliumaustrag praktisch unabhängig von der Gebietsgröße ist. Für eine weitergehende Interpretation der Daten wäre es allerdings notwendig, den Kaliumaustrag aus den verschiedenen Umsatzräumen quantitativ bewerten zu können. Dies gilt insbesondere für die permanenten Sättigungsflächen, die z.T. nur temporär gesättigten gerinnenahen Uferstreifen und die Siedlungsflächen.

### 5.2.3 Ereignisanalyse im Dreisam-Einzugsgebiet

Nach der Realisierung von drei Ereignisbeprobungen im Brugga-Einzugsgebiet wurden im Dreisam-Einzugsgebiet zwei Ereignisbeprobungen mit einem identischen Ansatz durchgeführt. Auch hier wurden neben dem Dreisam-Pegel Ebnet sechs verschachtelte Teileinzugsgebiete unterschiedlicher Größe beprobt (Abb. 5.36). Die Spanne der Einzugsgebietsgrößen war bei diesen Ereignisbeprobungen mit Gebieten zwischen 1,4 km<sup>2</sup> und 258 km<sup>2</sup> deutlich größer als bei den Beprobungen im Brugga-Einzugsgebiet. Um eine Verbindung zwischen den Ereignisbeprobungen im Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiet zu schaffen, wurden die drei Gebiete Katzensteig, Pegel St. Wilhelmer Talbach und Brugga-Pegel Oberried in beide Ansätze integriert. Die Beprobung erfolgte dabei jeweils an den Pegeln der Teilgebiete bzw. bei Katzensteig an derselben Stelle wie während der Beprobung im Brugga-Einzugsgebiet (Abb. 5.24). Tabelle 5.10 gibt einen Überblick über Größe, mittlere Höhe und Landnutzungsverteilung der Teilgebiete.



**Abb. 5.36 Lage der Probennahmestellen und Grenzen der jeweiligen Teileinzugsgebiete der Ereignisbeprobungen im Dreisam-Einzugsgebiet**

Das erste Ereignis (DS-1) konnte Ende Mai 2002, das zweite (DS-2) Anfang Juli 2003 beprobt werden. Auch hier erfolgte die Probennahme mit Hilfe automatischer Probenentnahmegeräte (APEG) in ein- bis zweistündigen Intervallen. Für alle Gebiete außer Wagensteigbach und Katzensteig liegen Abflussdaten für beide Ereignisse vor. Die Probennahme und die Aufzeichnung der Wasserstände im Teilgebiet Wagensteigbach erfolgte zwar am Pegel, dieser wurde jedoch von der Gewässerdirektion Südlicher Oberrhein/Hochrhein 1998 stillgelegt, da durch starke Sedimentation im Pegelbereich die Wasserstands-Abflussbeziehung nicht ausreichend stabil ist. Auf Grund technischer Probleme konnten im Teilgebiet Katzensteig nur beim zweiten Ereignis Wasserstandsdaten aufgezeichnet werden. Der Niederschlag wurde bei beiden Ereignissen von den Klimatürmen Katzensteig und Schweizerhof erfasst (Abb. 2.2). Zu-

sätzlich zu den Klimatürmen wurden zwei mobile Pluviographen und ein Niederschlags-sammler nach Hellmann eingesetzt. Die Beprobung des Niederschlags erfolgte über automati-sche Niederschlagsprobennehmer (N-APEG, vgl. Kap. 3.3.5). Die Standorte der zusätzlichen Niederschlagsmessgeräte, sowie die der Niederschlagsprobennehmer ist in Tabelle 5.11 ent-halten.

**Tab. 5.10 Übersicht über Gebietsgröße, mittlere Einzugsgebietshöhe und die prozentu-alen Flächenanteile der Landnutzung (LANDSAT-TM 93) der beprobten Einzugsgebiete**

	<b>EZG- Größe</b>	<b>Mittlere EZG-Höhe</b>	<b>Versie- gelung</b>	<b>Acker</b>	<b>Wiese/ Weide</b>	<b>Wald</b>	<b>Wasser- flächen</b>
	[km <sup>2</sup> ]	[m]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
<b>Katzensteig (KA)</b>	1,4	1108	0,0	1,7	23,1	74,9	0,4
<b>St. Wilh. Talbach (PW)</b>	15,2	1082	0,4	1,8	17,9	79,7	0,2
<b>Zastlerbach (ZA)</b>	17,8	1052	0,2	1,1	12,9	85,5	0,2
<b>Brugga (PO)</b>	40,1	985	0,9	1,5	21,8	75,7	0,1
<b>Rotbach (RB)</b>	41,1	952	3,4	2,4	32,0	61,6	0,6
<b>Wagensteigbach (WA)</b>	50,3	799	1,2	4,4	33,4	61,0	0,0
<b>Dreisam (DS)</b>	257,5	778	2,6	5,0	30,9	61,4	0,1

Abbildung 5.37 gibt einen Überblick über Durchfluss am Brugga-Pegel Oberried und Nieder-schlag am Klimaturm Katzensteig während der beiden Ereignisse. Der Durchfluss der Brugga wurde gewählt, um die Ereignisse mit denen der Beprobungen im Brugga-Einzugsgebiet vergleichen zu können. Der Vorereignisdurchfluss des ersten Ereignisses (DS-1) ist ungefähr mit dem von BRU-3 zu vergleichen. Am Nachmittag des 23.05.02 fiel der Hauptteil des Nie-derschlags innerhalb von gut drei Stunden und bedingte einen raschen und deutlichen Ab-flussanstieg.

**Tab. 5.11 Standorte zusätzlicher Niederschlagsmessgeräte und der automatischen Nie-derschlagsprobennehmer (N-APEG) während der Ereignisse DS-1 u. DS-2**

	<b>DS-1</b>	<b>DS-2</b>
<b>Pluviograph 1</b>	Teilgebiet Sättigungsfläche	Wagensteigbach-Pegel
<b>Pluviograph 2</b>	Rotbach-Pegel	Rotbach-Pegel
<b>N-APEG 1</b>	Klimaturm Katzensteig	Klimaturm Katzensteig
<b>N-APEG 2</b>	Teilgebiet Sättigungsfläche	Rotbach-Pegel
<b>Nd-Sammler nach Hellmann</b>	Wagensteigbach-Pegel	-

Das zweite Ereignis (DS-2) fand bei sehr geringer Vorfeuchte statt. Nach mehreren kleinen Schauern in den ersten Stunden des 01.07.03, welche eine leichte Durchflusserhöhung bewirkten, fiel am Abend desselben Tags Niederschlag in Form eines Gewitters und erzeugte ebenfalls einen raschen und trotz der geringen Vorfeuchte deutlichen Durchflussanstieg. Bedingt durch den Niederschlagstyp wurden im Vergleich zu DS-1 deutlich höhere Intensitäten erreicht. Die Gebietsheterogenität der Niederschlagsmenge ist bei DS-2 deutlich ausgeprägt (Tab. 5.12), während bei DS-1 von einer relativ gleichmäßigen Überregnung des Gesamtgebiets auszugehen ist. Bezogen auf das Durchflussmaximum am Brugga-Pegel Oberried sind sich beide Ereignisse jedoch recht ähnlich.

**Tab. 5.12 Übersicht über die Niederschlagssummen und maximale Niederschlagsintensitäten von DS-1 und DS-2**

Station	Summe [mm]		max. Intensität [mm/10min]	
	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2
<b>Katzensteig (EZG: St. Wilhelmer Talbach)</b>	17,9	25,1	1,4	4,5
<b>Schweizerhof (EZG: Zastler)</b>	23,4	23,0	2,2	5,0
<b>Sättigungsfläche</b>	20,9	-	1,4	-
<b>Rotbach-Pegel</b>	20,4	13,6	2,0	1,2
<b>Wagensteigbach-Pegel</b>	-	16,1	-	2,4

Die Bestimmung des Gebietsniederschlags konnte auf Grund einer zu geringen Anzahl an Messstationen und dadurch bedingte Inseffekte nicht mit automatisierten Verfahren durchgeführt werden (z.B. inverse distance weighting). Daher wurde der Gebietsniederschlag über die Messwerte (Tab. 5.12) gutachtlich bestimmt. Trotz der eingeschränkten Objektivität dieses Verfahrens erscheint die Qualität der Ergebnisse höher, als bei Anwendung der automatisierten Verfahren auf die vorhandenen Daten. Für eine genauere Gebietsniederschlagsbestimmung wäre vor allem eine größere Anzahl an Niederschlagsstationen hilfreich.

Die aus den Abflussdaten und dem Gebietsniederschlag bestimmten Abflussbeiwerte sowie die kalkulierten Beiträge der Versiegelungs- und Wasserflächen sowie der kartierten Sättigungsflächen sind in Tabelle 5.13 dargestellt. Allgemein ist festzustellen, dass bei PO und ZA der Abflussbeiwert bei geringerer Vorfeuchte (DS-2) trotz höheren Niederschlags geringer ist als bei höherer Vorfeuchte. Außerdem zeigt DS einen deutlich geringeren Abflussbeiwert als die übrigen Gebiete, welcher sich u.a. auf die Einflüsse des Zartener Beckens (geringer lokaler Abflussbeiwert und Exfiltration aus dem Gerinnebett) zurückführen lässt. Insgesamt lassen sich jedoch nur wenige allgemeine Aussagen über die Höhe des Abflussbeiwerts treffen. Dies ist zum einen darauf zurückzuführen, dass die errechneten Abflussbeiwerte stark von dem bestimmten Gebietsniederschlag abhängig sind, wobei der dadurch bedingte Fehler schwer zu quantifizieren ist. Zum anderen ist die untersuchte Ereigniszahl sehr gering.

Die kalkulierten Beiträge von Flächen mit einem potentiellen Abflussbeiwert von eins sollen eine Abschätzung der Herkunftsräume des Ereignisabflusses ermöglichen. Es ist festzustellen, dass mit steigender Gebietsgröße der maximal mögliche Anteil der Versiegelungs- und Wasserflächen, kalkuliert über die jeweiligen Flächenanteile der LANDSAT-TM-Aufnahme, stark zunimmt. Aber selbst in den größeren Gebieten kann dieser nicht das gesamte Abflussvolu-

men erklären kann. Dass die Annahme eines Abflussbeiwerts von eins für Sättigungsflächen unrealistisch hoch ist, zeigt der Sättigungsflächenbeitrag in den Gebieten PO, ZA und PW. Dennoch ist von einem nicht unbedeutenden Beitrag der Sättigungsflächen auszugehen. Auch bei den Versiegelungsflächen ist die Bestimmung des Abflussbeiwerts schwierig, da neben der real versiegelten Fläche vor allem der Anschluss an das Kanalnetz zu berücksichtigen ist.

Die Beitragsabschätzungen der beiden Abflusskomponenten (Versiegelung / Sättigungsflächen) belegen, dass, je nach Flächenanteil im Gebiet, von beiden Komponenten ein bedeutender Beitrag zum Ereignisabfluss geliefert werden kann. Der ausschließliche Beitrag einer Komponente kann für die versiegelten Flächen ausgeschlossen werden und erscheint für die Sättigungsflächen unwahrscheinlich. Auf Grund der verfügbaren Daten sind genauere Abschätzung insbesondere im Hinblick auf den Anteil unterirdischer Komponenten (als Restglied) jedoch nicht möglich.

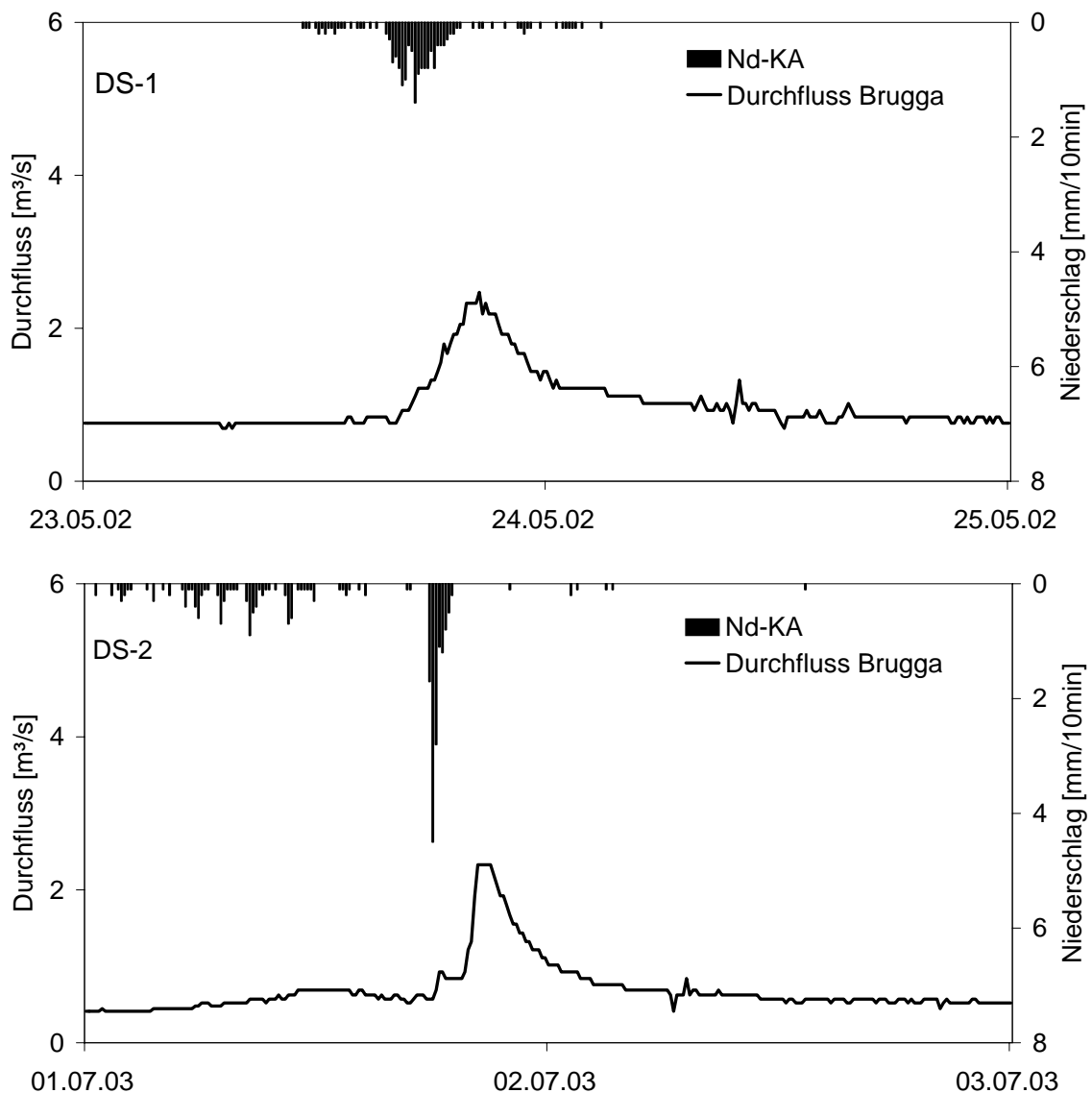
**Tab. 5.13 Übersicht über Gebietsniederschlag, Abfluss und Abflussbeiwert sowie kalkulierte Beiträge der Siedlungs- und Wasserflächen (LANDSAT-TM 93) und der kartierten Sättigungsflächen (GÜNTNER ET AL. 1999) durch den Ereignisniederschlag unter der Annahme eines Abflussbeiwerts von eins (vgl. auch Tab. 5.10)**

	Gebietsniederschlag [mm]		Abfluss [mm]		Abflussbeiwert [%]		Beitrag Versiegelungs- u. Wasserfl. [% d. gemess. Abflusses]		Beitrag kartierter Sättigungsfl. [% d. gemess. Abflusses]	
	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2
DS	18	19	0,82	0,77	4,6	4,1	66	66	*	*
RB	20	14	1,00	0,96	5,0	6,9	80	58	*	*
PO	20	24	1,09	1,22	5,4	5,1	18	20	120	127
ZA	23	23	1,37	1,16	5,9	5,0	7	8	108	127
PW	18	25	0,93	1,61	5,1	6,4	12	9	138	110

\* Sättigungsflächen für diese Gebiete nicht kartiert

Der Vergleich der Abflussspenden während des ersten Ereignisses zeigt deutliche Unterschiede in den Vorereigniswerten (Abb. 5.38). Niedrige Werte sind bei DS und RB, mittlere bei PO und PW und die höchsten bei ZA zu finden. Auffällig ist, dass, obwohl ZA und PW in Bezug auf Größe und Morphologie sehr ähnlich, die Abflussspende ZA dennoch deutlich höher ist als die von PW. Hier scheint der Einfluss des letzten Ereignisses (Vorfeuchte) die Unterschiede in der Abflussspende zwischen PW und ZA stärker zu bestimmen als die statistischen Parameter wie Größe, mittlere Höhe etc. des jeweiligen Einzugsgebiets. Während des Ereignisses zeigt sich dagegen, dass die Zeiten des Durchflussmaximums bei PW und ZA sehr ähnlich sind, während das Maximum bei PO deutlich verzögert erreicht wird. In diesem Fall ist der Einfluss der Gebietsgröße auf die Abflusskonzentration entscheidend. Die deutlichen Unterschiede im Durchflussmaximum zwischen ZA und PW lassen sich vor allem auf den höheren Niederschlag im Teilgebiet Zastler zurückführen (Tab. 5.13).

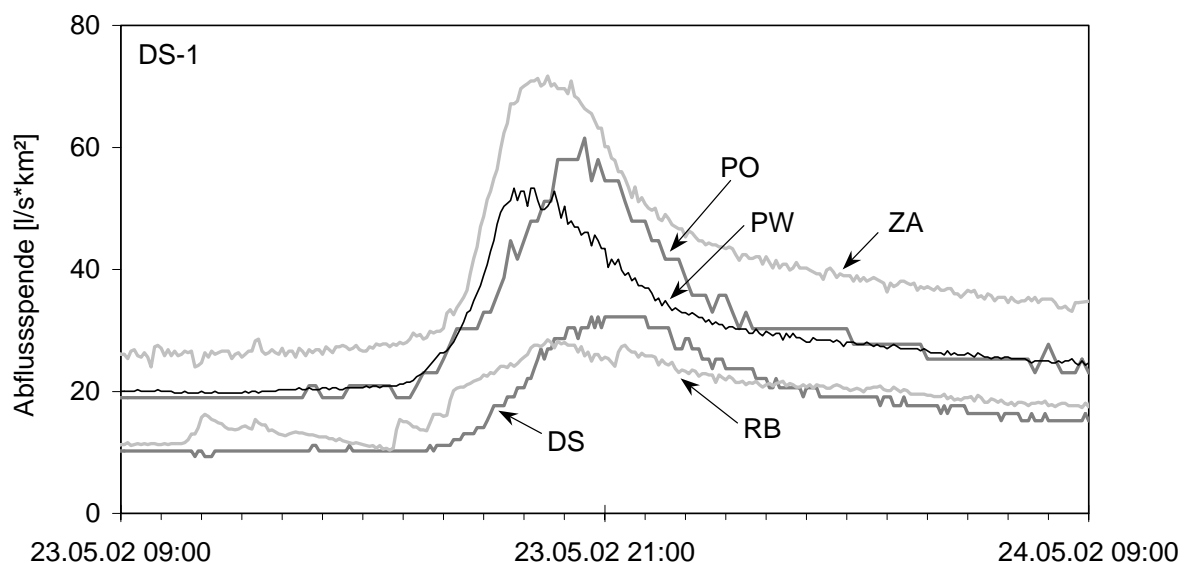




**Abb. 5.37 Übersicht über Niederschlag am Klimaturm Katzensteig und Durchfluss am Brugga-Pegel Oberried während der zwei untersuchten Niederschlagsereignisse im Dreisam-Einzugsgebiet**

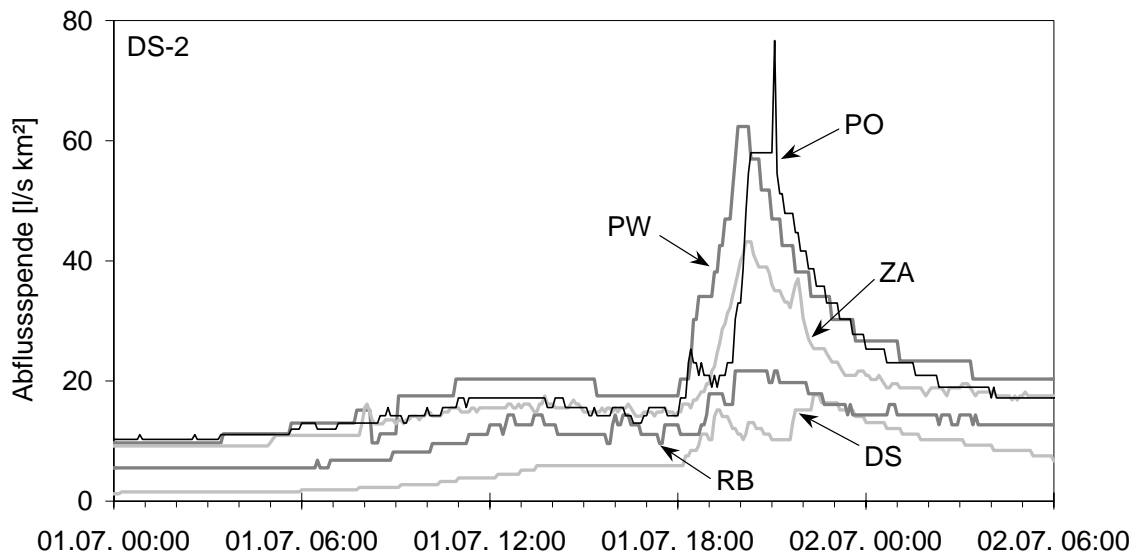
Die Durchflusskurve von RB weicht in ihrer Form deutlich von den anderen ab. Die Ursache für diese Abweichung könnte in der anthropogenen Beeinflussung durch Versiegelung und Wasserkraftnutzung im Einzugsgebiet zu suchen sein. Bei DS wird das Durchflussmaximum am spätesten erreicht. Allerdings ist die Zeitdifferenz zwischen den Maxima von PO und DS mit einer Stunde ungefähr genauso groß wie die zwischen ZA und PO, obwohl der Skalenprung zwischen ZA und PO wesentlich geringer ist. Hier könnten sich neben der zeitlichen Verteilung des Niederschlags die breiten, weniger rauen Gerinnequerschnitte im Zartener Becken beschleunigend auf die Durchflusswelle auswirken. Praktisch keine Unterschiede zwischen den Teilgebieten bestehen in Bezug auf die erste Abflussreaktion. Lediglich bei RB ist schon eine Durchflusszunahme zu beobachten, wenn bei allen anderen Gebieten noch konstante Werte gemessen werden. Dies ist aber sehr wahrscheinlich auf die angesprochene

anthropogene Beeinflussung zurückzuführen. Auch der trotz ähnlichem Abflussbeiwert und ähnlichem Gebietsniederschlag relativ flache Anstieg der Rotbach-Durchflusskurve weist auf natürliche oder anthropogene Besonderheiten innerhalb dieses Gebiets. Die Vorereigniswerte der Abflussspenden von PO, ZA und PW liegen bei DS-2 sehr dicht zusammen. Dies ist auf die deutlich geringere Vorfeuchte zurückzuführen, bei der der Abfluss hauptsächlich aus dem langsamen Grundwasserabfluss besteht, welcher in diesen Teileinzugsgebieten offensichtlich eine relativ geringe räumliche Heterogenität aufweist. Ursache dafür ist neben der räumlich geringen Entfernung vor allem die große Ähnlichkeit bezüglich Geologie und Topographie. Die Gebietsgröße zeigt hier keinen Einfluss. Im Gegensatz dazu weist DS sehr niedrige Werte auf, was auf die Infiltration des Gerinnewassers ins Zartener Becken, verbunden mit verstärkter Evapotranspiration, zurückzuführen ist. Die Abflussspende von RB liegt zwischen DS und den restlichen drei Gebieten.



**Abb. 5.38 Abflussspenden einiger Teilgebiete während des ersten Ereignisses**

Die Ereignisreaktion der Gebiete PO, PW und ZA ist wie schon bei DS-1 deutlich ausgeprägter als bei RB und DS. Während bei DS-1 die höchsten absoluten Werte bei ZA auftraten, gefolgt von PO und PW, werden bei DS-2 die höchsten Abflussspenden bei PW gemessen, gefolgt von PO und ZA. Die kurzfristige Durchflussspitze von PO kurz vor Beginn der Rezession wurde hier nicht berücksichtigt, da sie wahrscheinlich auf die Steuerung verschiedener kleiner Wasserkraftwerke oberhalb des Pegels zurückzuführen ist. Ein Grund für die Unterschiede in der Rangfolge der Maxima liegt im Niederschlagsinput, da am Klimaturm Katzensteig mehr Niederschlag gemessen wurde als am Klimaturm Schweizerhof. Für PO ist dagegen von ungefähr gleichem Niederschlagsinput bei beiden Ereignissen auszugehen. Es ist auffällig, dass die Unterschiede der Maxima zwischen den beiden Ereignissen bei ZA im Vergleich zu den Unterschieden der Niederschlagssummen relativ groß sind. Auf Grund der Niederschlagsdaten wäre dagegen eine größere Differenz zwischen den beiden Maxima von PW zu erwarten (Tab. 5.13).



**Abb. 5.39 Abflussspenden einiger Teilgebiete während des zweiten Ereignisses**

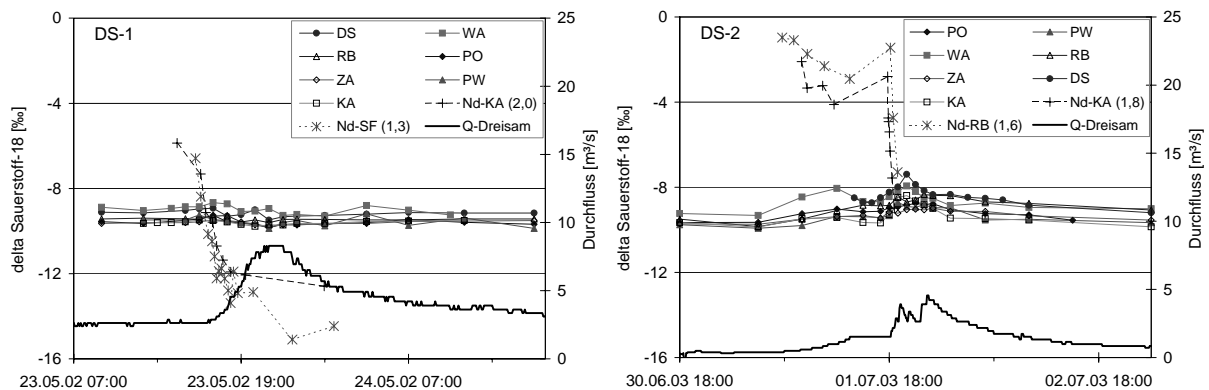
Dies ist ein Hinweis darauf, dass die Abflussbildung im Teilgebiet Zastler sensibler auf unterschiedliche Vorfeuchten oder Niederschlagstypen reagiert als die von PO oder PW. Der Vergleich mit den Abflussbeiwerten macht jedoch deutlich, dass sich die unterschiedlichen maximalen Abflussspenden nicht direkt auf deutliche Unterschiede in den Abflussbeiwerten zurückzuführen lassen.

Insgesamt sind die Ereignisreaktionen von DS-2 in etwa mit denen von DS-1 zu vergleichen, auch wenn bei bestimmten Gebieten, wie beschrieben, Unterschiede zu DS-1 bestehen. Allerdings lassen sich diese Abweichungen meist mit Unterschieden im Gebietsniederschlag oder Vorfeuchte erklären. Bei allen Gebieten, insbesondere bei DS, ist auf Grund zwischen DS-1 und DS-2 vergleichbarer maximaler Abflussspenden und Abflussbeiwerte aber unterschiedlicher Vorereigniswerte zu erkennen, dass der Durchflussanstieg, bei in etwa vergleichbarem Niederschlag, nicht relativ zum Vorereignisabfluss erfolgt, sondern bei niedrigem Vorereignisabfluss ein prozentual höheres Abflussvolumen generiert wird. Bei den untersuchten Ereignissen ist also der Einfluss der Vorfeuchte geringer als erwartet ist. Dies kann u.a. damit zusammenhängen, dass ein Teil des Niederschlags von DS-2 in Form eines Gewitters fällt und durch die höheren Intensitäten die geringere Vorfeuchte in Teilen kompensiert. Insgesamt handelt es sich bei DS-1 und DS-2 um Ereignisse der gleichen Größenordnung, welche sich vor allem durch Vorfeuchte, Niederschlagsart und Heterogenität der Abflussreaktion unterscheiden.

### *Isotope*

Wie auch bei den Ereignisbeprobungen im Brugga-Einzugsgebiet erfolgte die Bestimmung der Isotopensignatur nur für ausgewählte Proben. Es wurden alle Proben im Bereich der Abflussspitze und eine reduzierte Anzahl im Bereich des ansteigenden und abfallenden Astes analysiert. Eine Bestimmung der Isotopensignatur erfolgte zudem für alle Niederschlagsproben. Ähnlich wie die Ereignisse im Brugga-Einzugsgebiet ist auch bei diesen Ereignissen die Schwankung der Isotopenwerte des Niederschlags wesentlich größer als die der Abflusswerte (Abb. 5.40). Trotz der hohen zeitlichen Variabilität der Niederschlagssignaturen ist die Diffe-

renz zwischen den Niederschlagsprobennehmern vergleichsweise gering. Die Mittelwerte der Proben von DS-1 liegen bei -11,0 ‰ (SF) und -10,1 ‰ (KA), die von DS-2 bei -2,8 ‰ (KA) und -4,4 ‰ (RB). Im Vergleich zu den Brugga-Ereignissen kreuzen die Niederschlagssignaturen bei diesen Ereignissen die Abflusswerte weniger stark. So sind bei DS-1 nur die ersten zwei bzw. drei Proben isotopisch schwerer als die Abflusswerte, während der Rest niedrigere Werte aufweist. Im Fall von DS-2 liegt jeweils sogar nur die letzte Probe im Bereich der Abflusswerte, wohingegen die ersten Niederschlagsproben isotopisch deutlich schwerer sind. Dadurch wird die Auswertung dieser Ereignisse erleichtert.

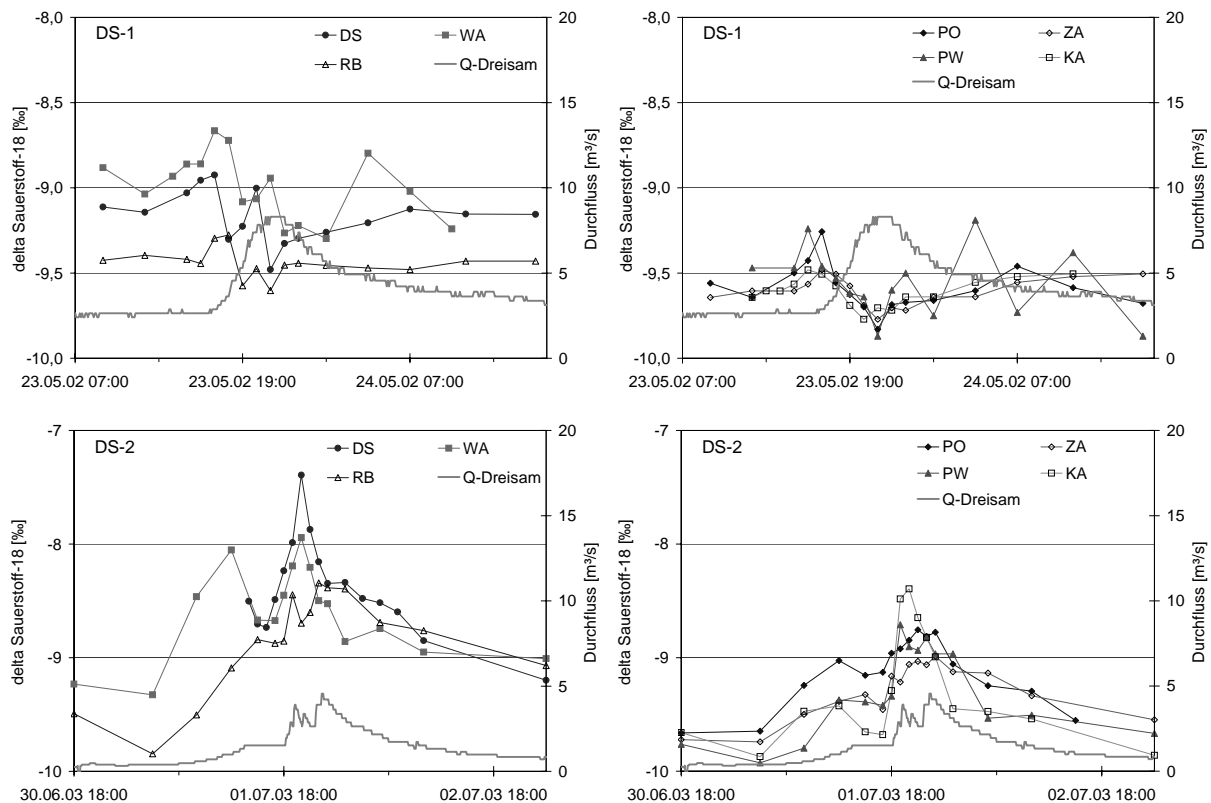


**Abb. 5.40 Isotopensignaturen des Abflusses und des Niederschlags (Katzensteig, Sättigungsfläche, Rotbach) für DS-1 und DS-2; die Klammern hinter den Niederschlagsstationen enthalten die durchschnittliche Niederschlagsmenge in Millimetern pro Niederschlags-Probe**

Auch bei den Ereignissen im Dreisam-Einzugsgebiet ist die Schwankung der Isotopenwerte zum Teil relativ hoch (Abb. 5.41), auch wenn sie im Vergleich zu den Beprobungen im Brugga-Einzugsgebiet etwas geringer ist. Die Differenz zwischen den Vorereigniswerten ist deutlich systematischer, d.h. die Werte von DS, RB und WA sind isotopisch schwerer als die der Gebiete PO, PW, ZA und KA. Dies ist auf die größeren Unterschiede in der mittleren Höhe der Teileinzugsgebiete zwischen diesen Gruppen zurückzuführen. Allerdings überschneiden sich die Werte während der Ereignisse zum Teil. Das Verhältnis innerhalb der beiden Gruppen ist jedoch variabel, was auf die gruppenintern geringen Unterschiede in der mittleren Höhe zurückzuführen ist. Die systematischere Differenz der Vorereigniswerte führt aber auch zu größeren absoluten Unterschieden der Signaturen. Diese Zusammenhänge erklären die Tatsache, dass innerhalb des Brugga-Einzugsgebiets keine systematische Unterscheidung der Gebiete über die Vorereignissignaturen vorgenommen werden konnte. Insgesamt sind die Reaktionen der Teilgebiete während der jeweiligen Ereignisse gleichgerichtet, wenn auch in Bezug auf die Amplitude und den zeitlichen Verlauf Unterschiede auftreten können.

Bei DS-1 kommt es in allen Gebieten zu Ereignisbeginn zu einem Anstieg der Isotopenwerte (Abb. 5.41), welcher in den Gebieten DS, WA und PO am stärksten ausgeprägt ist. Noch im ansteigenden Abflussast ändert sich die Richtung der Abflusswerte und es zeigt sich ein deutlicher Abfall der Signaturen. Ob sich hier die Änderung der Niederschlagssignaturen (Abb. 5.40) auswirkt oder ob dies auf den Beitrag von Zwischenabfluss zurückzuführen ist, kann an dieser Stelle noch nicht geklärt werden. Das Minimum wird im Bereich der Durch-

flussspitze erreicht und ist signifikant negativer als die Vorereigniswerte. Bei den Gebieten DS, WA und RB bilden sich dabei zwei Minima aus, da kurz vor dem Durchflussmaximum der Dreisam ein bis zwei Abflussproben wieder positivere Werte aufweisen. Bei den anderen Gebieten ist dies nicht zu beobachten. Die hohen Schwankungen bei PW sind vor allem analytisch bedingt. Insgesamt zeigen die Gebiete KA, PW, ZA und PO einen sehr ähnlichen Verlauf der Abflusssignaturen. Die absoluten Isotopenwerte von RB sind nur wenig positiver als letztere.



**Abb. 5.41** Isotopensignaturen des Abflusses sowie Durchfluss am Dreisam-Pegel während der Ereignisse DS-1 und DS-2, bei DS-1 wurden nur die Proben des zweiten Teilereignisses analysiert; die Skalierung der Sauerstoff-18-Signatur ist aus Gründen der Übersichtlichkeit bei den Ereignissen nicht identisch

Dies ist nur eingeschränkt auf die mittlere Höhe des Einzugsgebiets zurückzuführen, da diese nur wenig niedriger als die von PO ist. Unter Umständen wirkt sich die maximale Höhendifferenz aus, welche bei PO rund 250 m größer ist. Die Reaktionen von WA, DS und RB unterscheiden sich systematisch von den übrigen durch das zusätzliche Minimum. Bei WA und RB werden beide Minima etwas später als bei DS erreicht. Die Ursache für die Ausbildung dieser zwei Minima kann sowohl in der Niederschlagsverteilung als auch in einem schnellen und hohen Ereigniswasserbeitrag aus Siedlungs- und Straßenflächen bestehen. Jedoch ist auffällig, dass die Abflussreaktion nur ein Maximum zeigt.

Bei DS-2 zeigen alle Gebiete eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Zunahme der Abflusssignaturen (Abb. 5.41). Diese ist durch zwei Maxima gekennzeichnet. Das erste Maximum wird während des leichten Abflussanstiegs erreicht, welcher auf den gering-intensiven

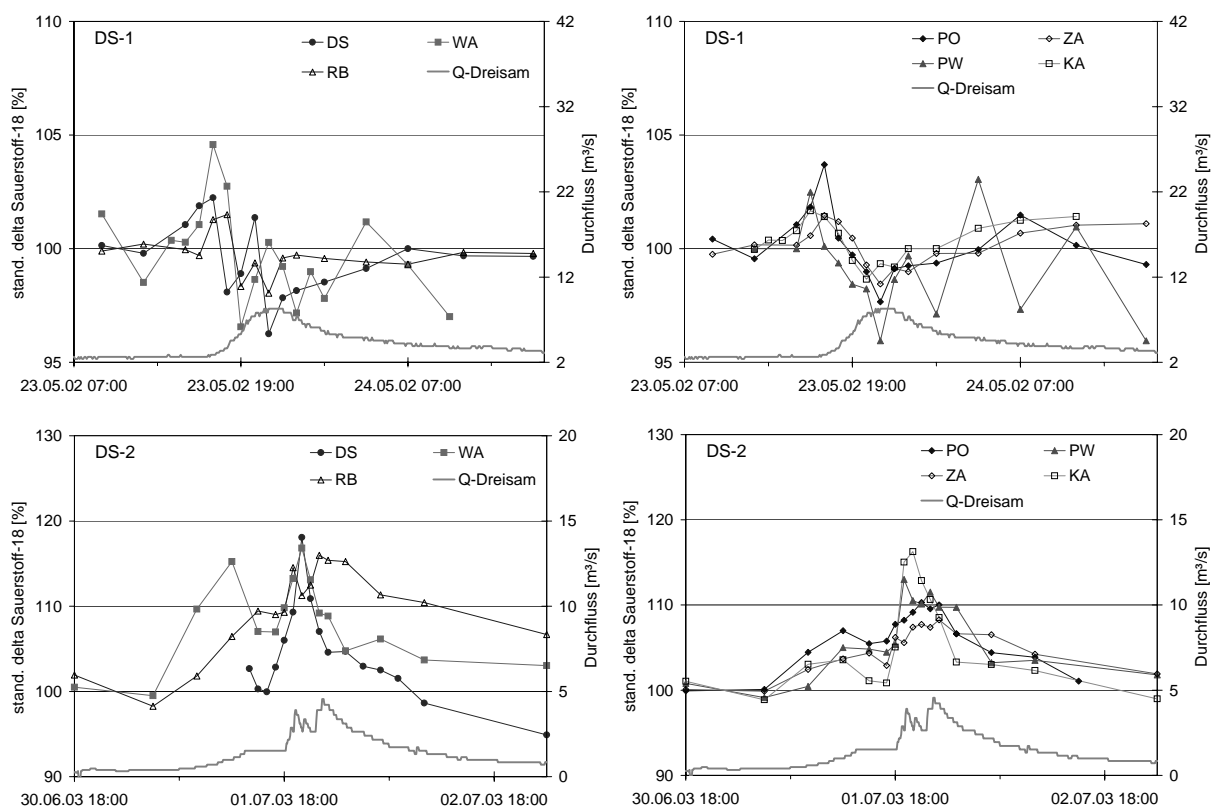
Niederschlag zu Beginn des Ereignisses erfolgt. Es ist in den Gebieten KA und WA am ausgeprägtesten. Auf Grund eines Geräteausfalls beginnt die Probennahme bei DS nach diesem Maximum. Im Anschluss an das Maximum treten wieder negativere Abflusssignaturen auf. Der abermalige Anstieg der Werte führt dann zum Hauptmaximum. Hohe Amplituden treten dabei insbesondere bei KA, DS und WA auf. Auch bei diesem Ereignis sind die Reaktionen der Gebiete KA, PW, ZA und PO relativ ähnlich, jedoch sind die Unterschiede innerhalb dieser Gruppe, insbesondere zu KA, größer als bei DS-1. Dies ist wahrscheinlich auf den konvektiven Niederschlagstyp zurückzuführen. Auch bei diesem Ereignis ist die Reaktion von RB der Reaktion von DS und WA ähnlicher. Allerdings ist die Festlegung der Vorereignissignatur nicht einfach, da die Werte der beiden Proben relativ stark differieren. Der größte Unterschied zwischen DS/WA und den Reaktionen der anderen Gebiete ist die Ausbildung eines sehr spitzen Maximums, während das Maximum sonst, mit Ausnahme von KA, deutlich abgerundeter ist. Dies wird wahrscheinlich durch den niedrigen Vorereignisabfluss verbunden mit den konvektiven Niederschlägen verursacht, welche zu hohen prozentualen Anteilen an Ereigniswasser oder Zwischenabfluss führen.

Da die Ergebnisse der Isotopenanalyse im Brugga-Einzugsgebiet auf die Bedeutung des schnellen Zwischenabflusses hingewiesen haben, ist dies auch im Dreisam-Einzugsgebiet bei der Auswertung der Isotopendaten zu berücksichtigen. Daher wird auch im Dreisam-Einzugsgebiet auf eine Ganglinienseparation verzichtet. Zum besseren Vergleich der Gebietsreaktionen wird stattdessen die schon mehrfach benutzte relative Darstellung der Messwerte verwendet (Abb. 5.42).

Bei dieser Darstellung wird deutlich, dass die relativen Unterschiede zwischen den Gebieten gering sind. Beim Maximum zu Beginn des Ereignisses DS-1 zeigt nur WA einen signifikant höheren Anstieg, während die hohen Einzelproben bei PO und PW eher auf Einflüsse der Messgenauigkeit zurückzuführen sind. Beim Minimum zeigen DS und WA niedrigere Werte als die restlichen Teilgebiete, wobei diese, durch das Auftreten von zwei Minima, nur aus jeweils einer Probe bestehen und daher weniger belastbar sind als die Minima, die durch mehrere Proben belegt sind. Während des zweiten Ereignisses sind die Unterschiede zwischen den Gebieten stärker ausgeprägt. Aus der Gruppe KA, PW, ZA und PO zeigt KA den stärksten Anstieg, welcher aber rasch wieder abfällt. Die relative Reaktion der anderen Gebiete ist dagegen ungefähr gleich, wobei PW zu Beginn des Hauptmaximums einen deutlich höheren Wert aufweist. Insgesamt ist diese Reaktion mit dem höheren Niederschlag am Klimaturm Katzensteig in Verbindung zu bringen. Dieser erklärt sowohl den stärkeren Anstieg bei KA als auch die Reaktion von PW. Die schwächere Reaktion von ZA stimmt dagegen mit der geringeren Niederschlagsmenge am Klimaturm Schweizerhof überein. Die Reaktion der Gebiete DS, WA und RB ist allgemein stärker als die der ersten Gruppe. Da die Probennahme bei DS erst verspätet startet und daher der Vorereigniswert fehlt, wird der relative Anstieg u.U. sogar unterschätzt. Auffällig ist auch die ausgeprägte Reaktion von RB, die zwar in der Amplitude mit DS vergleichbar ist, aber bereits früher ansteigt und zusätzlich eine langsamere Rezession aufweist. Dies überrascht, da der Mittelwert der Niederschlagssignatur bei RB isotopisch leichter ist als der von KA und daher selbst bei höherem Ereigniswasseranteil eine geringere Amplitude zu erwarten wäre. Außerdem zeigte RB bei DS-1 eine mittlere Reaktion.

Insgesamt sind die Unterschiede in den Amplituden zwischen den Gebieten während eines Ereignisses im Verhältnis zur Messgenauigkeit relativ gering. Dabei gehören die Reaktionen der größeren Gebiete zu den stärksten. Allerdings kann auch beim kleinsten Gebiet (KA) eine vergleichbar hohe Amplitude auftreten. Vor allem aber sind deutliche systematische Unterschiede in Form der doppelten Minima festzustellen, welche Hinweise auf Änderungen be-

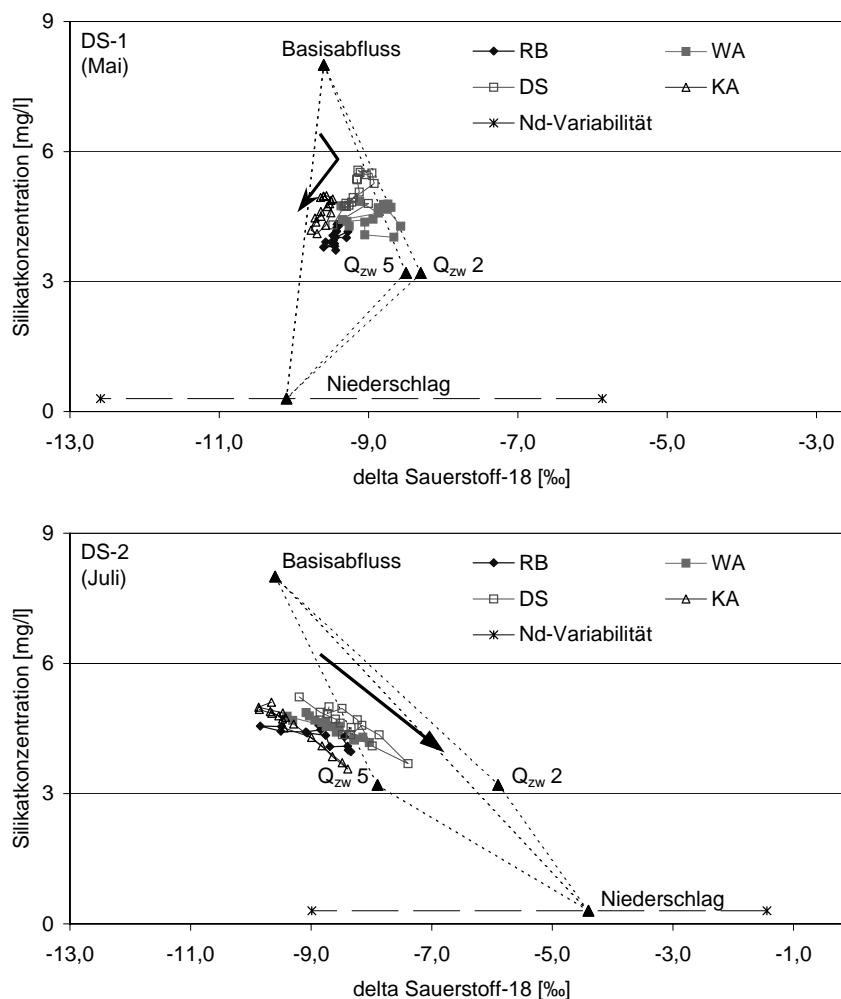
züglich der beteiligten Abflusskomponenten in den größeren Gebieten geben. Größere Unterschiede sind außerdem im Vergleich der beiden Ereignisse festzustellen. So ist die isotopische Reaktion während DS-1 deutlich schwächer als die während des zweiten Ereignisses. Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass sich die Niederschlagssignatur bei DS-2 deutlich stärker von den Abflusswerten unterschied als die bei DS-1. Dadurch führt bei DS-2 der gleiche Ereigniswasseranteil zu einer stärkeren Änderung der Signatur. Aus diesem Grund können die prozentualen Abweichungen verschiedener Ereignisse auch nicht in Bezug auf einen möglichen Ereigniswasseranteil miteinander verglichen werden. Ein weiterer möglicher Grund für die stärkere Reaktion bei DS-2 kann die höhere Niederschlagsintensität sein, die zu höheren Ereigniswasseranteilen führt. Diese Gründe führen die Reaktion der Abflusswerte vor allem auf das Hinzumischen von Ereigniswasser zurück. Dies ist zunächst plausibel, da die Abflusswerte sich in Richtung der Niederschlagssignatur bewegen.



**Abb. 5.42 Verlauf der standardisierten Sauerstoff-18-Signatur der Abflussproben sowie Durchfluss am Dreisam-Pegel; die Skalierung der Ordinaten ist bei DS-1 und DS-2 aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht identisch**

Selbst das erste Maximum bei DS-1 könnte auf den zunächst isotopisch schwereren Niederschlag zurückzuführen sein. Wie die Ergebnisse aus dem Brugga-Einzugsgebiet zeigen, könnte aber auch der Zwischenabfluss diese Reaktion bewirken. Daher werden analog zum Vorgehen in Kapitel 5.2.2 auch hier Mischungsdiagramme erstellt, wobei auf Grund der allgemein ähnlichen Gebietsreaktion nur ausgewählte Gebiete dargestellt sind (Abb. 5.43). Die Werte des Basisabflusses wurden bei Silikat (8,0 mg/l) aus dem Brugga-Einzugsgebiet übernommen und bei Sauerstoff-18 (-9,6 ‰) aus der Routinebeprobung des Dreisam-Pegels ermittelt, wobei nur die Werte während der Basisabflusszeiten im Sommer 2003 verwendet wurden. Für

den Niederschlag wurden der Mittelwert sowie Maximum und Minimum der gemessenen Niederschlagssignaturen der Station Katzensteig verwendet. Wie im Brugga-Einzugsgebiet wurde die Silikatkonzentration des Niederschlags auf 0,3 mg/l festgesetzt. Die Silikatkonzentration des Zwischenabflusses (3,2 mg/l) wurde ebenso aus dem Brugga-Einzugsgebiet übernommen wie die Methode zur Berechnung der Sauerstoff-18-Signaturen. Daher sei an dieser Stelle auf das Kapitel 5.2.2 verwiesen. Bei beiden Ereignissen zeigt sich entsprechend der absoluten Reaktion (Abb. 5.41) auch im Mischungsdiagramm eine deutlich erkennbare Änderung der Vorereigniswerte (Abb. 5.43). Bei DS-1 verursacht dabei das erste Maximum eine deutliche Änderung der Bewegungsrichtung während des Ereignisses, welche durch den Pfeil veranschaulicht wird. Die erste Teilreaktion geht dabei in Richtung der Zwischenabflusswerte, welche sich nur geringfügig unterscheiden. Die Hauptreaktion ist dagegen in etwa auf den Mittelwert des Niederschlags gerichtet.



**Abb. 5.43** Mischungsdiagramme der Isotopensignatur und der Silikatkonzentration sowie Konzentrationen der drei Komponenten Niederschlag, Basisabfluss und Zwischenabfluss ( $Q_{zw}$ ) (siehe Text); für den Niederschlag ist sowohl der Mittelwert als auch die Spanne der Niederschlagsproben dargestellt; die Pfeile verdeutlichen die Richtung der Konzentrationsänderung während des Ereignisses



Durch die Variabilität der Niederschlagssignatur kann jedoch die erste Teilreaktion auch über ein Hinzumischen von Ereigniswasser erklärt werden. Bei DS-2 gibt es nur eine Hauptrichtung, welche ungefähr auf den Mittelwert des Niederschlags zeigt. Die Werte des Zwischenabflusses befinden sich dabei fast in direkter Verbindungslinie zwischen Basisabfluss und Niederschlag, so dass nur sehr flache Mischungsdiagramme aufgespannt werden. Dadurch kann der Beitrag des Zwischenabflusses beim 2-Monatsmittel auch nicht näherungsweise quantifiziert werden. Auch bei diesem Ereignis ist der Unterschied zwischen den beiden Zwischenabflusssignaturen nicht so groß, dass einer der Mittelwerte ausgeschlossen werden kann. Das Ausschließen wird zusätzlich durch die Tatsache erschwert, dass während des Ereignisses sowohl Niederschlagswasser als auch Zwischenabfluss im Gerinne zu erwarten ist. Bei sehr unterschiedlich großen Anteilen der „end member“ kann aber der Beitrag einer Komponente durch den einer anderen maskiert werden, so dass dieser im Mischungsdiagramm (Abflusswerte) nicht mehr visuell erkennbar ist. Die Konstellationen der beiden Ereignisse zeigen also sehr gut, wie entscheidend die Annahmen und Voraussetzungen bei der Ganglinienseparation sein können, da sich jeweils ein Teil der Reaktion sowohl durch Hinzumischen von Zwischenabfluss als auch von Ereigniswasser erklären lässt. Könnte bei DS-1 z.B. durch Interzeptionsverluste oder Ähnliches ein abflusswirksamer Beitrag der ersten Millimeter Niederschlag ausgeschlossen werden, ließe sich die erste Reaktion auf den Zwischenabfluss zurückführen. Bei DS-2 ist dagegen die Konstellation so, dass über die hier verwendeten Daten keine eindeutige Aussage dazu möglich ist. Insgesamt scheint bei beiden Ereignissen jedoch die isotopische Reaktion in erster Linie auf das Hinzumischen von Niederschlagswasser zurückzuführen zu sein. Die Tatsache, dass bei DS-2 sehr viele Proben außerhalb des Mischungsdreiecks liegen, zeigt außerdem, dass sowohl der Wert des Basisabflusses als auch der des Zwischenabflusses nicht den tatsächlichen Komponenten entspricht.

Wie bei der Analyse der Isotopendaten im Brugga-Einzugsgebiet ist auch hier festzustellen, dass eine Erklärung der Abflusswerte über die Mischung von drei zum Teil indirekt ermittelten Abflusskomponenten nur unter günstigen Umständen möglich ist. Dies macht deutlich, dass das Verständnis und die Messung der unterirdischen Abflusskomponenten noch Defizite aufweisen. Des Weiteren ist auch die Bestimmung der abflusswirksamen Niederschlagssignatur über die gemessene Niederschlagsvariabilität noch nicht ausgereift, da insbesondere die mittlere Zeitdifferenz zwischen Zeitpunkt des Niederschlags und dem Abfließen dieses Niederschlags im Gerinne für ein Teilgebiet nur durch eine Verteilungsfunktion abgeschätzt werden kann und daher schwer zu bestimmen ist. Außerdem wird sowohl beim „incremental mean“ (MCDONNELL ET AL. 1990) als auch beim „incremental intensity mean“ (MCDONNELL ET AL. 1990), bei dem zusätzlich die Niederschlagsintensität berücksichtigt wird, nur schrittweise aufsummiert. Der zuerst gefallene Niederschlag wird jedoch nicht ab einem gewissen Zeitpunkt als abgeflossen und daher nicht mehr abflusswirksam betrachtet. Auch MCDONNELL ET AL. (1990) betonen, dass die Auswahl der Berechnungsmethode für die Niederschlagssignatur jeweils unter Berücksichtigung der hydrologischen Gebietskenntnis und der Niederschlagsverteilung während des Ereignisses erfolgen sollte. Nur so könne die bestimmte Niederschlagssignatur dem Gebiet und der Niederschlagscharakteristik gerecht werden.

Die Auswertung der Isotopendaten im Dreisam-Einzugsgebiet hat systematische Unterschiede in der isotopischen Reaktion von DS, WA und RB im Vergleich mit den übrigen Gebieten gezeigt. Jedoch war auch festzustellen, dass bei vergleichsweise homogenem Gebietsniederschlag die Unterschiede zwischen den Gebieten allgemein relativ gering sind. Da neben Unterschieden in der Gebietsgröße, der mittleren Einzugsgebietshöhe und der Topographie auch

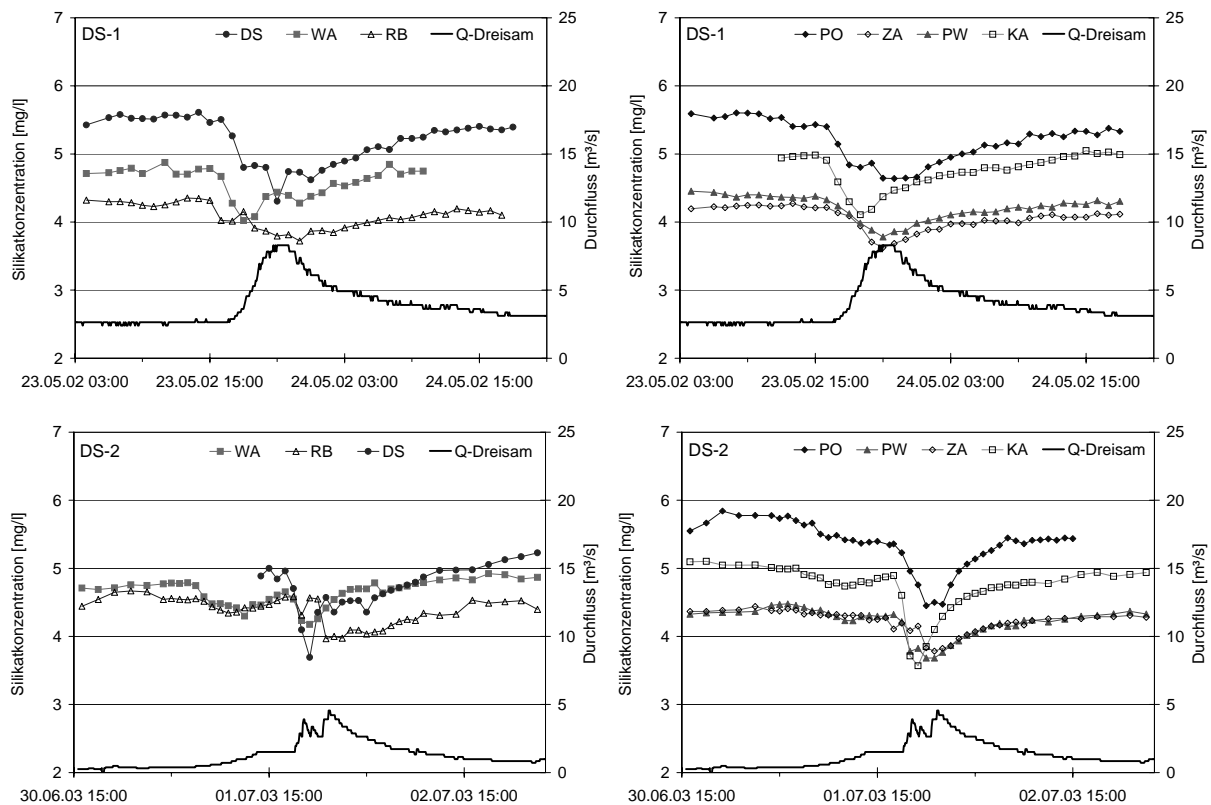
Unterschiede im Gebietsniederschlag und der Isotopensignatur berücksichtigt werden müssen, ist es schwer möglich, die Reaktionsunterschiede auf eine Ursache zu reduzieren. Insbesondere die Einflüsse der Einzugsgebietsskala sind schwer von den anthropogenen Einflüssen durch Versiegelung zu trennen. So sind die beobachteten Unterschiede bei DS, WA und RB vermutlich auf eine schnelle Ereigniswasserkomponente aus den Siedlungs- und Straßenflächen zurückzuführen. Die Auswertung der Mischungsdiagramme zeigte die Schwierigkeiten, die bei der indirekten Bestimmung der „end member“-Konzentrationen auftreten. Daher ist es erstaunlich, dass trotz der räumlichen Heterogenität der Niederschlags-, Vorereignis- und Zwischenabflusssignatur sowie den naturräumlichen Gebietsunterschieden die Unterschiede der isotopischen Gebietsreaktion vergleichsweise gering sind.

### *Silikat*

Auch bei der Ereignisbeprobung im Dreisam-Einzugsgebiet wurde für alle Proben die Silikatkonzentration bestimmt (Abb. 5.44). Die Vorereigniskonzentrationen liegen bei beiden Ereignissen zwischen 4 mg/l und 6 mg/l und sind damit mit denen des Brugga-Einzugsgebiets vergleichbar. Bei DS-1 liegen die Werte etwas niedriger, was auf die deutlich höhere Vorfeuchte zurückzuführen ist. Trotz dieser Vorfeuchteunterschiede sind die Differenzen dennoch vergleichsweise gering. In allen Gebieten ist eine Abnahme der Silikatkonzentrationen während des Durchgangs der Abflusswelle festzustellen.

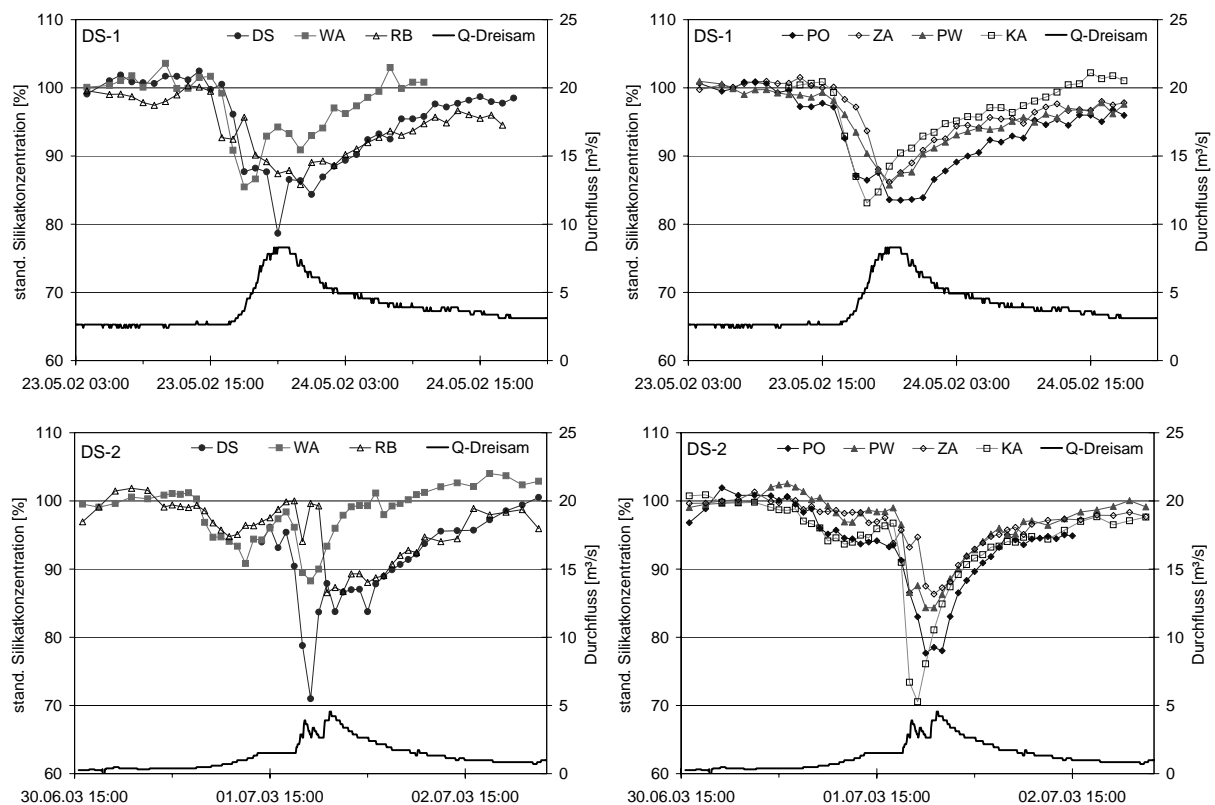
Während des ersten Ereignisses zeigen die Gebiete PW, ZA und KA eine vergleichbare Reaktion, bei der nur das Minimum von KA deutlich früher erreicht wird und auch der Wiederanstieg entsprechend früher beginnt. Die Reaktionen von DS, WA, RB und PO sind bei diesem Ereignis sehr ähnlich und durch zwei mehr oder weniger stark ausgeprägte Minima gekennzeichnet. Im Gegensatz zu den Isotopen ist PO hier bei Silikat der Gruppe DS, WA und RB zuzuordnen. Das erste Minimum wird in dieser Gruppe jeweils sehr früh, vergleichbar mit dem von KA erreicht. Das zweite Minimum ist bei WA deutlich geringer ausgebildet als das erste, der Zeitpunkt ist jedoch mit dem von DS, PO und RB vergleichbar. Sehr ähnlich sind die Reaktionen von DS und PO, wobei bei DS die Ausbildung des zweiten Minimums nicht so deutlich ist wie bei PO. Dadurch bildet sich ein abgeflachtes, breites Minimum aus. Inwieweit die einzelne Probe mit deutlich geringerer Silikatkonzentration kausal interpretiert werden kann, ist auf Grund möglicher Störungen bei der Probennahme und der Analyse schwer zu beurteilen.

Bei DS-2 zeigen sich ebenfalls große Ähnlichkeiten in der Silikatreaktion zwischen den Gebieten ZA, PW und KA. Auch hier wird das Minimum von KA früher erreicht. Außerdem ist die Amplitude der Silikatkonzentrationen bei KA größer. Erstaunlich ist der fast identische Verlauf der Silikatkonzentrationen von PW und ZA. Bei diesem Ereignis ist das einzelne Minimum von PO spitzer ausgebildet und ist daher eher der Gruppe ZA, PW und KA zuzuordnen. Die Bewertung der Reaktion von DS ist bei diesem Ereignis erschwert, da die Probennahme erst kurz vor dem Hauptminimum einsetzt. Dieses ist sehr spitz ausgebildet und zeitlich mit dem von WA identisch. Der Abfall der Silikatkonzentration bei RB erfolgt im Vergleich zu den anderen Gebieten verspätet. Auch bei dem Vergleich mit der Abflussganglinie von RB zeigt sich, dass der Rückgang der Werte erst nach dem Durchflussmaximum erfolgt. Die Ursache für dieses Verhalten bleibt unklar, da die Reaktion von RB sowohl bei DS-1 als auch beim ersten Abflussanstieg bei DS-2 zeitlich im Bereich der übrigen Gebiete liegt.



**Abb. 5.44 Verlauf der Silikatkonzentrationen in den Teileinzugsgebieten der Dreisam während der zwei Niederschlagsereignisse DS-1 und DS-2**

Der Vergleich der Gebiete wird durch die standardisierte Darstellung der Silikatkonzentrationen erleichtert (Abb. 5.45). Mit Ausnahme von DS (DS-2) wurden jeweils die Vorereigniskonzentrationen als 100 % definiert. Bei DS (DS-2) wurde mangels Vorereigniswert der höchste Wert des Wiederanstiegs als 100 % festgelegt, wobei dieser allerdings noch unter dem Vorereigniswert von DS-1 liegt und es daher wahrscheinlich ist, dass die relative Konzentrationsabnahme unterschätzt wird. Bei DS-1 sind die Unterschiede zwischen den Gebieten, insbesondere zwischen PO/DS und PW/ZA, vergleichsweise gering. Dies stimmt gut mit den Ergebnissen der Isotopenauswertung überein. Hier ist der relativ homogene Gebietsniederschlag ursächlich. Allerdings zeigen die größeren Gebiete RB, PO, WA und DS zu Beginn der Reaktion jeweils einen stärkeren Konzentrationsabfall als die übrigen Gebiete. Teilweise bildet sich ein kleines primäres Minimum aus, auf das ein ausgeprägteres sekundäres folgt. Ursache hierfür ist vermutlich schneller Oberflächenabfluss aus gewässer- und pegelnahen Siedlungs- und Straßenflächen. Das sekundäre Minimum wird dagegen wahrscheinlich aus einer Mischung von Oberflächenabfluss und Zwischenabfluss verursacht, welche auch in weiter entfernt liegenden Teilen des Einzugsgebiets entsteht und daher etwas verzögert ihr volumetrisches Maximum am Pegel erreicht. Das frühzeitige Erreichen bei KA ist auf die geringe Einzugsgebietsgröße und die damit verbundene schnelle Abflusskonzentration zurückzuführen. Allerdings ist dieser Unterschied zwischen den größeren und kleineren Gebieten bei den Isotopen nicht so deutlich ausgeprägt und z.T. nur durch eine Probe belegt.



**Abb. 5.45 Verlauf der standardisierten Silikatkonzentrationen in den Teileinzugsgebieten der Dreisam während der zwei Niederschlagsereignisse DS-1 und DS-2**

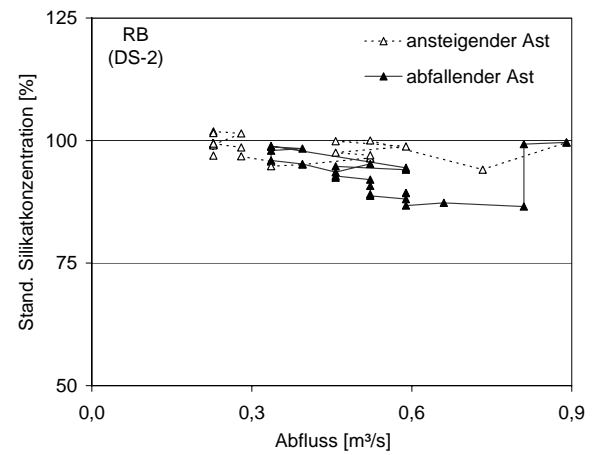
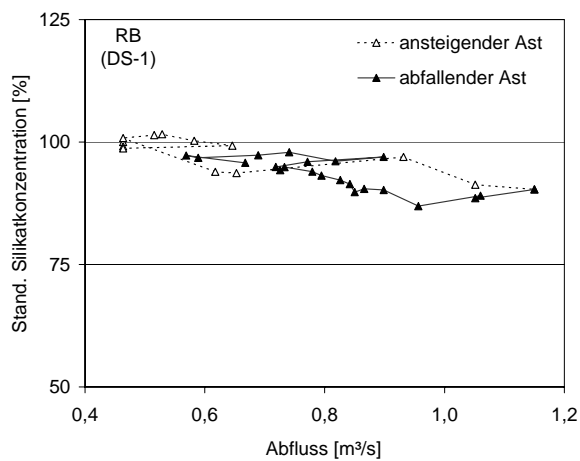
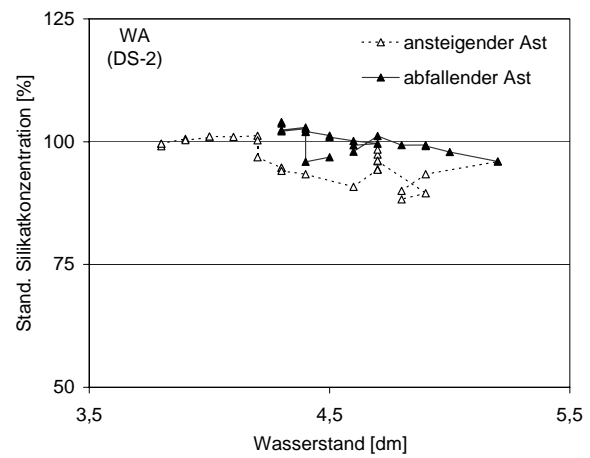
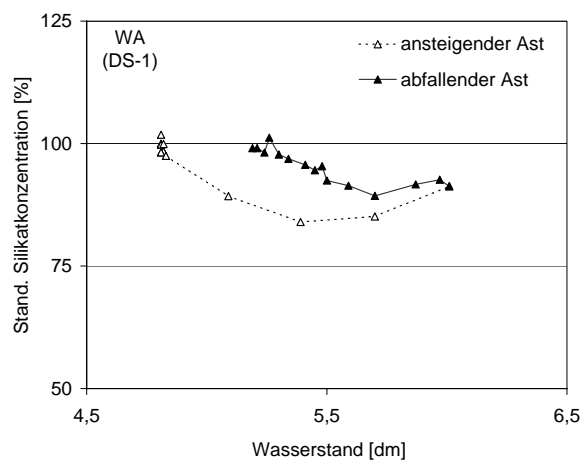
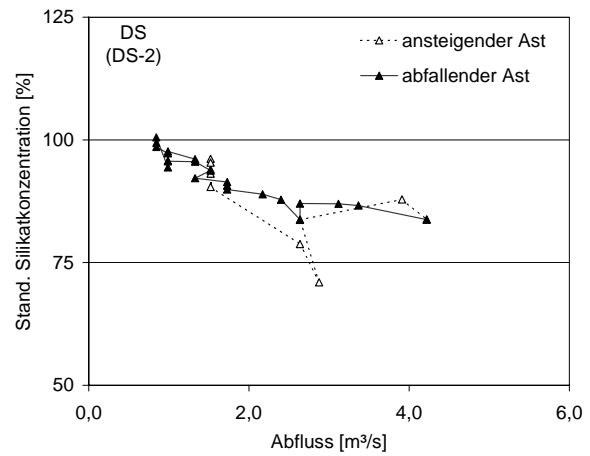
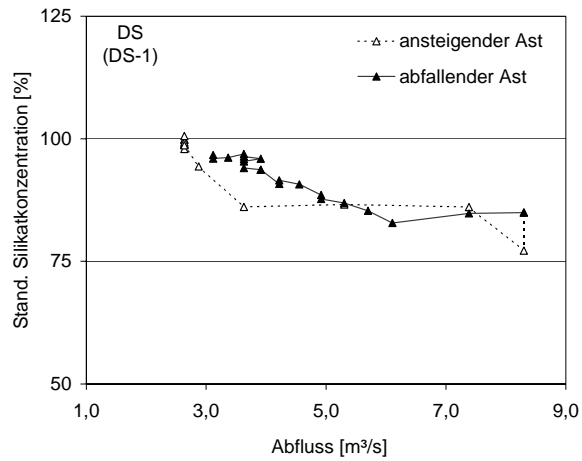
Die Silikat-Minima der Teilgebiete liegen in einer Spanne von ca. 5 Prozentpunkten und sind somit vergleichsweise ähnlich. Eine Abhängigkeit von der Einzugsgebietsgröße besteht daher in Bezug auf diesen Parameter nicht. Die größten Unterschiede treten bei der Reaktion von WA auf, welche durch ein sehr frühes Minimum und einen sehr raschen Wiederanstieg gekennzeichnet ist. Eine mögliche Ursache für diese Abweichungen könnte sein, dass bei WA die Abflussreaktion insgesamt geringer ausfällt, was allerdings auf Grund der fehlenden Abflussdaten nicht belegbar ist. Die ausgeprägte Reaktion der Sauerstoff-18-Signaturen zeigt aber, dass dennoch ein vergleichsweise hoher Ereigniswasseranteil erreicht wird. Daher liegt die Vermutung nahe, dass sich der Zwischenabfluss hydrochemisch weniger stark vom Basisabfluss unterscheidet. Die in den anderen Gebieten durch den Zwischenabfluss verursachte Abnahme der Silikatkonzentrationen fiel dadurch bei WA deutlich geringer aus, was sich durch den schnellen Wiederanstieg ausdrückt. Ursache für die geringeren Unterschiede zwischen Basis- und Zwischenabfluss könnte eine geringere Fließgeschwindigkeit des Zwischenabflusses auf Grund mächtigerer und weniger durchlässiger Deckschichten sein, welche zu einer allgemein höheren Mineralisierung dieser Komponente führt (vgl. Kap. 2.1).

Bei DS-2 ist, wie beschrieben, die Heterogenität des Gebietsniederschlags in Bezug auf Intensität und Niederschlagssumme durch den konvektiven Charakter größer (Abb. 5.45). Insbesondere für KA ist von einer höheren Niederschlagssumme auszugehen. Dort wird neben DS die stärkste prozentuale Abnahme der Silikatkonzentration erreicht. Eine etwas geringere Abnahme tritt bei PO auf, während die Minima der restlichen Gebiete ungefähr vergleichbar sind. Mit einer Spanne von rund 15 Prozentpunkten sind die Unterschiede zwischen den Ge-

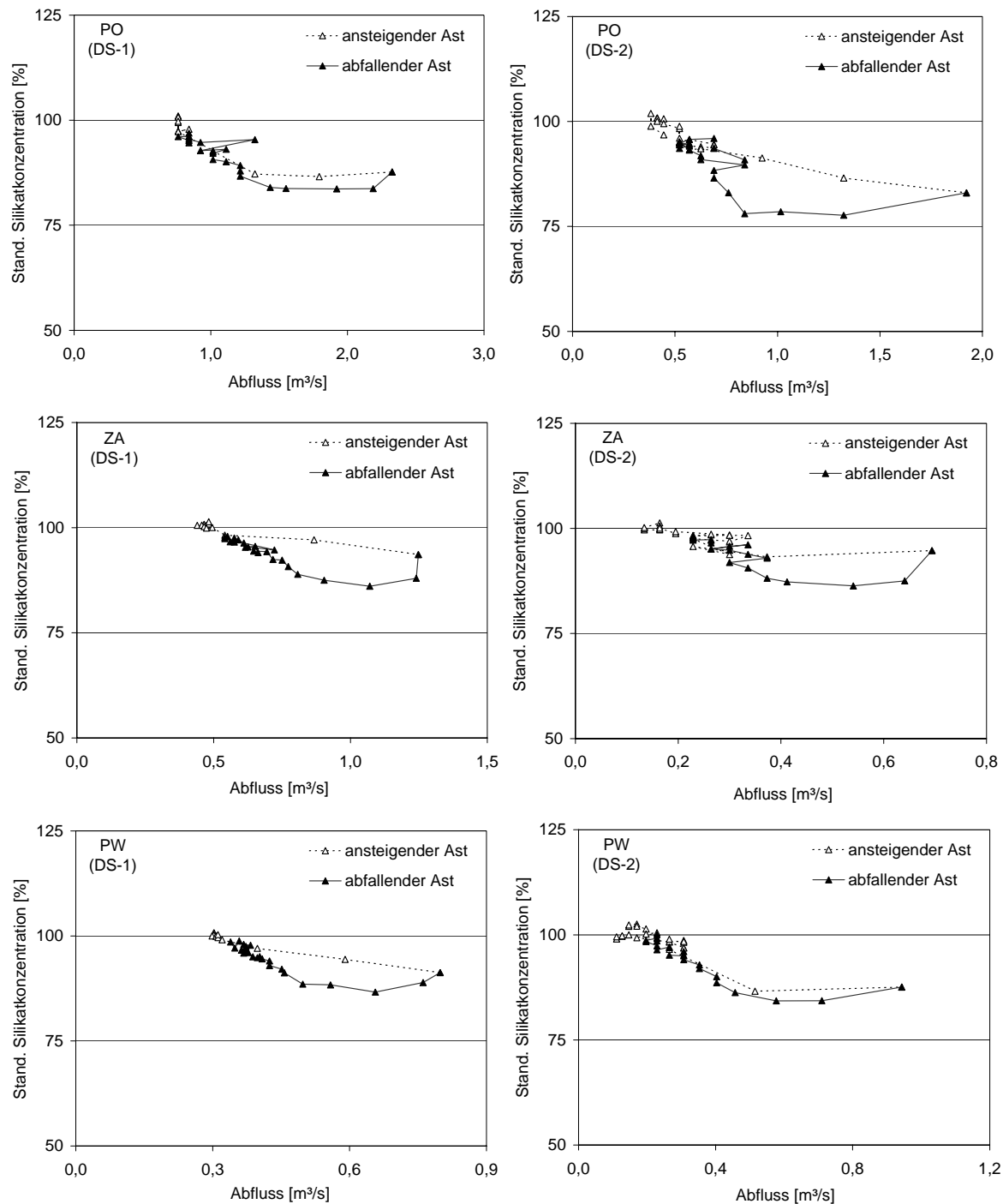
bieten in Bezug auf diesen Parameter deutlich größer als bei DS-1. Auffällig ist, dass auch hier die Minima von DS und WA ungefähr zeitgleich mit dem des kleinsten Gebiets KA erreicht werden. Dennoch unterscheiden sich DS und WA deutlich. Nach Erreichen des Minimums erfolgt bei WA ein schneller Wiederanstieg. Da auch bei diesem Ereignis die Isotopenwerte eine deutliche Reaktion zeigen, ist von ähnlichen Zusammenhängen wie bei DS-1 auszugehen. Bei DS hingegen zeigt sich nach einem ersten schnellen Wiederanstieg eine deutlich verlangsamte Zunahme der Silikatkonzentration, welche mit den übrigen Gebieten vergleichbar ist. Auch hier ist anzunehmen, dass pegelnaher schneller Oberflächenabfluss aus Siedlungs- und Straßenflächen zu der ersten raschen und starken Konzentrationsabnahme führt, während die eigentliche Gebietsreaktion auf Grund der Abflusskonzentration mit gewissem Zeitverzug folgt. Dies wird auch durch die Isotopenwerte untermauert, die bei DS ebenfalls ein sehr spitzes Maximum zeigen. Die Unterschiede im Minimum zwischen PO und PW zeigen sich allerdings nicht bei Sauerstoff-18. Lediglich bei KA weisen auch die Isotopenwerte ein höheres Maximum im Vergleich zu PO auf. Da aber KA, PW und PO ineinander verschachtelt sind, wäre bei höherem Niederschlag im Bereich von KA eine von KA nach PO abnehmende Reaktion zu erwarten. Auch hier könnte ein höherer Anteil aus versiegelten Flächen zu der stärkeren Reaktion der Silikatwerte von PO führen. Die verspätete Reaktion von RB bleibt ungeklärt. Zwar wird das Niederschlagsmaximum des Hauptereignisses bei RB im Vergleich zu KA ca. 15 min später erreicht und auch die Niederschlagssumme fällt geringer aus, jedoch führt dies in der Regel zu einer schwächeren, nicht aber zu einer verspäteten Reaktion. Auch bei ZA beginnt die Konzentrationsabnahme leicht verspätet, was sich ebenfalls nicht mit der Reaktion der Abflusswerte (Abb. 5.39) erklären lässt. Die Reaktion von ZA überrascht, weil die Reaktionen von PW und ZA sonst fast identisch sind. Gebietsunterschiede gibt es auch bei der Reaktion auf den ersten Teil des Niederschlags. Während bei PW und ZA die Konzentrationsabnahme geringer ist, zeigt sich bei allen anderen Gebieten eine sehr ähnliche Reaktion. Auch diese Unterschiede werden bei den Isotopenwerten nicht deutlich.

Eine weitere Möglichkeit die Gebietsreaktion der Silikatwerte zu untersuchen, ist die Erstellung von Abfluss/Konzentrationsdiagrammen (z.B. HOOPER ET AL. 1990, SHANLEY & PETERS 1993), bei denen die Konzentrationen von Wasserinhaltsstoffen gegen den Abfluss zur Zeit der Probennahme aufgezeichnet werden. Dabei bilden sich häufig Hystereseschleifen, d.h. die Stoffkonzentrationen sind bei gleichem Abfluss im ansteigenden Ast der Hochwasserwellen höher oder niedriger als im abfallenden Ast. Ursache für diese Hysterese können die zeitlich differierende Ereignisreaktion oder die unterschiedliche hydrochemische Zusammensetzung der Abflusskomponenten sein (EVANS & DAVIES 1998) sowie zeitvariante Konzentrationen dieser Abflusskomponenten (HORNBERGER ET AL. 2001). Für alle Teilgebiete außer KA und für beide Ereignisse wurden Abfluss/Konzentrationsdiagramme erstellt (Abb. 5.46). Bei WA wurden auf Grund der erwähnten Probleme mit dem Pegel die unkorrigierten Wasserstände verwendet. Dies führt durch die in der Regel nichtlineare Wasserstands/Abfluss-Beziehung zu einer gewissen Verzerrung im Vergleich zur Darstellung der wirklichen Abflüsse, für eine Charakterisierung der Hystereseeffekte ist diese Näherung dennoch tauglich.

Ähnlich wie die Ergebnisse des direkten Vergleichs der Silikat-Graphen (Abb. 5.44) lassen sich auch bei dieser Darstellung die Gebietsreaktionen in Gruppen unterteilen. Eine Gruppe bilden die Gebiete PO, ZA und PW. Bei ihnen sind entweder Hysteresen im Uhrzeigersinn oder gebogene Kurvenverläufe mit nur sehr geringer Hysterese festzustellen. Dabei treten die beiden Formen unabhängig vom Ereignis und vom Messpunkt auf (gebogener Verlauf bei PO/DS-1 und PW/DS-2).



Fortsetzung der Abbildung auf der nächsten Seite



**Abb. 5.46 Wasserstands/Konzentrationsdiagramm (WA) und Abfluss/Konzentrationsdiagramme der Ereignisse DS-1 und DS-2**

Auf Grund des schnellen Anstiegs ist die Anzahl der Proben im ansteigenden Ast, vor allem bei höheren Abflüssen, häufig gering. Dennoch ist die Reaktionsform praktisch in allen Fällen deutlich belegt. Eine weitere Gruppe bilden die Gebiete DS und RB, bei denen sich ansteigender und abfallender Ast in Form einer Acht kreuzen, insgesamt aber eher geringe Konzentrationsunterschiede zwischen beiden Ästen aufweisen. In Abbildung 5.46 entstehen da-

durch eher langgestreckte Graphen. Allerdings ähnelt bei RB/DS-2 der Bereich der hohen Abflüsse den Hystereseschleifen der Gebiete PO, ZA, PW. Dies stimmt damit überein, dass sich die Reaktion von RB bei DS-2 etwas stärker von der der Gebiete DS und WA unterscheidet. WA bildet dagegen mit deutlich gegen den Uhrzeigersinn verlaufenden Hystereseschleifen eine Ausnahme. Dort liegen also die Silikatkonzentrationen im ansteigenden Ast niedriger als im abfallenden. Insgesamt konnte also durch den Vergleich der Abfluss/Konzentrationsdiagramme die Klassifizierung der Silikatreaktion bestätigt werden.

Die Frage nach den Ursachen dieser unterschiedlichen Reaktionen ist nicht einfach zu beantworten. EVANS & DAVIES (1998) führen die Form der Hystereseschleifen auf die relativen Konzentrationen der verschiedenen Abflusskomponenten zurück. Dazu gehen sie von einem System mit drei Abflusskomponenten aus, bei dem das Oberflächen-Ereigniswasser die schnellste Reaktion zeigt, gefolgt vom Maximum des Grundwassers, während die Bodenwasserkomponente als letzte ihr Maximum erreicht. Unter diesen Annahmen wäre die Reaktion von WA durch ansteigende Silikatkonzentrationen in der Reihenfolge Oberflächenabfluss, Bodenwasser, Grundwasser verursacht. Im Gegensatz dazu wäre die Reihenfolge bei der Gruppe PO, ZA, PW Bodenwasser, Oberflächenabfluss, Grundwasser. Über die Graphen von DS und RB sind dagegen keine Aussagen möglich. Sowohl in Bezug auf die Annahmen als auch in Bezug auf die Ergebnisse ist dieses Verfahren im Dreisam-Einzugsgebiet nicht anwendbar. So konnten HOEG ET AL. 2000 zeigen, dass der Zwischenabfluss, der hier der Bodenwasserkomponente entspricht, im Gebiet ZA sehr schnell reagiert und daher die Annahme eines im Vergleich zum Grundwasser verzögerten Maximums des Zwischenabflusses zumindest für die Gruppe PO, ZA, PW nicht zutrifft. Dadurch ist auch die Aussage über die Konzentrationsabfolge innerhalb dieser Gruppe nicht gültig. Allerdings ist auch die sich aus der Theorie von EVANS & DAVIES (1998) ergebende Konsequenz, dass bei PO, ZA, PW die Silikatkonzentrationen im Zwischenabfluss geringer als die im Oberflächenabfluss sind, unplausibel, da auf Grund der Natur der Silikatlösung für den Oberflächenabfluss geringere Konzentrationen als für den Zwischenabfluss anzunehmen sind (WELS ET AL. 1991, HINTON ET AL. 1994). Für das Gebiet WA könnten jedoch die Annahmen von EVANS & DAVIES (1998) wie auch die daraus abgeleitete Konzentrationsreihenfolge gültig sein, da unter Umständen die Geschwindigkeit des Zwischenabflusses auf Grund weniger durchlässiger Hangsedimente verringert ist und so auch die Konzentrationsreihenfolge plausibel ist.

Eine weitere Erklärung für das Entstehen von Hystereseschleifen geben HORNBERGER ET AL. (2001). Im Gegensatz zu EVANS & DAVIES (1998) stellen sie zeitinvariante Konzentrationen des Bodenwassers bzw. des Zwischenabflusses ähnlich wie BONELL (1998) in Frage. Über die Modellierung eines 3-Komponentensystems, bei dem die Silikatlösung vereinfacht berücksichtigt wird, können sie zeigen, dass die Form der Hystereseschleifen vom Verhältnis einer chemischen Zeitkonstante zu einer hydrologischen Zeitkonstante abhängt. Die chemische Zeitkonstante spiegelt dabei die Lösungskinetik wider, während die hydrologische Zeitkonstante ein Maß für die Schnelligkeit der „Ausspülung“ der gelösten Stoffe aus einem System ist. Besonders für Gebiete mit schnellem Zwischenabfluss, bei denen sich zum Teil aufgesetzte Grundwasserkörper bilden, kann die Silikatlösung die Ausspülung durch den schnellen Zwischenabfluss unter Umständen nicht kompensieren, was dann zu Hystereseschleifen im Uhrzeigersinn führt. Diese Theorie würde damit sowohl die Reaktion der Gruppe PO, ZA, PW erklären, bei der von sehr schnellem Interflow auszugehen ist, als auch die Reaktion von WA, wo eine geringere Geschwindigkeit des Zwischenabflusses möglich erscheint. Hinzu kommt, dass eine geringere Geschwindigkeit des Zwischenabflusses auch zu geringeren Unterschieden in den Silikatkonzentrationen von Basis- und Zwischenabfluss führen kann. Dies



würde zusätzlich den schnellen Wiederanstieg nach Rückgang der Oberflächenkomponenten begünstigen. Da aber neben den absoluten Konzentrationen, der zeitlichen Variabilität und den Anteilen der Abflusskomponenten auch anthropogene Einflüsse wie Einleitung von Straßen- und Siedlungsflächenabfluss ins Gerinne Auswirkungen auf die Form der Hystereseschleifen haben, sind die Ursachen und Zusammenhänge hier nicht eindeutig zu klären. Dennoch gibt es deutliche Hinweise darauf, dass sich die Anteile oder die Geschwindigkeit des schnellen Zwischenabflusses bei WA von denen der anderen untersuchten Gebiete unterscheiden. Die schnelle Reaktion lässt aber zusätzlich einen anthropogenen Einfluss vermuten.

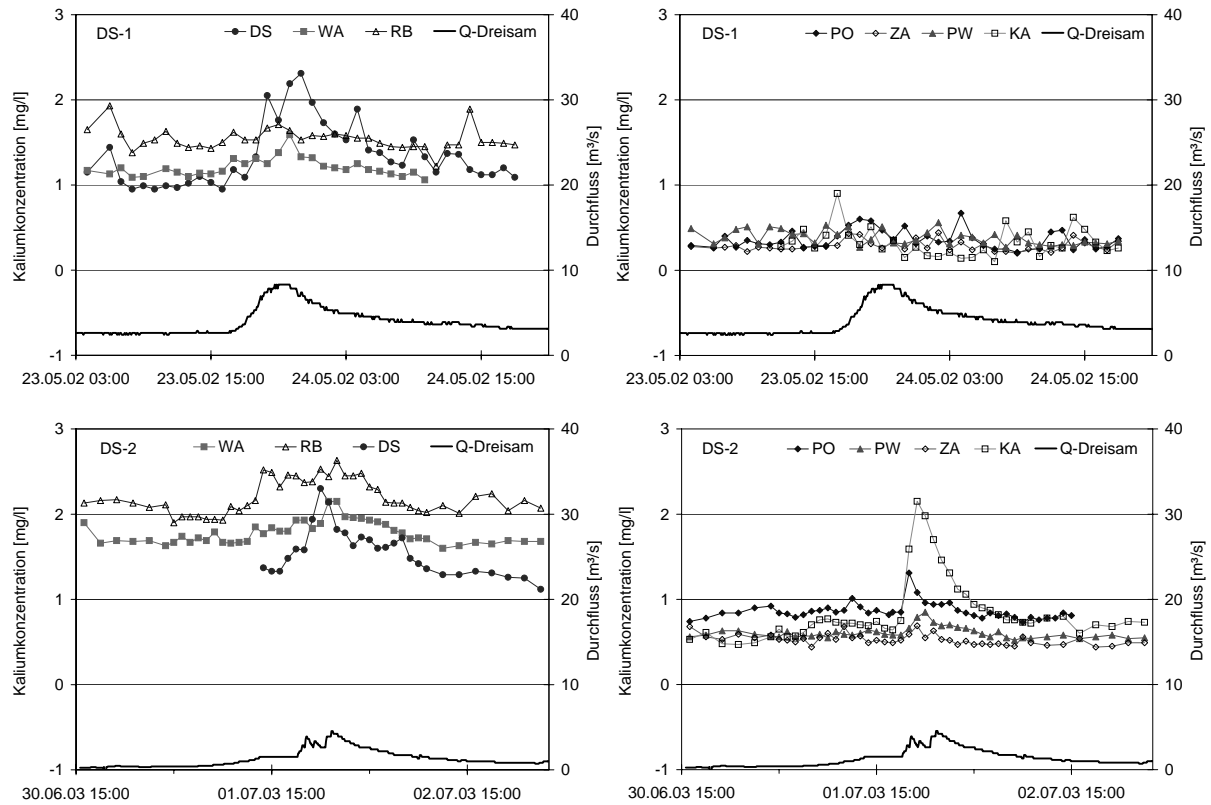
Insgesamt weisen die Ergebnisse der Silikatauswertung große Übereinstimmung mit den Isotopendaten auf. So lassen sich auch über Silikat beim ersten Ereignis systematische Unterschiede in Form der doppelten Minima zwischen DS, WA, RB und PO und den übrigen feststellen. Wie bei den Isotopen lässt diese Reaktion auf einen schnellen Beitrag von Ereigniswasser aus Siedlungs- und Straßenflächen schließen. Unterschiede auf Grund einer anderen Verteilung der dominanten Abflussbildungsprozesse lassen sich dagegen für die Gebiete ZA, PW und KA nicht nachweisen. Die Zuordnung von PO zu der Gruppe DS, WA und RB ist nicht eindeutig, da es Unterschiede zwischen den beiden Ereignissen gibt und die Hystereseschleifen größere Ähnlichkeiten mit ZA, PW und KA zeigen. Auch bei den Isotopen war die Reaktion eher mit letzteren vergleichbar. Vermutlich ist der Einfluss der versiegelten Flächen bei PO noch nicht ausreichend groß, um bei der deutlichen Ereignisheterogenität eine eindeutige Zuordnung zu ermöglichen. Der Verlauf der Isotopensignaturen lässt sich direkt mit dem der Silikatkonzentrationen nur eingeschränkt vergleichen, da die isotopische Reaktion stark von der Niederschlagssignatur bestimmt wird. Außerdem sind die Gebietsunterschiede bei Sauerstoff-18 allgemein geringer, was u.U. auf die geringere Sensitivität dieses Tracers unter den gegebenen Randbedingungen hinweist. Der signifikant schnellere Wiederanstieg der Silikatkonzentrationen bei WA ist auf eine unterschiedliche Verteilung oder Geschwindigkeit der dominanten Abflussbildungsprozesse zurückzuführen. Jedoch zeigt die mit den anderen Gebieten vergleichbare schnelle erste Reaktion, dass die Unterschiede nicht in Bezug auf die schnell reagierenden Flächen bestehen.

Die beobachteten Unterschiede zwischen den Gebieten lassen sich zusammenfassend in zwei Gruppen unterteilen. Zum einen sind dies bei WA beobachtete Abweichungen in Bezug auf die natürlichen Abflussbildungsprozesse und Abflusskomponenten. Zum anderen werden die bei den größeren Gebieten auftretenden Phänomene vermutlich durch anthropogene Einflüsse (Versiegelung, Kanalisation) verursacht.

### *Kalium*

Die Auswertung der Kaliumkonzentrationen erfolgt insbesondere im Hinblick auf einen Vergleich mit den Silikatdaten. Abbildung 5.47 zeigt den Verlauf der Kaliumwerte während der beiden Ereignisse. Bei beiden Ereignissen bilden die Vorereigniskonzentrationen zwei Gruppen. Die erste Gruppe sind die Gebiete PO, ZA, PW und KA mit Werten unter 1 mg/l. Die Unterschiede zwischen diesen Gebieten bezüglich der Vorereigniskonzentration sind gering. Die andere Gruppe bilden die Gebiete DS, WA und RB mit Konzentrationen zwischen 1 mg/l und 2 mg/l, wobei RB die höchsten Werte aufweist, gefolgt von WA und DS. Die Unterschiede bzgl. der Vorereigniskonzentration wurden auch bei der Stichtagsbeprobung im Dreisam-Einzugsgebiet beobachtet (vgl. Kap. 5.2.1). Hierfür kommen mehrere Komponenten als Ursache in Frage. So führt die Ausbringung von Streusalz auch zu einem erhöhten Eintrag von Kalium (LEHMANN, 2000). Da höhere Kaliumwerte allerdings auch in Gebieten mit geringen

Straßenanteilen auftreten, sind außerdem Einflüsse der Geologie sowie der Hangsedimenttypen zu vermuten. Einen weiteren Einfluss bildet die Landnutzung, insbesondere die Intensität der landwirtschaftlichen Aktivität. Im Vergleich zu den Kaliumdaten aus dem Brachte-Einzugsgebiet ist die Heterogenität der Vorereigniskonzentrationen dennoch vergleichsweise gering.

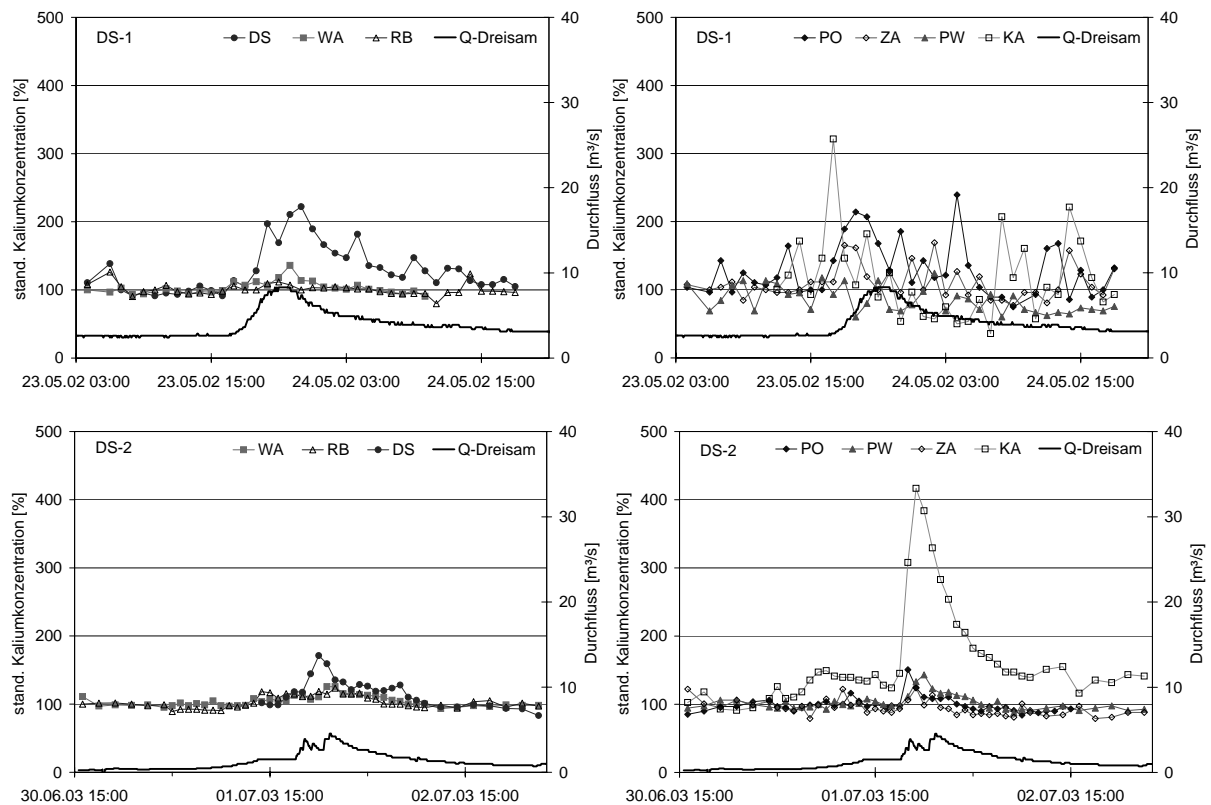


**Abb. 5.47 Verlauf der Kaliumkonzentrationen während der Ereignisse DS-1 und DS-2**

Beim Ereignis DS-1 ist insbesondere die Reaktion der Gebiete PO, ZA, PW und KA verhältnismäßig gering und durch eine hohe Streuung gekennzeichnet. Zwar sind abgesehen von PW bei all diesen Gebieten leichte Konzentrationsanstiege festzustellen, jedoch ist der Anstieg im Verhältnis zur Streuung sehr gering. Geringe Reaktionen sind ebenfalls bei RB und WA festzustellen, wohingegen DS einen sehr deutlichen Konzentrationsanstieg aufweist. Bei DS-2 ist die Streuung der Kaliumkonzentrationen vor allem bei PW, PO, ZA und KA deutlich geringer. Dadurch ist bei PO, PW und KA der systematische Konzentrationsanstieg leichter zu erkennen. Im Gegensatz zu PO, PW und ZA weist KA bei DS-2 einen wesentlich höheren Anstieg auf als bei DS-1. Der Anstieg von RB ist bei DS-2 etwas stärker ausgeprägt, bei WA und DS dagegen etwas schwächer als bei DS-1.

Die standardisierte Darstellung (Abb. 5.48) zeigt während DS-1 die höchsten relativen Konzentrationsanstiege in den Gebieten DS, PO, ZA und KA, wobei das Maximum bei KA nur durch einen Wert belegt wird und auch durch die hohe Streuung relativiert wird. Die relativen Anstiege von WA, PW und RB sind dagegen sehr gering. Insgesamt erschwert die hohe Streuung in den Gebieten PO, ZA, PW und KA die Interpretation der Daten. Bei DS-2 sind mit Ausnahme von KA und RB die relativen Konzentrationsanstiege aller Gebiete geringer

als bei DS-1. Besonders auffällig ist dieser Rückgang bei DS. Eine Ursache hierfür kann die unterschiedliche Vorfeuchte sein. Bei geringerer Vorfeuchte ist allgemein von einem größeren Sättigungsdefizit im Oberboden sowie geringerer Füllung des Muldenspeichers auszugehen. Dies führt zu geringerem Oberflächen- oder oberflächennahen Abfluss und dadurch zu einem geringeren Anstieg der Kaliumkonzentrationen. Einflüsse sind aber auch durch die Landwirtschaft zu erwarten, wobei die Intensität der Weidenutzung bei beiden Ereignissen etwa ähnlich sein dürfte.



**Abb. 5.48 Verlauf der standardisierten Kaliumkonzentrationen während der Ereignisse DS-1 und DS-2**

Da DS-1 tendenziell vor der ersten Mahd liegt, ist eine stärkere Düngung eher unwahrscheinlich. Sie könnte jedoch ein möglicher Einfluss bei KA während DS-2 sein. Auch ein geringerer Kaliumaustrag auf Grund höherer Pflanzenaufnahme ist möglich. Mit Ausnahme von RB ist bei allen Gebieten nur ein sehr geringer Konzentrationsanstieg während des ersten Abflussanstiegs festzustellen, während bei Silikat fast überall eine signifikante Reaktion erfolgt. Dies weist daraufhin, dass die Stärke des Kaliumaustrags bzw. die Höhe des Oberflächenabflusses sehr stark an die Niederschlagsintensität gekoppelt ist. Damit werden die systematischen Vorstellungen bezüglich dieser Abflusskomponente sehr gut bestätigt, wobei diese Ergebnisse aber gleichzeitig noch einmal darauf hinweisen, dass die Abnahme der Silikatkonzentration im Dreisam-Einzugsgebiet zu einem großen Anteil durch Zwischenabfluss verursacht wird, welcher nicht zu einem Anstieg der Kaliumkonzentrationen führt. Insgesamt zeigen sich nur geringe systematische Unterschiede in Bezug auf die Reaktion der Kaliumkonzentrationen. Allgemein stärkere Anstiege sind bei DS und KA festzustellen, wohingegen die Anstiege in den übrigen Gebieten eher gering ausfallen. Allerdings ist vor allem die Streuung

bei KA zwischen den Ereignissen sehr unterschiedlich, während sie bei DS vergleichbar ist. Aussagen über Oberflächenabflussanteile sind vor allem in Bezug auf einen Ereignisvergleich möglich. Auf Grund der komplexen Wechselwirkungen bei Kalium in Bezug auf Eintrag, Umsatz, Austrag und Gerinneprozesse, ist ein quantitativer Teilgebietsvergleich jedoch nicht möglich.

## **5.2.4 Statistische Datenauswertungen**

Die Auswertung der Ereignisbeprobungen im Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiet erfolgte bisher gezielt für einzelne wichtige Parameter. Da aber alle Hauptionen analysiert wurden, ist der gesamte Datensatz wesentlich umfangreicher. Die gleichzeitige Analyse vieler Variablen ist jedoch objektiv (bei Beachtung der jeweiligen Randbedingungen) und zügig nur mit statistischen Verfahren möglich. Daher soll im Weiteren die Methode der Hauptkomponentenanalyse (vgl. Kap. 3.5.2) auf die Daten der Ereignisbeprobungen angewendet werden.

In einem ersten Schritt erfolgte die Auswertung separat für jede Messstelle und jedes Ereignis. Das Ziel dieser Methode ist der Vergleich der Messstellen und Ereignisse in Bezug auf die Reaktion aller erfassten hydrochemischen Parameter. Ist die relative Reaktion der Hydrochemie an den Messstellen bzw. während der Ereignisse sehr ähnlich, ist davon auszugehen, dass über die Hauptkomponentenanalyse die gleichen oder zumindest sehr ähnliche Komponenten extrahiert werden. Ist dagegen die Reaktion der Hydrochemie von Messstelle zu Messstelle und auch von Ereignis zu Ereignis sehr verschieden, sind nur geringe Übereinstimmungen der Komponenten zu erwarten.

Zusätzlich zu den Hauptionen und gelöster Kieselsäure (Silikat) wurde außerdem noch der Parameter „Acid Neutralisation Capacity“ (ANC) oder auch „Säureneutralitätskapazität“ hinzugenommen. Dieser wurde über die analytisch bestimmten Hauptionenkonzentrationen nach REUSS & JOHNSON (1986) errechnet (vgl. Kap. 3.1.2). Auf Grund seiner konservativen Eigenschaft, speziell der Unabhängigkeit vom CO<sub>2</sub>-Partialdruck der jeweiligen Lösung, wird ANC in vielen Studien zur Versauerungsproblematik, aber auch in Beiträgen zur Entschlüsselung von Abflusskomponenten und Fließpfaden mit Hilfe natürlicher Tracer verwendet (ARMBUSTER ET AL. 2000; CHRISTOPHERSEN ET AL. 1990a; NEAL ET AL. 1990; OGUNKOYA & JENKINS 1992; ROBSON & NEAL 1990). Allerdings ist zu berücksichtigen, dass die rechnerisch bestimmte ANC nur eine Linearkombination der Hauptionenkonzentrationen darstellt und auf Grund der künstlichen Korrelationen verstärkte Zusammenhänge zwischen den Hauptionen und ANC bei der Hauptkomponentenanalyse auftreten. Auf Grund der im Vergleich mit den einzelnen Ionen dennoch unterschiedlichen Eigenschaften der ANC als Bilanzparameter und der positiven Erfahrungen in der Literatur mit diesem Parameter wird ANC in die Hauptkomponentenanalyse mit einbezogen.

Für den oben beschriebenen Vergleich wurde für jede Messstelle und jedes Ereignis eine eigene Hauptkomponentenanalyse durchgeführt, wobei nur Komponenten mit Eigenwerten  $> 1$  extrahiert wurden. Komponenten mit Eigenwerten  $< 1$  erklären dagegen weniger als den Varianzanteil einer einzelnen Variable und werden in der Regel daher nicht extrahiert. Um die Variablen mit gleichem Gewicht in die Analyse eingehen zu lassen, wurden sie jeweils auf einen Mittelwert von null und eine Standardabweichung von eins standardisiert. Fehlende Werte wurden mit der Methode des listenweisen Fallausschlusses behandelt. Nach Extraktion der Komponenten mit Hilfe der Hauptkomponenten-Methode wurden diese anhand des „VARIMAX-Kriteriums“ rotiert. Bei PW (BRU-3) wurde nur eine Komponente mit

einem Eigenwert  $> 1$  extrahiert, so dass keine Rotation durchgeführt werden konnte. Bei den übrigen Hauptkomponentenanalysen wurden zwischen zwei und vier Komponenten extrahiert, wobei im Dreisam-Einzugsgebiet häufiger drei bzw. vier Komponenten Eigenwerte  $> 1$  aufwiesen als im Brugga-Einzugsgebiet.

Die Kommunalität, also die erklärte Varianz der einzelnen Variablen, liegt im Brugga-Einzugsgebiet im Mittel bei 0,84 bzw. 84 % (Min. 0,28; Max. 0,98), wobei die Unterschiede der Mittelwerte zwischen den Ereignissen nur sehr gering sind. Abgesehen von wenigen „Ausreißern“ lässt sich insgesamt die Varianz der Variablen sehr gut durch die Komponenten erklären. Um die hohe Anzahl der Hauptkomponentenanalysen (Brugga: 22; Dreisam: 14) besser vergleichen zu können, wurde folgendes Verfahren verwendet: Das Maximum der rotierten Komponentenladungen einer Variable innerhalb der extrahierten Komponenten wurde in tabellarischer Darstellung jeweils grau unterlegt. Es zeigt, mit welcher Komponente diese Variable am stärksten korreliert. Abgesehen von wenigen Ausnahmen, war der Unterschied zwischen der markierten maximalen Ladung und der zweithöchsten auf einem der anderen Komponenten deutlich, so dass die Lage der maximalen Ladung auf der jeweiligen Komponente belastbar interpretiert werden kann. In Tabelle 5.14 sind die Ergebnisse aller Hauptkomponentenanalysen der Ereignisbeprobungen im Brugga-Einzugsgebiet zusammenfassend dargestellt.

Eine gebiets- bzw. ereignisübergreifende Extraktion ähnlicher Komponenten wäre in dieser Darstellung an einem ähnlichen Muster der maximalen Komponentenladungen je Variable zu erkennen. Dies ist aber offensichtlich nicht der Fall (Tab. 5.14). Beim Vergleich ist zu beachten, dass eine Variable sowohl durch die Komponente, mit der sie am stärksten korreliert, als auch durch die Richtung der Korrelation (positiv, negativ) charakterisiert wird. Kalium zeigt, wie erwähnt, in der Regel Konzentrationsanstiege während der Ereignisse und verhält sich dadurch meist entgegengesetzt zu den anderen Variablen. Allerdings kann Kalium dennoch maximale Komponentenladungen bei einer Komponente aufweisen, welche vor allem Ionen mit einem Konzentrationsabfall während der Ereignisse repräsentiert. In diesem Fall sind allerdings die Komponentenladungen von Kalium negativ und zeigen dadurch, dass die anderen Variablen entgegengesetzt reagieren (z.B. BRU-2: PO, EB u. LA). Treten sowohl bei Kalium als auch bei anderen Variablen maximale positive Ladungen auf einer Komponente auf, so ist der Konzentrationsanstieg bei Kalium entweder nicht sehr ausgeprägt oder die anderen Ionen zeigen ebenfalls einen Konzentrationsanstieg. Häufig sind die maximalen Ladungen dieser Variablen vergleichsweise niedrig, so dass die jeweilige Komponente nur einen sehr geringen Teil der Variablenvarianz erklärt. Liegt Kalium dagegen „allein“ auf einer Komponente (z.B. BRU-1: PW u. LA), so ist die zeitliche Variabilität von Kalium weder positiv noch negativ mit den anderen Variablen korreliert.

Bei der Ereignisbeprobung im Brugga-Einzugsgebiet zeigen sich sowohl zwischen den Ereignissen einer Messstelle als auch zwischen den Messstellen während eines Ereignisses deutliche Unterschiede (Tab. 5.14). So sind bei BRU-1 BU, PW und LA, bei BRU-2 dagegen PW, KA und KR recht ähnlich, während sich diese Messstellen bei BRU-3 allgemein stärker unterscheiden. Vergleicht man die Ereignisse einer Messstelle, zeigen KA und EB nur geringe Unterschiede zwischen BRU-2 und BRU-3. Bei KR hingegen sind die Ereignisse BRU-1 und BRU-2 vergleichsweise ähnlich. An den übrigen Messstellen lassen sich dagegen keine deutlichen Übereinstimmungen zwischen den Ereignissen erkennen. Da die Komponenten nach der erklärten Varianz absteigend sortiert werden, ist die Zahl der Variablen, die die maximale Korrelation mit der ersten Komponente aufweisen, größer als die, die mit der zweiten Komponente am stärksten korrelieren.

**Tab. 5.14 Übersicht über die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse der Ereignisse BRU-1 bis BRU-3, getrennt für jeden Messpunkt; grau unterlegt ist die jeweils höchste Komponentenladung eines hydrochemischen Parameters innerhalb der extrahierten Komponenten, wobei nur Komponenten mit Eigenwerten > 1 extrahiert wurden**

1. Hauptk.	PO			BU			PW*			KA			EB			KR			LA			SF	
	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2
Natrium	0,33	0,25	0,33	0,49	0,98	0,16	0,96	0,90	0,80	0,94	0,60	-0,16	0,31	0,13	0,93	0,92	0,56	0,85	0,81	0,36	0,25		
Kalium	-0,16	-0,87	0,63	0,32	0,03	0,20	-0,03	-0,11	-0,68	-0,24	-0,74	-0,22	-0,77	-0,83	0,04	-0,15	-0,09	0,00	-0,68	-0,23	-0,76		
Magnesium	0,95	0,86	0,97	0,97	0,71	0,97	0,98	0,97	0,46	0,94	0,85	0,97	0,94	0,70	0,98	0,91	0,72	0,96	0,99	0,60	0,82		
Calcium	0,94	0,62	0,97	0,98	0,81	0,88	0,98	0,98	0,38	0,96	0,99	0,97	0,90	0,81	0,96	0,90	0,67	0,97	0,96	0,89	0,76		
Chlorid	0,88	0,34	0,95	0,97	0,98	0,90	0,82	-0,13	0,05	-0,05	-0,09	0,15	-0,83	0,63	0,39	-0,17	0,62	0,80	0,02	0,79	0,68		
Nitrat	0,25	0,74	0,97	0,63	0,60	0,98	0,68	0,64	0,79	0,96	0,92	-0,52	-0,17	0,11	0,41	0,81	0,94	0,87	0,92	0,95	0,90		
Sulfat	0,88	0,90	0,83	0,73	0,60	0,44	0,95	0,76	0,90	0,90	0,47	-0,46	0,87	0,94	0,84	0,85	0,97	0,92	0,89	0,94	0,23		
Silikat	0,92	0,89	0,96	0,97	0,28	0,98	0,97	0,88	0,89	0,93	0,95	-0,08	0,51	0,62	0,98	0,88	0,80	0,97	0,96	0,92	0,86		
ANC	0,50	0,09	0,87	0,81	0,63	0,12	0,94	0,97	0,13	0,89	0,94	0,95	0,91	0,55	0,93	0,80	0,48	0,82	0,83	0,51	0,03		
2. Hauptk.																							
	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2
Natrium	0,82	0,89	0,82	0,80	0,06	0,98	0,11	-0,18	0,27	-0,14	0,54	0,82	0,83	0,83	0,21	-0,04	0,81	0,43	0,43	0,90	0,89		
Kalium	-0,83	-0,06	-0,55	-0,87	-0,52	-0,18	0,98	-0,80	-0,14	0,61	-0,32	-0,77	-0,01	-0,04	0,82	-0,87	0,93	0,96	0,45	0,87	0,26		
Magnesium	0,25	0,45	0,10	-0,14	0,67	0,10	-0,12	0,18	0,83	-0,28	0,23	0,08	0,29	0,56	0,05	0,26	0,66	0,19	0,01	0,74	0,54		
Calcium	-0,07	0,68	0,04	-0,11	0,56	0,37	-0,09	0,10	0,87	-0,23	-0,09	0,00	0,36	0,49	0,06	0,23	0,72	0,14	0,01	0,38	0,62		
Chlorid	0,24	0,79	0,17	0,05	0,09	0,40	0,11	0,54	-0,49	0,89	0,96	-0,06	0,22	0,41	0,74	-0,72	0,51	0,41	0,94	0,49	0,42		
Nitrat	-0,90	0,47	0,10	0,01	0,74	0,12	0,22	0,67	-0,37	-0,18	0,14	0,63	0,81	0,85	-0,63	0,48	0,15	-0,10	-0,03	0,17	0,26		
Sulfat	0,04	0,26	0,39	0,28	0,66	0,81	-0,22	0,54	0,24	-0,01	0,32	0,66	0,31	0,14	-0,32	0,37	0,09	-0,27	0,01	-0,17	0,54		
Silikat	0,29	0,26	0,14	0,04	0,89	0,15	-0,14	0,38	0,34	-0,27	0,15	0,96	0,80	0,71	0,00	0,32	0,55	0,10	-0,17	0,36	0,44		
ANC	0,71	0,76	0,13	0,06	0,43	0,65	-0,05	-0,18	0,98	-0,31	-0,16	-0,07	0,32	0,70	0,21	0,12	0,85	0,46	-0,01	0,83	0,85		
3. Hauptk.	n. extr.			n. extr.			n. extr.			n. extr.			n. extr.			n. extr.			n. extr.			n. extr.	
	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2
Natrium																							
Kalium																							
Magnesium																							
Calcium																							
Chlorid																							
Nitrat																							
Sulfat																							
Silikat																							
ANC																							

n. extr.: Hauptkomponente nicht extrahiert

\* bei BRU-3 nur ein Eigenwert > 1

Allerdings treten alle Variablen sowohl auf der ersten als auch auf der zweiten Komponente auf, wobei jedoch Magnesium, Calcium, Sulfat und Silikat häufiger auf der ersten Komponente auftreten (17 bis 19-mal) als die anderen Variablen. Kalium und Natrium treten am seltensten auf der ersten Komponente (8 bzw. 11-mal), wohingegen Chlorid, Nitrat und ANC nur wenig häufiger auf der ersten Komponente (12 bis 14-mal) als auf der zweiten Komponente liegen. Allgemein ist davon auszugehen, dass die Ionen, die häufig auf der ersten Komponente liegen, eine Gruppe bilden, welche sowohl untereinander als bzgl. der Ereignisse vergleichsweise ähnlich und stabil reagiert. Auf Grund der Standardisierung ist dabei die absolute Konzentration der Variablen in Bezug auf die Extraktion der Komponenten irrelevant. Mit Ausnahme von Natrium und Kalium, welche deutlich seltener auf der ersten Komponente liegen, sind die Unterschiede der Variablen bzgl. der Lage auf den Komponenten aber nicht allzu groß, was deutlich macht, dass die hydrochemische Ereignisreaktion allgemein variabel ist. Auch die räumliche Nähe oder die Einzugsgebietsgröße führt nicht zwangsläufig zu ähnlichen Komponenten. So weisen die Komponenten von KA und EB keine größeren Ähnlichkeiten auf als ein Vergleich eines dieser Gebiete mit einem beliebigen anderen Gebiet. Dabei ist zu berücksichtigen, dass hier nur die relativen Reaktionen an den einzelnen Messstellen verglichen werden. Der Zeitpunkt der maximalen oder minimalen Konzentrationen relativ zu den anderen Gebieten wird jedoch nicht berücksichtigt, da die Hauptkomponentenanalysen separat für jede Messstelle berechnet werden.

Die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse bei Anwendung auf die Daten der Ereignisbeobachtung im Dreisam-Einzugsgebiet sind in Tabelle 5.15 dargestellt. Die Randbedingungen der Hauptkomponentenanalyse sind dabei mit der Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet identisch, jedoch standen hier nur zwei Ereignisse zur Verfügung.

**Tab. 5.15 Übersicht über die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse der Ereignisse DS-1 und DS-2, getrennt für jeden Messpunkt; grau unterlegt ist die jeweils höchste Komponentenladung eines hydrochemischen Parameters innerhalb der extrahierten Komponenten, wobei nur Komponenten mit Eigenwerten > 1 extrahiert wurden**

	DS		RB		WA		PO		ZA		PW		KA	
<b>1. Hauptk.</b>	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2
Natrium	0,71	-0,03	0,15	0,96	0,76	0,90	0,32	0,31	0,65	0,82	0,64	0,76	0,31	0,10
Kalium	-0,64	-0,86	-0,05	0,89	-0,59	-0,50	-0,63	-0,21	-0,14	0,05	0,06	0,09	-0,08	-0,96
Magnesium	0,88	0,86	0,95	0,01	0,79	0,07	0,89	-0,10	0,97	0,24	0,97	0,82	0,93	0,21
Calcium	0,52	-0,26	0,95	-0,07	0,39	0,22	0,71	0,84	0,98	0,53	0,97	0,76	0,96	0,09
Chlorid	0,84	0,35	0,18	0,95	0,85	0,97	0,49	0,75	0,93	0,91	0,68	0,03	-0,07	-0,92
Nitrat	0,84	-0,70	0,31	0,94	0,88	0,46	0,89	0,92	0,72	0,84	0,80	0,52	0,06	0,90
Sulfat	0,83	0,35	0,75	-0,33	0,91	0,88	0,86	0,89	0,92	0,91	0,97	0,60	-0,06	0,77
Silikat	0,90	0,81	0,86	-0,24	0,87	0,89	0,90	0,89	0,91	0,93	0,94	0,46	0,44	0,97
ANC	-0,14	-0,29	0,91	0,00	-0,24	0,02	0,26	0,15	0,62	0,18	0,93	0,94	0,87	0,02
<b>2. Hauptk.</b>														
Natrium	0,46	0,13	0,94	-0,20	0,41	0,02	0,75	0,67	0,63	0,20	0,12	-0,06	0,13	0,74
Kalium	0,03	0,42	0,78	-0,31	0,29	-0,37	0,61	-0,09	0,89	0,07	0,99	-0,92	-0,02	0,00
Magnesium	0,34	0,32	0,21	-0,33	0,53	0,13	0,34	0,89	0,09	0,65	0,04	0,36	0,26	0,72
Calcium	0,75	0,94	0,22	0,90	0,81	0,85	0,54	0,29	0,10	0,72	0,05	0,50	0,21	0,93
Chlorid	-0,02	-0,02	0,86	-0,19	0,04	-0,04	0,41	0,15	0,12	0,29	-0,03	-0,01	-0,04	-0,05
Nitrat	0,02	0,34	0,81	-0,09	0,02	-0,62	0,09	-0,09	0,01	0,23	0,19	0,59	0,95	0,17
Sulfat	0,39	0,78	0,29	0,85	0,04	0,17	0,32	-0,01	0,18	0,27	-0,02	0,75	0,76	0,29
Silikat	0,27	-0,18	-0,24	0,71	0,15	-0,06	0,25	0,14	0,14	0,20	-0,02	0,85	0,85	0,12
ANC	0,98	0,90	0,22	0,27	0,94	0,71	0,88	0,92	0,58	0,94	0,16	0,26	-0,19	0,98
<b>3. Hauptk.</b>	n. extr.		n. extr.		n. extr.		n. extr.		n. extr.		n. extr.		n. extr.	
Natrium		0,93		0,10		0,06		0,41		0,38		0,14	0,83	
Kalium		-0,05		0,01		0,46		0,82		0,93		0,13	0,79	
Magnesium		0,18		0,90		0,88		-0,15		-0,41		-0,12	-0,06	
Calcium		0,00		0,36		0,12		-0,08		0,11		0,11	0,02	
Chlorid		0,90		0,05		-0,04		0,41		-0,13		0,98	-0,05	
Nitrat		0,51		-0,13		0,05		0,04		0,22		0,17	-0,07	
Sulfat		0,13		-0,14		-0,31		-0,27		-0,16		0,04	0,46	
Silikat		0,48		-0,17		0,25		-0,30		-0,06		0,04	-0,02	
ANC		0,06		0,95		0,68		-0,07		0,24		-0,05	0,40	
<b>4. Hauptk.</b>	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.
Natrium													0,23	
Kalium													-0,33	
Magnesium													0,04	
Calcium													-0,02	
Chlorid													0,94	
Nitrat													-0,13	
Sulfat													0,26	
Silikat													-0,04	
ANC													-0,18	

n. extr.: Hauptkomponente nicht extrahiert

Die Kommunalitäten mit im Mittel 0,82 (Min.: 0,48; Max.: 0,98) sind gut mit der Brugga-Ereignisbeprobung zu vergleichen. Allerdings gibt es keine so starken „Ausreißer“, was an dem höheren Minimalwert zu erkennen ist. Die Hauptkomponentenanalysen im Dreisam-Einzugsgebiet weisen in der Hälfte der Fälle drei Komponenten, einmal sogar vier Komponenten, mit Eigenwerten > 1 auf. Diese drei Komponenten sind mit Ausnahme von KA jedoch nur bei Ereignis DS-2 zu finden, so dass nicht allgemein von heterogeneren Reaktionen auszugehen ist. Stattdessen scheint das Ereignis DS-2 eine spezielle Reaktionscharakteristik aufzuweisen, da bei diesem Ereignis auch bei den Messstellen drei Komponenten extrahiert werden, bei denen bei drei Brugga-Ereignisbeprobungen und bei DS-1 nur zwei Komponenten extrahiert wurden (PO und PW). Die Kommunalitäten sind im Mittel durch die höhere Anzahl an extrahierten Komponenten bei DS-2 sogar um 0,04 höher als bei DS-1. Diese Besonderheiten von DS-2 machen zwar einerseits deutlich, dass das einzelne Ereignis großen Einfluss auf das Ergebnis der Hauptkomponentenanalyse hat, führen andererseits aber in

diesem Fall auch dazu, dass die Verteilung der Variablen auf die Komponenten zwischen DS-1 und DS-2 schwieriger zu vergleichen ist, da sich die Anzahl der extrahierten Komponenten unterscheidet. Werden die Häufigkeiten der Variablen auf der ersten Komponente analysiert, so bilden sich keine deutlichen Gruppen. Zwar sind auch hier die Unterschiede zwischen Chlorid, Sulfat u. Silikat (10 bis 11-mal), Natrium, Magnesium, Nitrat (8 bis 9-mal) sowie Kalium, Calcium und ANC (5 bis 7-mal) deutlich, doch zeigen sich keine natürlichen Klassengrenzen. Im Gegensatz zum Brugga-Einzugsgebiet sind Magnesium und Calcium deutlich seltener auf der ersten Komponente vertreten. Stattdessen liegt Calcium zusammen mit ANC häufiger als die übrigen Variablen auf der zweiten Komponente. Dies weist auf den großen Einfluss von Calcium auf ANC im Dreisam-Einzugsgebiet hin. Die dritte Komponente wird von Natrium, Kalium, Magnesium und Chlorid dominiert, auch wenn die Häufigkeiten (2 bis 3-mal) eher gering sind. Während im Brugga-Einzugsgebiet bei der Variablen Kalium die maximalen Komponentenladungen zu mehr als zwei Dritteln negativ sind, trifft dies im Dreisam-Einzugsgebiet nur bei der Hälfte der Fälle zu. Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass in vier Fällen Kalium alleine auf einer Komponente liegt und daher positive Ladungen aufweist. Trotz der höheren Anzahl an Hauptkomponentenanalysen ist dies im Brugga-Einzugsgebiet nur zweimal der Fall.

Wie bereits erwähnt unterscheidet sich das Ereignis DS-2 in der Hauptkomponentenanalyse deutlich von DS-1. Daher ist an keiner Messstelle eine deutliche Übereinstimmung der extrahierten Komponenten zwischen den beiden Ereignissen zu finden. Beim Vergleich der Messstellen innerhalb eines Ereignisses zeigen sich dagegen zum Teil deutliche Ähnlichkeiten. So sind bei DS-1 die Komponenten von DS und WA sowie die von ZA und PW identisch. Die Übereinstimmungen betreffen also Gebiete, welche sich naturräumlich und bezüglich ihrer Größe ähneln. Dies ist zwar bei DS und WA nur eingeschränkt der Fall, jedoch zeigte sich auch bei der Analyse von Silikat und Sauerstoff-18, dass die Reaktionen dieser Gebiete ähnlich sind. Die Gebiete KA und PO, welche zumindest naturräumlich mit ZA und PW vergleichbar sind, zeigen dagegen nur geringe Übereinstimmung. Da diese Übereinstimmungen aber bei DS-2 nicht auftreten und nur zwei Ereignisse vorliegen, sind allgemeine Aussagen nur eingeschränkt möglich.

Zusammenfassend lässt sich für den Vergleich der nach Messstellen und Ereignissen getrennt durchgeführten Hauptkomponentenanalyse feststellen, dass die Verteilung der Variablen auf den Komponenten stark vom jeweiligen Ereignis und der Messstelle abhängt. Im Brugga-Einzugsgebiet bildeten sich keine identischen Komponenten. Die größten Übereinstimmungen waren bei diesen Ereignisbeprobungen zwischen den Hauptkomponentenanalysen zweier Ereignisse an einer Messstelle zu beobachten. Im Dreisam-Einzugsgebiet traten dagegen identische Komponenten auf, allerdings handelte es sich dabei um Hauptkomponentenanalysen an verschiedenen Messstellen für dasselbe Ereignis. Dies gibt weitere Hinweise darauf, dass durch die größeren Teileinzugsgebiete bei der Dreisam-Beprobung die räumliche Heterogenität der Ereignisreaktion zunimmt und so trotz der größeren Unterschiede zwischen den Teilgebieten, sich naturräumlich ähnliche Gebiete dennoch leichter von den anderen unterscheiden lassen. Jedoch ist zu beachten, dass die Ereignisse DS-1 und DS-2 sehr unterschiedlich waren und sich dadurch die Ergebnisse der beiden Ereignisse stärker unterscheiden als im Brugga-Einzugsgebiet.

Da bei der nach Messstellen getrennten Durchführung der Hauptkomponentenanalyse nur die gebildeten Komponenten einander gegenübergestellt werden, sollen im Folgenden die Reaktionen der einzelnen hydrochemischen Parameter an den verschiedenen Messstellen direkt verglichen werden. Dazu werden die Hauptkomponentenanalysen getrennt für jeden hydro-



chemischen Parameter und jedes Ereignis durchgeführt. In diesem Fall stellen die Messstellen die Variablen dar. So werden auch die Minima oder Maxima der Ereignisreaktion direkt verglichen, da die Werte des jeweiligen hydrochemischen Parameters nach Abfüllzeiten geordnet in die Analyse eingehen. Allerdings muss beachtet werden, dass durch die Standardisierung der Proben die absolute Konzentration und die Varianz nicht in die Analyse mit eingehen. Außerdem ist die Anzahl der Proben gegenüber der Analyse getrennt nach Messstellen etwas reduziert, da durch den listenweisen Fallausschluss nur Proben in die Analyse einbezogen werden, die an allen Messstellen zur gleichen Zeit abgefüllt wurden. Dadurch „summieren“ sich Probenauffälle der einzelnen Teilgebiete. Die bereits dargestellte, nach Messstellen getrennte Hauptkomponentenanalyse wurde trotz der verringerten Vergleichbarkeit mit dem erweiterten Datensatz durchgeführt, um die maximal mögliche Probenzahl zu verwenden. Diese Form der Hauptkomponentenanalyse ist ähnlich dem direkten Vergleich der Ereignisreaktion einzelner Ionen über die Darstellung in Zeit/Konzentrationsdiagrammen. Allerdings wird dieser Vergleich durch die Hauptkomponentenanalyse standardisiert und unter Beachtung der statistischen Randbedingungen objektiviert.

Bei der Durchführung der Hauptkomponentenanalyse hat sich gezeigt, dass in diesem Fall häufig nur eine einzige Komponente mit einem Eigenwert  $> 1$  extrahiert werden konnte. Die Unterschiede zwischen den Messstellen sind also so gering, dass z.B. wie im Fall von Silikat (BRU-2, BRU-3) durch eine Komponente sogar 90 % der auftretenden Varianz erklärt wurden. Eine Komponentenrotation und damit eine „Gruppenbildung“ über die Hauptkomponentenanalyse ist dadurch nicht möglich. Deshalb wurde für diese Analysen das Kriterium „90 % erklärte Varianz“ verwendet. Dies bedeutet, dass solange Komponenten extrahiert werden, bis die kumulierte erklärte Varianz 90 % beträgt. Dadurch treten allerdings Komponenten mit Eigenwerten  $< 1$  auf, d.h. sie erklären weniger als den Varianzanteil einer einzelnen Variable. Da die erklärte Varianz zum Teil zwischen 89 % und 90 % lag und durch Extraktion einer weiteren Komponente häufig auf rund 95 % erhöht worden wäre, wurden auch Werte der erklärten Varianz  $> 89$  % als Erfüllung des Kriteriums akzeptiert.

Die Ergebnisse der Ereignisbeprobung im Brugga-Einzugsgebiet sind in Tabelle 5.16 zusammengefasst, wobei die Darstellung in derselben Form erfolgt wie beim Vergleich der Messstellen. Bedingt durch das Extraktionskriterium liegen die Kommunalitäten mit im Mittel 0,92 (Min.: 0,74; Max.: 0,99) höher als im vorangegangenen Vergleich, wobei insbesondere der Wert des Minimums erhöht ist. Auch bei dieser Art der Hauptkomponentenanalyse gibt es sowohl zwischen den Ereignissen als auch zwischen den hydrochemischen Parametern Unterschiede. Dennoch lassen sich hier deutliche Verteilungsmuster erkennen. So zeigen die Parameter Magnesium, Calcium und mit Einschränkungen auch Silikat sowohl untereinander als auch in Bezug auf die Ereignisse eine sehr ähnliche Aufteilung der Komponenten. Für Silikat gilt dies eingeschränkt, da bei zwei Ereignissen jeweils die erste Komponente über 90 % der Varianz erklärt und daher keine Rotation möglich ist. Bei den anderen Parametern gibt es insgesamt größere Unterschiede. Dies bestätigt die auch visuell gewonnenen Eindrücke, dass insbesondere Silikat, aber auch Magnesium und Calcium eine Ereignisreaktion zeigen, die sowohl im Gebiets- als auch im Ereignisvergleich ähnlich in ihrer Ausprägung und vergleichsweise stabil ist. Weiterhin ist festzustellen, dass die Gebiete KA und EB sowohl bei den eben genannten Parametern als auch bei Natrium, Kalium und ANC häufig alleine oder mit nur wenigen anderen Variablen auf einer Komponente liegen. Dies zeigt, dass im direkten Vergleich der Gebiete die beiden kleinen Gebiete über die Hauptkomponentenanalyse einer eigenen Gruppe zugeordnet werden.

**Tab. 5.16 Übersicht über die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse der Ereignisse BRU-1 bis BRU-3, getrennt für jeden hydrochemischen Parameter; grau unterlegt ist die jeweils höchste Komponentenladung einer Messstelle innerhalb der extrahierten Komponenten, wobei das Extraktionskriterium „90 % erklärte Varianz“ verwendet wurde**

	Natrium			Kalium			Magnesium			Calcium			Chlorid			Nitrat			Sulfat			Silikat*	ANC				
1. Hauptk.	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3	BRU-1	BRU-2	BRU-3			
PO	0.02	0.93	0.03	0.22	0.72	0.23	0.95	0.92	0.90	0.67	0.29	0.93	0.87	0.95	0.66	0.00	0.75	0.88	0.37	0.30	0.85	0.73	0.22	0.22	0.76		
BU	-0.01	0.96	-0.29	0.88	0.28	0.23	0.73	0.88	0.82	0.79	0.36	0.74	0.86	0.94	0.52	0.30	0.81	0.70	0.80	0.37	0.37	0.79	0.87	0.16	0.08		
PW	0.92	0.10	0.92	0.17	0.53	0.90	0.82	0.75	0.96	0.91	0.83	0.94	0.58	0.04	0.68	0.26	0.94	0.80	0.70	0.89	0.98	0.88	0.85	0.90	0.94		
KA	0.37	0.51	0.10	0.38	0.26	0.17	0.28	0.64	0.16	0.33	0.64	0.43	-0.15	0.02	-0.14	0.21	0.95	0.36	0.82	0.77	-0.01	0.45	0.44	0.67	0.42		
EB	0.34	-0.01	0.29	0.24	0.90	0.19	-0.27	0.34	0.29	-0.28	0.40	0.21	-0.05	-0.34	0.15	0.91	0.15	0.87	0.08	0.80	0.23	0.34	-0.34	0.30	0.14		
KR	0.94	0.59	0.96	0.62	0.28	0.80	0.71	0.81	0.93	0.91	0.57	0.92	0.04	-0.24	0.94	0.58	0.95	0.40	0.75	0.73	0.75	0.94	0.29	0.04	0.95		
LA	0.93	0.60	0.91	0.69	0.81	0.33	0.75	0.74	0.92	0.87	0.80	0.83	0.62	0.56	0.71	0.72	0.90	0.62	0.81	0.75	0.72	0.89	0.78	0.84	0.92		
2. Hauptk.																											
PO	0.07	0.19	0.14	0.17	0.37	-0.07	0.13	0.33	0.36	0.50	0.13	0.23	0.19	-0.20	0.62	-0.02	0.55	0.43	0.91	0.28	0.48	0.51	0.01	0.08	0.20		
BU	0.33	0.12	0.68	0.30	0.23	0.11	0.37	0.43	0.53	0.46	0.59	0.54	0.17	-0.22	0.75	0.20	0.47	0.69	0.36	0.84	0.89	0.48	0.21	0.03	0.03		
PW	0.24	0.43	0.05	0.29	0.45	0.09	0.38	0.59	0.23	0.24	0.38	0.26	0.74	-0.05	0.54	0.17	0.04	0.55	0.63	0.15	0.16	0.43	-0.23	0.20	0.26		
KA	0.70	0.74	0.96	0.68	0.12	0.94	0.92	0.73	0.92	-0.14	0.65	0.86	-0.01	0.05	0.12	0.92	0.26	0.87	0.21	0.42	0.12	0.85	0.78	0.64	0.81		
EB	0.87	0.85	0.21	0.90	0.12	0.67	0.12	0.92	0.84	-0.93	0.89	0.95	0.14	0.82	0.90	0.08	0.97	0.35	0.01	0.50	0.87	0.93	0.81	0.94	0.93		
KR	0.24	0.60	0.10	0.10	0.90	0.32	0.48	0.50	0.34	0.18	0.59	0.33	0.93	0.85	0.15	0.50	0.21	0.86	0.59	0.52	0.64	0.29	-0.05	0.02	0.23		
LA	0.22	0.21	-0.17	0.46	0.35	0.12	0.54	0.64	0.06	0.23	0.42	0.48	0.72	0.68	0.52	0.40	0.29	0.78	0.45	0.38	0.66	0.39	0.00	0.26	0.19		
3. Hauptk.							n. extr.		n. extr.	n. extr.			n. extr.			n. extr.			n. extr.			n. extr.					
PO	0.19	0.18	0.97	0.24	0.27	0.11	0.14			0.39	0.93		0.17	0.01	-0.24	0.07			0.00	0.90	-0.14		0.11	0.13	0.35		
BU	0.89	0.10	0.54	0.10	0.21	0.13	0.50			0.26	0.66		-0.31	0.05	0.17	0.11			-0.23	0.36	-0.04		0.11	0.98	0.98		
PW	0.09	0.85	0.02	0.88	0.44	0.19	0.35			0.21	0.35		-0.05	0.98	-0.39	0.94			0.13	0.35	0.03		0.28	0.10	0.09		
KA	0.46	0.19	0.08	0.31	0.93	0.06	-0.14			0.92	0.32		0.18	0.10	0.97	0.13			0.43	0.29	0.99		0.22	0.21	-0.05		
EB	0.22	0.45	0.11	0.17	0.19	0.59	-0.94			0.18	0.14		0.95	-0.04	0.12	0.18			0.97	0.09	0.29		-0.29	-0.02	0.10		
KR	-0.09	0.27	0.03	0.58	0.12	0.30	0.40			0.19	0.45		0.21	-0.13	-0.03	0.26			0.05	0.36	0.05		0.93	0.00	-0.02		
LA	0.12	0.70	-0.12	0.35	0.21	0.85	0.33			0.39	0.33		-0.02	0.29	-0.32	0.18			0.24	0.41	0.13		0.48	0.11	-0.02		
4. Hauptk.		n. extr.					n. extr.			n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.			n. extr.			n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.				
PO	0.97			0.07	0.92	0.27	0.96						-0.20	0.03		0.98							0.97	-0.19			
BU	0.27			0.18	0.18	0.91	0.08						-0.06	-0.01		0.10							0.23	0.00			
PW	0.03			0.20	0.22	0.27	0.18						-0.03	0.10		0.08							0.17	-0.04			
KA	0.00			0.15	0.40	0.17	-0.03						0.97	0.99		0.01							0.04	-0.05			
EB	0.13			0.92	0.08	0.15	-0.10						0.18	-0.04		0.02							-0.01	0.04			
KR	0.02			0.18	0.23	0.20	0.19						0.00	0.09		-0.21							0.11	0.98			
LA	0.00			0.06	0.19	0.25	0.20						-0.01	0.06		0.09							0.11	0.12			
5. Hauptk.		n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.		n. extr.			n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.			n. extr.			n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.			
PO						0.08										0.08								0.94			
BU						0.95										0.92								0.12			
PW						0.22										0.11								0.21			
KA						0.13										0.17								0.04			
EB						0.00										0.19								0.08			
KR						0.14										0.12								-0.17			
LA						0.18										0.28								0.12			

n. extr.: Hauptkomponente nicht extrahiert

\* bei BRU-2 und BRU-3 nur ein Eigenwert > 1, welcher gleichzeitig über 90 % der Varianz erklärt

Durch die Standardisierung der Daten ist dies vor allem auf die schnellere Abflusskonzentration zurückzuführen, welche zu einem früheren Erreichen der Minima und Maxima sowie zu einem schnelleren Wiederanstieg führt. Dadurch lässt sich die Ereignisreaktion nicht mit derselben Komponente beschreiben, wie die der anderen Gebiete. Dass bei diesen Hauptkomponentenanalysen nur sehr wenige negative Komponentenladungen auftreten, zeigt, dass z.B. KA und EB keine zu anderen Gebieten gegenläufige Reaktion aufweisen, die über positive und negative Ladungen in einer Komponente abgebildet werden könnte. Die Reaktion ist vielmehr relativ zu den anderen Gebieten verschoben und erfordert daher „eigene“ Komponenten. Neben diesem Muster der kleinen Gebiete zeigen sich bis auf eine Ausnahme keine weiteren deutlich erkennbaren Verteilungsmuster. Lediglich die Gebiete PO und BU liegen bei Chlorid, Natrium und Calcium gehäuft auf einer Komponente. Dies ist vor allem bei Chlorid darauf zurückzuführen, dass die hohen Chloridkonzentrationen von BU die Reaktion bei PO deutlich beeinflussen. Dieser Einfluss wurde bei BRU-2 dadurch verstärkt, dass vor allem im Teilgebiet BU mit Streusalz belastetes Schmelzwasser ins Gerinne gelangte. Dadurch liegen auch bei Natrium BU und PO bei diesem Ereignis auf einer Komponente. Bei Calcium ist die Ursache vor allem im zeitlichen Verlauf der Ereignisreaktion zu suchen, da das Minimum bei BU näher an dem von PO liegt als an dem von PW, wie es eigentlich auf Grund der Gebietsgröße zu erwarten wäre. Dass dies aber nicht allgemein zutrifft, ist daran zu erkennen, dass BU und PO bei anderen als den genannten hydrochemischen Parametern keine eigene Komponente bilden.

Für das Brugga-Einzugsgebiet ist zusammenfassend festzuhalten, dass die Unterschiede, ermittelt über die Hauptkomponentenanalyse, zwischen den Messstellen bezüglich eines Parameters geringer sind als die Unterschiede zwischen den Messstellen bezüglich der gesamten hydrochemischen Reaktion. Dies zeigt die Tatsache, dass bei der zuletzt dargestellten Hauptkomponentenanalyse häufig nur eine Komponente mit einem Eigenwert  $> 1$  extrahiert werden konnte. Jedoch treten auch hier deutliche Unterschiede zwischen den Parametern und den Ereignissen auf. Ein hinsichtlich der Gebiets- und Ereignisheterogenität vergleichsweise stabiles Verhalten zeigen Silikat, Magnesium und Calcium. Bei allen Parametern ist festzustellen, dass die kleinen Gebiete KA und EB häufig auf einer „eigenen“ Komponente liegen, was vor allem auf die schnellere Abflusskonzentration und die dadurch relativ zu den anderen Gebieten verschobene Ereignisreaktion zurückzuführen ist. Insgesamt zeigt sich, dass die Hauptkomponentenanalyse ähnliche Reaktionsmuster objektiv ausweist, egal, ob diese Reaktionen auf natürliche oder anthropogene Ursachen zurückzuführen sind.

Für die Ereignisbeprobung im Dreisam-Einzugsgebiet wurden die Hauptkomponentenanalysen in derselben Form durchgeführt (Tab. 5.17). Auf Grund des listenweisen Fallausschlusses wird bei der Analyse allerdings der erste leichte Abflussanstieg bei DS-2 nicht berücksichtigt, da für diesen Zeitraum keine Proben für DS vorliegen. Da die Hauptabflussreaktion jedoch erfasst ist, ist diese Tatsache nicht als kritisch zu erachten. Die Kommunalitäten sind im Mittel mit 0,92 (Min.: 0,75; Max.: 0,99) fast mit denen des Brugga-Einzugsgebiets identisch, wobei die Unterschiede zwischen DS-1 und DS-2 sehr gering sind. Wie schon bei den Hauptkomponentenanalysen getrennt nach Messstellen so zeigen sich auch bei denen nach Parametern getrennten größere Unterschiede der Komponentenladungen zwischen den Ereignissen DS-1 und DS-2. Insgesamt wurde bei DS-1 sieben Mal die dritte oder vierte Komponente extrahiert, während es bei DS-2 dagegen zwölf Mal der Fall war. Die Ereignisreaktion von DS-2 ist also deutlich heterogener als die von DS-1. Im Gegensatz zum Brugga-Einzugsgebiet sind die Verteilungsmuster auf den Komponenten hier aber weniger deutlich. Zu erkennen ist, dass KA nur selten auf der ersten Komponente liegt, aber keine „eigene“ Komponente bildet, sondern vor allem bei der dritten Komponente häufig neben WA bzw. RB vertreten ist. Die erste Komponente dominieren die Gebiete DS, PO, ZA und PW, wobei bei DS-1 auch WA recht häufig vertreten ist. Auf der zweiten Komponente sind die Gebiete dagegen mit sehr ähnlichen Häufigkeiten vertreten. Bezogen auf beide Ereignisse wird die vierte Komponente von RB und KA dominiert, während der fünfte keine deutlichen Muster zeigt. Weiterhin liegen bei DS-1 die Gebiete PO, ZA und PW bei Natrium, Calcium und Silikat jeweils zusammen auf der ersten Komponente. Auf Grund der naturräumlichen Ausstattung wäre eigentlich auch für DS-2 dieses Muster zu erwarten. Dort sind aber die maximalen Korrelationen dieser Gebiete mit Ausnahme von Silikat auf unterschiedliche Komponenten verteilt. Die größte Übereinstimmung zwischen den Ereignissen ist bei Sulfat zu finden, aber selbst dort ist die Position von zwei Variablen nicht identisch. Bei den anderen hydrochemischen Parametern sind die Unterschiede deutlich größer. Auch wenn WA, RB und KA häufig auf der dritten Komponente vertreten sind, ist jedoch zu beachten, dass WA und KA auf derselben Komponente vorkommen, RB und KA dagegen nicht. Wie bereits in Kapitel 5.2.3 dargestellt, ist das gemeinsame Auftreten von WA und KA auf einer Komponente durch die sehr schnelle Reaktion und das frühe Minimum oder Maximum von WA zurückzuführen. RB tritt dagegen entweder alleine auf einer Komponente oder mit einem oder mehreren anderen Gebieten außer KA auf einer Komponente auf. Auch hier werden durch die Hauptkomponentenanalyse die Ergebnisse aus Kapitel 5.2.3 bestätigt, die die Reaktion von RB zum Teil DS, zum Teil den drei Gebieten PO, PW und ZA zugeordnet haben.

**Tab. 5.17 Übersicht über die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse der Ereignisse DS-1 und DS-2, getrennt für jeden hydrochemischen Parameter; grau unterlegt ist die jeweils höchste Komponentenladung einer Messstelle innerhalb der extrahierten Komponenten, wobei das Extraktionskriterium „90 % erklärte Varianz“ verwendet wurde**

	Natrium		Kalium		Magnesium		Calcium		Chlorid		Nitrat		Sulfat		Silikat		ANC	
1. Hauptk.	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2	DS-1	DS-2
DS	0,31	-0,06	0,85	0,86	0,90	0,62	0,20	-0,89	0,63	0,67	0,67	-0,91	0,37	0,06	0,81	0,90	-0,14	0,91
WA	0,11	0,75	0,71	0,46	0,33	0,18	0,38	-0,34	0,13	0,75	0,28	-0,04	0,66	0,74	0,24	0,86	0,14	0,55
RB	-0,22	-0,40	0,74	0,21	0,59	0,29	0,68	0,05	-0,08	-0,28	-0,09	-0,23	0,24	0,85	0,81	0,02	0,65	-0,06
PO	0,64	0,88	0,20	0,13	0,89	-0,16	0,69	0,93	0,30	0,21	0,94	-0,06	0,66	0,28	0,81	0,43	0,16	-0,88
ZA	0,82	0,16	0,02	0,45	0,36	0,95	0,90	0,37	0,60	0,80	0,80	0,38	0,93	0,80	0,92	0,34	0,61	-0,12
PW	0,90	0,03	-0,03	0,70	0,55	0,06	0,91	0,28	0,90	-0,07	0,88	0,79	0,82	0,82	0,89	0,65	0,90	-0,11
KA	0,02	0,06	0,00	0,72	0,03	-0,18	0,13	-0,04	-0,18	-0,97	0,44	0,20	0,34	0,30	0,53	0,86	-0,12	0,17
2. Hauptk.																		
DS	0,86	0,93	-0,31	0,19	0,30	-0,26	0,94	0,15	0,61	0,24	0,60	-0,09	0,80	-0,11	0,45	0,24	0,03	-0,01
WA	0,50	0,46	0,18	0,16	0,42	0,16	0,29	0,82	0,93	0,45	0,93	0,00	0,50	0,02	0,95	0,36	-0,03	0,52
RB	-0,24	-0,56	0,22	0,25	0,61	0,04	0,58	0,15	-0,18	-0,95	-0,21	-0,90	0,90	0,14	0,39	0,23	0,56	-0,15
PO	0,06	-0,24	-0,01	0,89	0,43	0,92	0,64	0,14	0,18	0,11	0,19	-0,09	0,66	0,91	0,54	0,87	0,88	0,10
ZA	0,30	-0,20	-0,01	0,76	0,84	0,01	0,17	0,06	0,60	0,37	0,39	0,50	0,22	0,52	0,17	0,81	0,57	-0,01
PW	0,16	-0,01	0,05	0,46	0,78	0,10	0,21	0,89	0,14	0,02	0,39	0,47	0,42	0,39	0,41	0,66	0,10	0,95
KA	-0,04	0,03	0,98	0,62	0,09	-0,70	-0,18	0,02	-0,01	-0,07	0,75	0,25	0,31	0,25	0,79	0,47	-0,18	0,03
3. Hauptk.															n. extr.			
DS	0,21	-0,18	-0,08	0,42	0,22	0,40	-0,01	0,00	0,26	-0,56	0,28	0,24	0,31	-0,01		0,29	0,03	0,05
WA	0,72	0,11	-0,14	0,79	0,80	0,83	0,79	0,11	0,10	0,16	0,13	0,22	0,45	0,53		-0,18	0,10	0,52
RB	-0,24	-0,59	0,40	0,90	0,09	0,18	0,18	0,04	-0,03	-0,03	-0,96	0,17	0,22	0,15		0,96	0,34	0,94
PO	0,66	0,22	0,06	0,29	0,08	0,04	-0,05	-0,07	0,93	0,91	-0,06	0,93	0,25	0,21		0,12	-0,33	0,10
ZA	0,30	0,93	0,96	0,08	0,37	0,10	0,35	-0,07	0,21	0,16	0,39	0,38	0,23	0,16		0,42	-0,05	0,02
PW	0,02	0,00	0,03	0,41	0,22	0,14	0,30	-0,07	0,24	0,07	0,18	0,25	0,33	0,30		0,34	-0,28	-0,15
KA	0,05	-0,06	0,00	0,25	0,98	-0,59	0,92	0,99	-0,08	-0,10	0,44	-0,02	0,88	0,90		0,02	0,94	0,10
4. Hauptk.			n. extr.	n. extr.			n. extr.				n. extr.		n. extr.		n. extr.	n. extr.		
DS	-0,09	0,05	0,21			0,40		0,02	-0,16	0,08		-0,24		0,99			0,98	0,03
WA	0,16	0,13	0,37			0,27		0,12	-0,14	-0,25		0,15		-0,14			-0,06	-0,15
RB	0,01	0,18	-0,05			0,92		0,98	0,98	-0,05		-0,26		0,08			-0,04	0,13
PO	-0,06	0,00	0,95			0,04		0,09	-0,03	0,09		0,00		-0,17			0,12	-0,28
ZA	-0,21	-0,02	0,05			0,20		0,10	-0,23	-0,23		0,46		0,12			-0,21	0,02
PW	0,21	0,05	-0,01			-0,06		0,09	-0,01	0,99		0,07		0,03			-0,13	0,05
KA	0,98	0,99	0,01			0,02		0,04	-0,05	-0,08		0,91		0,02			0,04	0,97
5. Hauptk.			n. extr.	n. extr.			n. extr.		n. extr.	n. extr.			n. extr.	n. extr.	n. extr.	n. extr.		
DS	0,24	-0,01	-0,07			0,12		-0,24	-0,13			0,03					-0,06	-0,16
WA	0,30	-0,09	0,30			0,27		0,01	0,06			0,94					0,98	-0,10
RB	-0,91	-0,05	-0,19			-0,08		0,08	-0,05			-0,03					-0,01	0,04
PO	0,24	0,11	-0,02			0,19		0,20	-0,09			0,23					-0,09	-0,01
ZA	0,12	-0,02	0,04			0,03		0,92	-0,20			-0,32					0,15	0,99
PW	0,16	0,99	0,97			0,96		0,06	-0,17			-0,04					0,16	0,00
KA	-0,01	0,05	0,06			0,15		-0,05	0,98			0,20					0,10	0,02

n. extr.: Hauptkomponente nicht extrahiert

Allgemein ist für die Hauptkomponentenanalyse, getrennt nach hydrochemischen Parametern im Dreisam-Einzugsgebiet, festzuhalten, dass sich im Vergleich zum Brugga-Einzugsgebiet weniger deutliche Verteilungsmuster ausbilden. Zwar sind häufig DS, PO, PW und ZA gemeinsam auf einer Komponente vertreten, aber identische Komponenten wie im Brugga-Einzugsgebiet (Tab. 5.16) bilden sich nicht. Außerdem ist festzustellen, dass KA häufig alleine oder mit WA auf einer Komponente liegt. Diese schwach ausgeprägten Muster sind neben insgesamt heterogeneren Reaktionen auch darin begründet, dass durch die stark unterschiedlichen Einzugsgebietsgrößen die Ereignisreaktionen stärker als im Brugga-Einzugsgebiet gegeneinander verschoben sind. Dies führt dann zu Komponenten, auf denen nur sehr wenige Variablen liegen. Im Brugga-Einzugsgebiet sind dagegen die Unterschiede zwischen den größeren Gebieten (alle außer KA/EB) durch tendenziell ähnliche Einzugsgebietsgrößen relativ gering, wohingegen der Unterschied zu den Gebieten KA und EB deutlich ist. Dies führt dazu, dass es häufiger zu der „Aufteilung“ in diese zwei Gruppen kommt. Zwar ist beim Vergleich der Hauptkomponentenanalysen getrennt nach Messstellen und getrennt nach hydro-

chemischen Parametern zu berücksichtigen, dass das Kriterium „90 % erklärte Varianz“ bei letzteren zu einer größeren Anzahl an extrahierten Komponenten und damit kleineren Anzahl an Variablen pro Komponente führt. Jedoch wäre selbst beim Kriterium „Eigenwert  $> 1$ “ die Anzahl der extrahierten Komponenten größer als bei der Hauptkomponentenanalyse getrennt nach den Messstellen (Tab. 5.15). Dies bedeutet, dass gemäß der Hauptkomponentenanalyse auf der Skala des Dreisam-Einzugsgebiets die zeitliche Varianz der hydrochemischen Parameter einzelner Messstellen kleiner als die räumliche Varianz einzelner hydrochemischer Parameter zwischen den Messstellen ist. Dies ist neben der Abflusskonzentration auch auf Unterschiede in der Abflussbildung zurückzuführen (vgl. Kap. 5.2.3, Silikat). Weiterhin ist festzuhalten, dass der Unterschied in der Verteilung der Variablen auf den Komponenten zwischen DS-1 und DS-2 groß ist. Es ist bei zwei untersuchten Ereignissen jedoch nur schwer zu beurteilen, ob dies auf die größere Skale oder die unterschiedlichen Ereignistypen zurückzuführen ist.

Insgesamt konnten durch diese Art der Hauptkomponentenanalyse die Unterschiede der Gebietsreaktion zwischen Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiet deutlich gezeigt werden. Diese bestehen vor allem in der Deutlichkeit, mit der sich ähnliche Verteilungsmuster der Variablen auf den Komponenten ausbilden. Im Brugga-Einzugsgebiet sind die Verteilungsmuster allgemein stärker ausgeprägt als im Dreisam-Einzugsgebiet. Insbesondere der Vergleich mit der nach Messstellen getrennten Hauptkomponentenanalyse war in diesem Zusammenhang hilfreich. Er zeigte, dass im Brugga-Einzugsgebiet allgemein etwas größere Ähnlichkeiten (gemessen an der Anzahl der extrahierten Komponenten und der Verteilungsmuster der Variablen auf diesen) bei der Hauptkomponentenanalyse getrennt nach hydrochemischen Parametern bestehen als bei der Analyse getrennt nach Messstellen. Im Dreisam-Einzugsgebiet sind dagegen die Ähnlichkeiten bei der Analyse getrennt nach Messstellen größer als bei der Analyse getrennt nach Parametern. Dies wird darauf zurückgeführt, dass sich die Ereignisreaktionen der hydrochemischen Parameter einer Messstelle relativ zueinander mit Zunahme der Gebietsgröße weniger ändern als die Ereignisreaktionen eines Parameters (z.B. Silikat) im direkten Vergleich mit anderen Messstellen (z.B. Abb. 5.44, Silikat, DS-1 oder DS-2). Begründet ist dies darin, dass sich die relative Zusammensetzung der einzelnen Abflusskomponenten im Dreisam-Einzugsgebiet, wie die Stichtagsbeprobungen bestätigen, weniger stark ändern als der Verlauf und die Höhe des Beitrags dieser Abflusskomponenten an den verschiedenen Messstellen während eines Ereignisses.

Eine weitere Möglichkeit der Hauptkomponentenanalyse besteht darin, sie auf den gesamten Datensatz anzuwenden, also die Daten aller Ereignisse und aller Messstellen zusammenzuführen. Die Variablen sind dabei, wie bei der ersten Version, die verschiedenen hydrochemischen Parameter. Die extrahierten Komponenten repräsentieren dann die gesamte hydrochemische Heterogenität des Datensatzes, wobei ein Vergleich zwischen den einzelnen Messstellen und Ereignissen über die Komponentenwerte, also die Werte einer Komponente für jede Probe, erfolgt. Die Darstellung dieser Komponentenwerte kann graphisch in Form von x/y-Diagrammen erfolgen. Bei diesen werden die Komponentenwerte zweier Komponenten gegeneinander aufgetragen, wobei die jeweilige Messstelle aber auch andere Größen wie z.B. der jeweilige Abfluss über getrennte Signaturen unterschieden werden können. Diese Form der Hauptkomponentenanalyse wurde auf den Datensatz der Brugga-Ereignisbeprobungen und den der Dreisam-Ereignisbeprobungen getrennt angewendet. Die beiden Datensätze wurden nicht zusammengeführt, um die gleiche Anzahl an Ereignissen sowie die gleichen Ereignisse je Messstelle bei der Analyse zu gewährleisten.

Tabelle 5.18 enthält die Komponentenladungen nach „Varimax“-Rotation der Hauptkomponentenanalyse des Brugga-Datensatzes, wobei nur Komponenten mit Eigenwerten  $> 1$  extrahiert wurden. Zu erkennen sind hohe Ladungen von Natrium und Chlorid auf der ersten Komponente. Geringere maximale Ladungen haben dagegen Kalium, Silikat, Nitrat und Calcium. Auffällig ist, dass alle Ladungen positiv sind, obwohl die ereignisbezogene Konzentrationsabnahme von Natrium und Chlorid häufig weniger ausgeprägt ist als die von Silikat, und insbesondere Kalium eher zu einem Konzentrationsanstieg tendiert. Diese Zusammenhänge, die bei der Hauptkomponentenanalyse getrennt für jede Messstelle anhand der Ladungen zu erkennen sind, kommen bei der Anwendung auf den gesamten Datensatz nicht so deutlich zum Ausdruck. Die Ursache hierfür ist die Zusammenführung aller Messstellen zu einem Datensatz, da die Korrelationen der einzelnen Parameter (insbesondere von Natrium, Chlorid und Kalium) zwischen den Messstellen nicht so hoch sind, als dass diese Zusammenhänge im gesamten Datensatz deutlich werden.

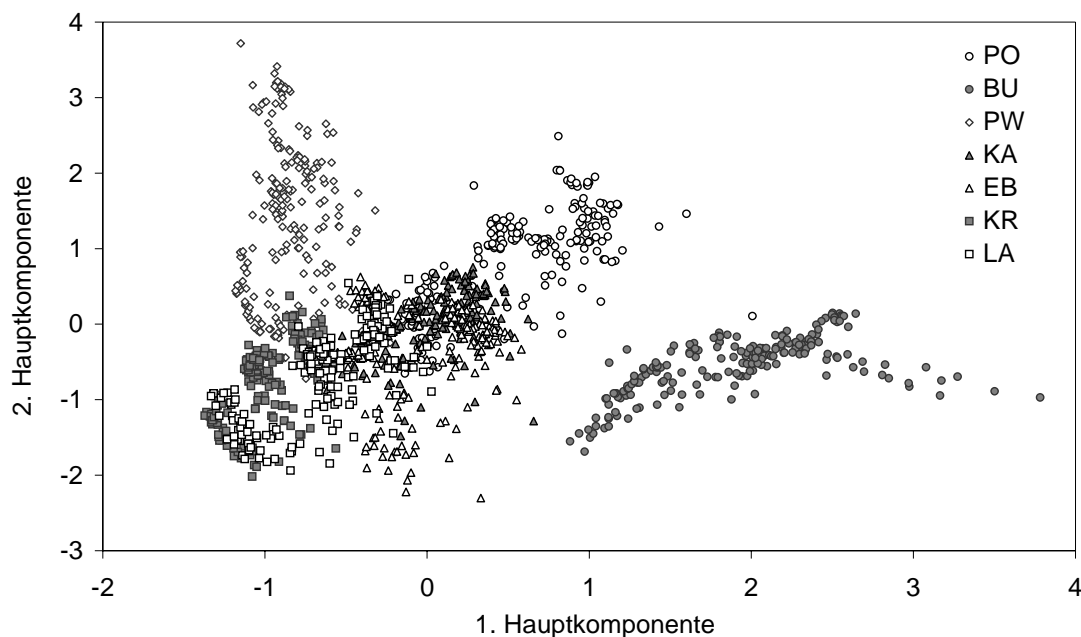
**Tab. 5.18 Komponentenladungen nach Rotation, Kommunalitäten und erklärte Varianz der Hauptkomponentenanalyse für den gesamten Datensatz der Brugga-Ereignisbeobachtungen, wobei nur Eigenwerte  $> 1$  extrahiert wurden**

	1. Hauptkomponente	2. Hauptkomponente	Kommunalitäten
Natrium	0,94	0,07	0,89
Kalium	0,75	0,19	0,59
Magnesium	0,44	0,74	0,74
Calcium	0,67	0,60	0,82
Chlorid	0,93	0,01	0,86
Nitrat	0,70	0,33	0,60
Sulfat	-0,15	0,92	0,87
Silikat	0,75	0,38	0,71
ANC	0,59	0,71	0,85
erklärte Varianz [%]	48,6	28,5	gesamt: 77,1

Die zweite Komponente bilden Magnesium und Sulfat sowie ANC, wobei die Ladungen von Magnesium und ANC mit denen von Silikat und Nitrat vergleichbar sind, während Sulfat eine sehr hohe Ladung aufweist. Magnesium zeigte schon bei der Hauptkomponentenanalyse getrennt nach hydrochemischen Parametern fast identische Komponenten für die drei Ereignisse und damit ein sehr gut reproduzierbares Verhalten. Entsprechend den Komponentenladungen sind die Kommunalitäten der Parameter Natrium, Chlorid und Sulfat am höchsten, während sie bei den anderen Parametern zum Teil deutlich geringer sind. Dies ist im Folgenden bei der Interpretation der Komponentenwerte zu berücksichtigen, da der Zusammenhang zwischen den Komponentenwerten und den Konzentrationen der jeweiligen Parameter mit abnehmender Kommunalität zunehmend unschärfer wird.

Obwohl durch den zusammengeführten Datensatz die Probenanzahl stark vergrößert wurde, ist die gesamte erklärte Varianz im Vergleich zu den nach Messstellen getrennten Hauptkomponentenanalysen nur um rund sieben Prozentpunkte geringer. Auch dort wurden überwiegend zwei Komponenten mit Eigenwerten  $> 1$  extrahiert. Dies deutet daraufhin, dass ein Teil der Varianz jeweils auf nicht-lineare Zusammenhänge zurückzuführen ist, welche durch die Hauptkomponentenanalyse nicht erfasst werden können. Ein solcher Anteil ist offensichtlich an jeder Messstelle vorhanden und führt dazu, dass wenige Parameter sehr hohe Ladungen aufweisen, während die erklärte Varianz der übrigen zum Teil deutlich geringer ist. Durch das Zusammenführen der Messstellen wird aber die nicht erklärte Varianz nur geringfügig erhöht, da wiederum einige Parameter sehr hohe Ladungen aufweisen, die Ladungen der übrigen Parameter aber nicht deutlich geringer sind als bei der nach Messstellen getrennten Hauptkomponentenanalyse.

Abbildung 5.49 zeigt die Brugga-Ereignisproben in graphischer Darstellung der Komponentenwerte, wobei die Messstellen anhand der Signaturen differenziert wurden. Mit Ausnahme von BU und PW liegen die Komponentenwerte ungefähr entlang der 1:1-Geraden, wobei die zweite Komponente etwas stärker steigt als die erste. D.h., die Komponentenwerte der beiden Komponenten nehmen von LA bis PO in ähnlich starkem Maß zu. Dies ist auf die steigende Mineralisierung des Abflusses von den Teilgebieten des St. Wilhelmer Talbachs bis zum Gebietsauslass zurückzuführen (vgl. Kap. 5.2.1.1). Die Proben der Messstelle BU sind dagegen durch deutlich höhere Werte der ersten Komponente und die Proben der Messstelle PW durch höhere Werte der zweiten Komponente gekennzeichnet. Bei BU ist dies vor allem auf die hohen Chloridkonzentrationen, bei PW auf die hohen Magnesium- und Sulfatkonzentrationen zurückzuführen. Allgemein deutet die Lage der Messstellen in Abbildung 5.49 daraufhin, dass die Extraktion einer zweiten Komponente fast ausschließlich durch die unterschiedliche Mineralisierung von BU und PW notwendig ist, während bei den übrigen Gebiete allein u.U. nur eine Komponente extrahiert würde.



**Abb. 5.49** Komponentenwerte der ersten und zweiten Komponente während BRU-1 bis BRU-3, differenziert nach Messstellen

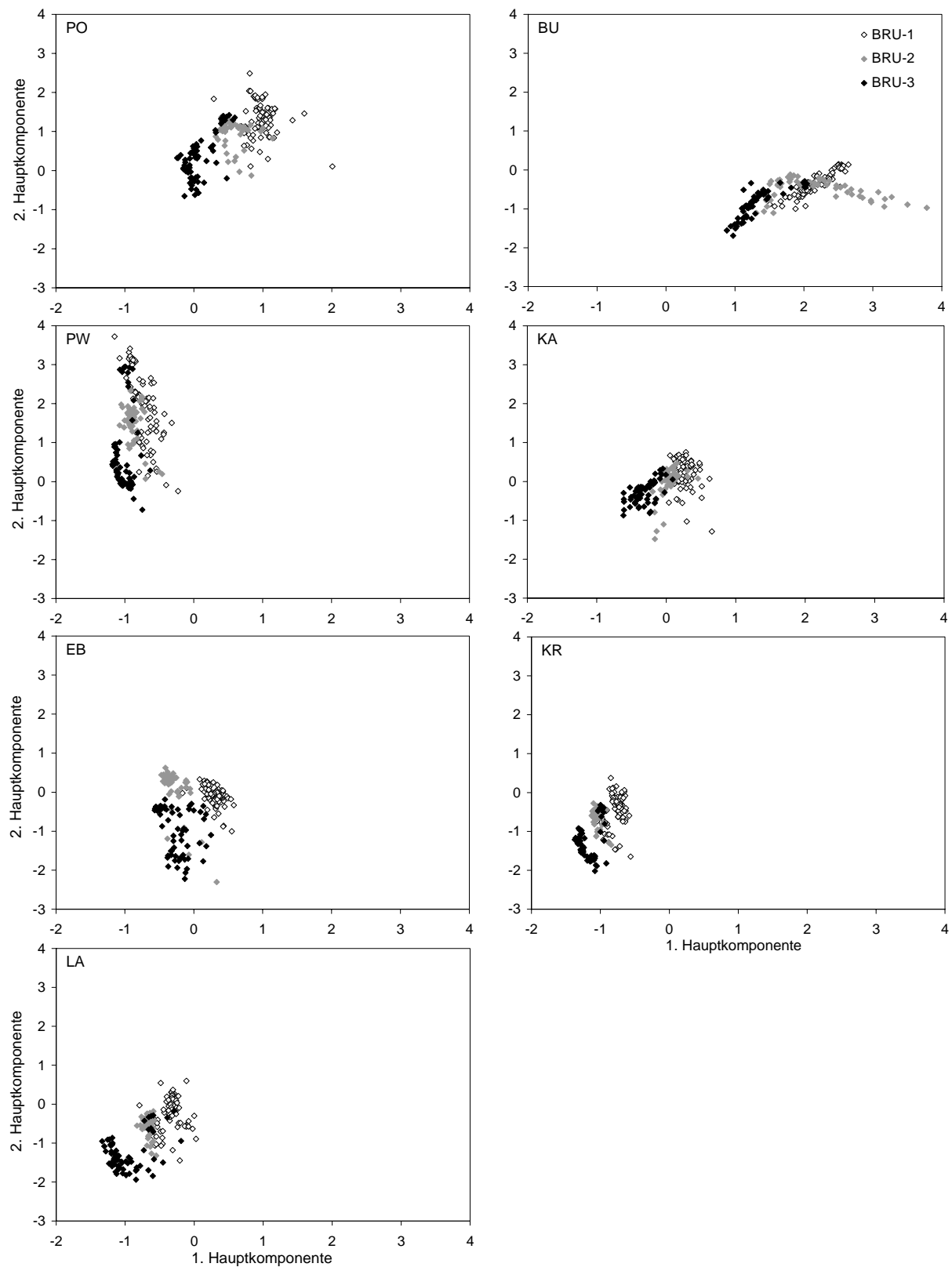
Zu erkennen ist außerdem, dass diese beiden Gebiete jeweils sehr stark über diejenige Komponente streuen, die im Vergleich zu den anderen Gebieten höhere Werte annimmt, also bei BU über die erste und bei PW über die zweite. Allgemein zeigt sich, dass über diese Form der Darstellung die hydrochemischen Besonderheiten einzelner Teilgebiete klar zu erkennen und zu bestimmen sind.

Abbildung 5.50 zeigt die Komponentenwerte getrennt nach Messstellen, wobei die untersuchten Ereignisse (BRU-1 bis BRU-3) über verschiedene Signaturen differenziert sind. Je nach Messstelle bilden sich dabei unterschiedlich große Punktwolken, welche sich in ebenfalls unterschiedlichem Maße überschneiden. Es ist zu erkennen, dass sich die Ereignisse bei jeder Messstelle diagonal von rechts oben nach links unten aneinander reihen, was durch die allgemein von BRU-1 bis BRU-3 abnehmenden Konzentrationen verursacht wird. Diese Abnahme ist vor allem auf die Höhe der Abflüsse zurückzuführen, wie im Folgenden noch näher erläutert wird. Weniger deutlich ausgeprägt ist die Aneinanderreihung der Ereignisse bei PW durch die stark in Vertikalrichtung gestreckte Punktwolke und bei BU durch die nach rechts abweichende Punkteschar des zweiten Ereignisses. Eine besonders deutliche Trennung der Ereignisse ist in den Komponentenwerten von KR und LA zu erkennen. Während die Proben des zweiten Ereignisses eine relativ abgeschlossene Punktwolke bilden, liegen einige Werte des ersten und des dritten Ereignisses jeweils in der Wolke des zweiten. Relativ geringe Unterschiede zwischen den Ereignissen sind dagegen bei KA zu finden, wobei sich dadurch aber die einzelnen Ereignisse nicht stärker überschneiden als bei Gebieten mit größeren Abständen zwischen den Ereignissen.

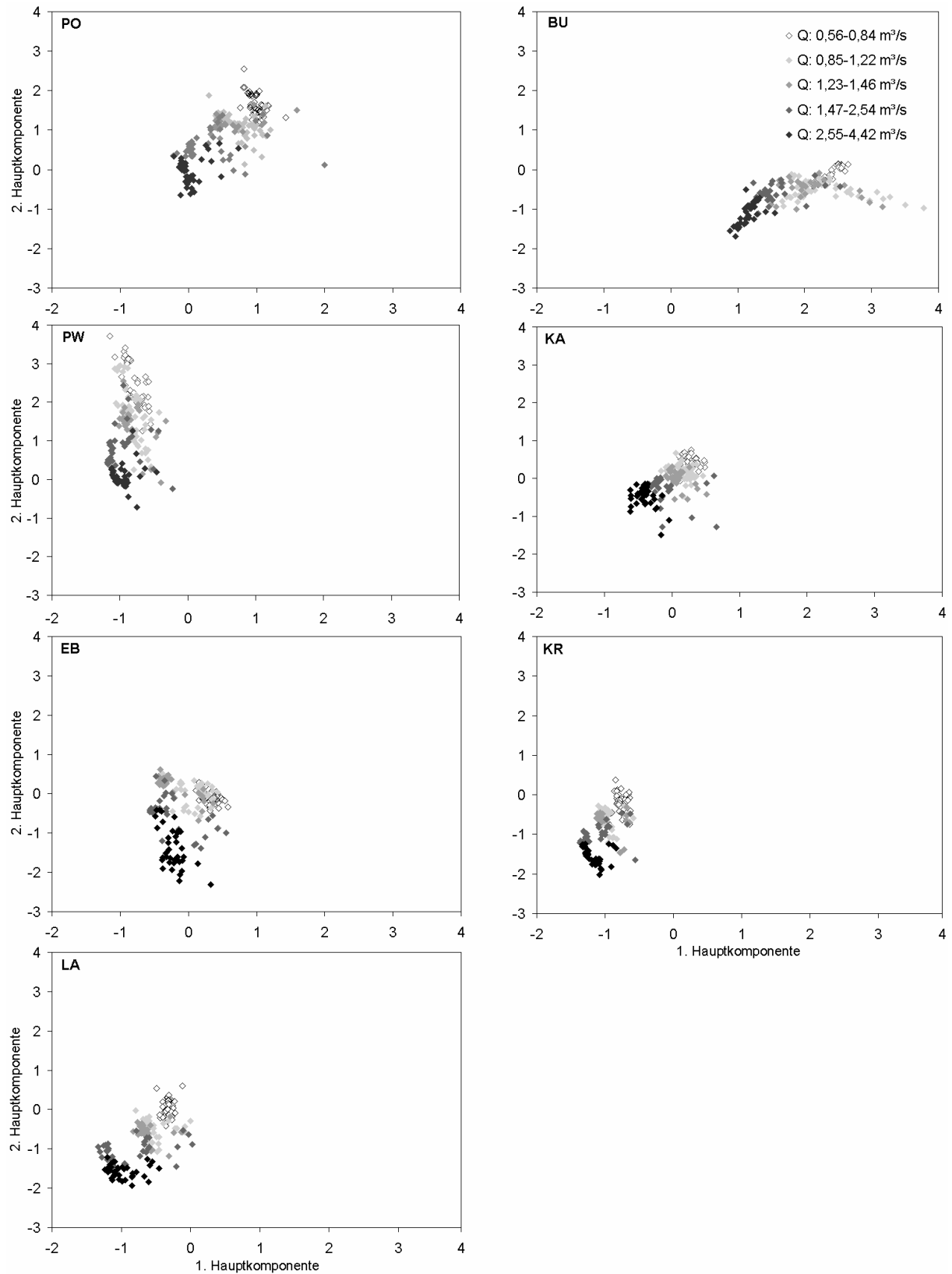
Wie bereits erwähnt, ist die ereignisabhängige Aufspaltung der Komponentenwerte vor allem auf die Abflusshöhe zurückzuführen. Dies wird in Abbildung 5.51 deutlich, in der die Komponentenwerte anhand des zeitgleichen Abflusses am Brugga-Pegel Oberried differenziert sind. Zwar führt dieses Vorgehen auf Grund der Abflusskonzentration bei den kleinen Gebieten KA und EB zu gewissen Ungenauigkeiten, in Bezug auf den gesamten Datensatz ist es jedoch vertretbar. Bei dieser Darstellung zeigt sich eine Abnahme der Komponentenwerte beider Komponenten mit zunehmendem Abfluss, was zu einer diagonalen „Bewegung“ im Diagramm führt. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Abflüsse der verschiedenen Ereignisse relativ unterschiedlich sind, wobei sie zufällig von BRU-1 nach BRU-3 zunehmen und daher die Verteilungsmuster in Abbildung 5.50 und 5.51 sehr ähnlich sind. In Kombination mit der Ereignis-Darstellung (Abb. 5.50) ist bei KR und LA sogar die Überlappung zu erklären. So hat BRU-1 zwar allgemein relativ niedrige Abflusswerte, jedoch gibt es gegen Ende des Ereignisses den Maximalabfluss, welcher dazu führt, dass einige Komponentenwerte von BRU-1 nach BRU-2 überlappen. BRU-2 zeigt deutlich höhere Vorereignisabflusswerte und bildet dadurch eine separate Punktwolke. Die Vorereignisabflusswerte von BRU-3 sind ungefähr mit denen von BRU-2 identisch, wodurch einzelne Komponentenwerte in der Punktwolke von BRU-2 liegen. Dominiert wird das mehrgipfelige Ereignis BRU-3 dagegen durch länger anhaltende hohe Abflüsse, welche eine neue Punktwolke formen.

Allgemein ist allerdings zu beachten, dass der Zusammenhang zwischen tatsächlicher Konzentrationsänderung der jeweiligen Parameter und Änderung der Komponentenwerte mit abnehmender Kommunalität zunehmend unschärfer wird. Dennoch gilt allgemein, dass die Abflusshöhe eine wichtige Steuergröße der hydrochemischen Konzentrationen und damit prinzipiell auch der Komponentenwerte ist. Daneben sind diese aber auch zusätzlich von der Jahreszeit (vgl. Kap. 5.2.1.1) und dem Ereignisverlauf (z.B. Hystereseeffekte, Kap. 5.2.3) abhängig.





**Abb. 5.50** Komponentenwerte der ersten und zweiten Komponente während BRU-1 bis BRU-3 an den jeweiligen Messstellen, differenziert nach Ereignissen (Abszissen und Ordinaten aller Diagramme sind identisch)



**Abb. 5.51** Komponentenwerte der ersten und zweiten Komponente während BRU-1 bis BRU-3 an den jeweiligen Messstellen, differenziert anhand des zeitgleichen Abflusses am Brugga-Pegel Oberried (identische Abszissen und Ordinaten)

Auch anthropogene Einflüsse wie die Streusalzausbringung können sich signifikant auf die Konzentrationen auswirken. So ist im Teilgebiet BU die nach rechts abweichende Punkteschar auf den Streusalzeinfluss zurückzuführen, wie an der hauptsächlich in x-Richtung erfolgenden Streuung der Komponentenwerte zu erkennen ist, da sowohl Natrium als auch Chlorid auf der ersten Komponente liegen. Wie bereits beschrieben, ist bei PW und BU zu erkennen, dass die Streuung der Komponentenwerte auf derjenigen Komponente besonders groß ist, welche im Verhältnis zu den anderen Gebieten höhere Komponentenwerte zeigt. Bei EB ist ebenfalls eine hohe Streuung der zweiten Komponente zu erkennen, allerdings sind die absoluten Komponentenwerte hier nicht erhöht. Aus Abbildung 5.51 wird ersichtlich, dass die Höhe der angesprochenen Komponentenwerte sehr stark abflussabhängig ist und hohe Abflusswerte allgemein niedrige Komponentenwerte bedeuten. Dies deutet darauf hin, dass sich diese Teilgebiete hauptsächlich in den Konzentrationen des Basisabflusses bzw. des verzögerten Zwischenabflusses von den anderen unterscheiden, während die schnellen Komponenten nur geringe Unterschiede aufweisen. Folglich ist bei gleichen Anteilen an schnellen Komponenten die prozentuale Konzentrationsabnahme während des Ereignisses in den Gebieten mit hoher Basisabfluss-Konzentration größer. Dies lässt vermuten, dass tieferliegende geogene Herkunftsräume oder ähnlich wirkende anthropogene Einflüsse Ursachen für die erhöhten Konzentrationen sind. Häufig ist dies nicht eindeutig zu trennen, da z.B. bei Magnesium und Sulfat die Zunahme im Teilgebiet St. Wilhelmer Talbach dort beginnt, wo laut der geologischen Karte (GLA, 1967) an der Nordseite des Tals Erzgänge verlaufen und auch alte Flurnahmen (Grubendobel) auf bergbauliche Tätigkeiten hinweisen. Auch die hohe Streuung der zweiten Komponente bei EB ist hierauf zurückzuführen, da dieses Teilgebiet ebenfalls an diesen Bereich angrenzt, wobei die absoluten Konzentrationen allerdings nicht erhöht sind.

Auch bei Chlorid lässt sich nicht zwischen geogenem und anthropogenem Ursprung trennen, da es zum einen aus dem Mineral Pyromorphit stammen kann, welches im Bereich des Teilgebiets BU vorkommt und durch bergbauliche Aktivitäten (Aufschüttung von Halden) in diesem Gebiet u.U. verwitterungsanfälliger ist. Zum anderen ist Streusalz eine weitere mögliche Quelle, da sich in diesem Teilgebiet die hochgelegene Ortschaft Hofgrund befindet und zusätzlich eine Bundesstraße durch dieses Gebiet führt.

Insgesamt führte die Anwendung der Hauptkomponentenanalyse auf den gesamten Datensatz der Brugga-Ereignisbeprobung nicht zu einer größeren Anzahl an Komponenten mit Eigenwerten  $> 1$  als bei der Trennung nach Messstellen und Ereignissen. Außerdem ist die erklärte Varianz nur um sieben Prozentpunkte geringer. Insgesamt ist daher davon auszugehen, dass die Struktur der Einzeldatensätze in Bezug auf die über Komponenten erklärbare Varianz gut mit der des gesamten Datensatzes zu vergleichen ist und sich daher das Ergebnis der Hauptkomponentenanalyse nicht fundamental ändert. Dennoch bedingt die Zusammenführung der Datensätze Unschärfen in der Abbildung einzelner Ereignisreaktionen wie zum Beispiel der verschiedenen starken Konzentrationsanstiege von Kalium. Trotz im Teilgebietsvergleich relativ ähnlicher Reaktionen ist auch der Parameter Silikat davon betroffen. Die Hauptkomponentenanalyse „ordnet“ dabei die offensichtlich mit keinem anderen Parameter direkt übereinstimmende Reaktion einem der beiden Komponenten zu, was zu einer relativ geringen Kommunalität führt. Über die graphische Darstellung der Komponentenwerte ist ein Gebietsvergleich in Bezug auf die hydrochemische Zusammensetzung und die Ereignisreaktion sehr gut möglich. Abweichende Zusammensetzungen oder Reaktionen fallen durch die Lage oder die Form der Punktwolken sofort auf. Allerdings ist es notwendig, nach der Bestimmung dieser Abweichungen, die dafür verantwortlichen hydrochemischen Parameter zu identifizieren und die kausalen Zusammenhänge zu entschlüsseln.

Bei der Anwendung der Hauptkomponentenanalyse auf den gesamten Datensatz der Dreisam-Ereignisbeprobung wurden zwei Komponenten mit Eigenwerten  $> 1$  extrahiert (Tab. 5.19). Die höchsten Ladungen auf der ersten Komponente haben Natrium, Kalium, Chlorid und Nitrat, während Calcium und Sulfat etwas niedrigere Werte aufweisen. Auf der zweiten Komponente liegen Magnesium und ANC mit ähnlichen Ladungen wie Calcium, während Silikat als einzige Variable mit 0,64 eine deutlich niedrigere Ladung aufweist. Im Vergleich mit dem Brugga-Einzugsgebiet ist festzuhalten, dass bis auf Sulfat und Silikat alle Parameter auf derselben Komponente wie im Brugga-Einzugsgebiet liegen. Jedoch gehören die Kommunalitäten der Parameter, die die zweite Komponente bilden, mit zu den niedrigsten. Es ist daher anzunehmen, dass die Extraktion einer dritten Komponente mit einem Eigenwert  $< 1$  vor allem für Silikat und Magnesium zu deutlich höheren Kommunalitäten führen würde.

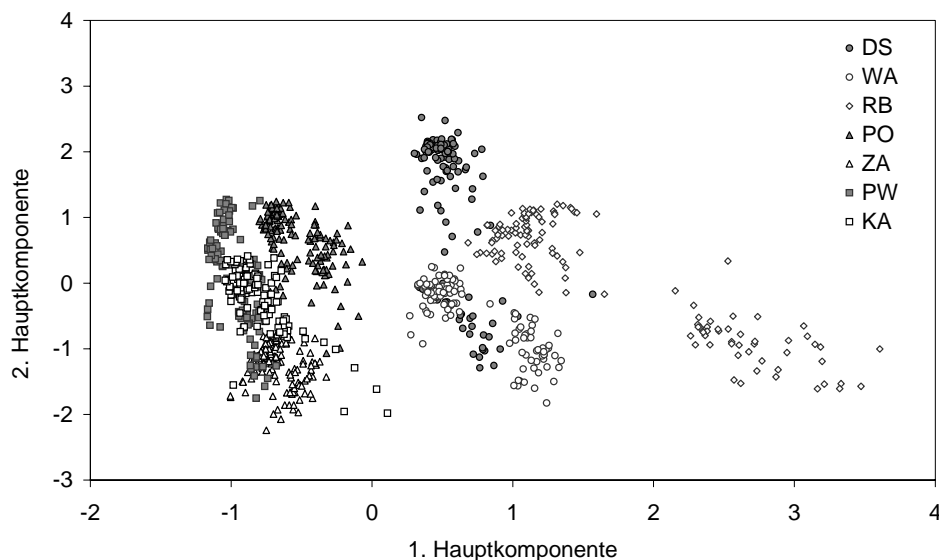
Trotz ähnlicher extrahierter Komponenten sind deutliche Unterschiede zum Brugga-Einzugsgebiet in Bezug auf die Kommunalität einzelner anderer Parameter festzustellen (z.B. Kalium, Silikat, Nitrat). Dies deutet daraufhin, dass sich die relative Bedeutung bzw. die relative Reaktion der hydrochemischen Parameter zum Teil deutlich ändert und dadurch über die Komponenten besser oder weniger gut erfasst werden kann. Dies ist auch offensichtlich die Ursache dafür, dass Sulfat hier auf der ersten Komponente liegt. Im Brugga-Einzugsgebiet kam Sulfat (ähnlich wie Magnesium und Chlorid) dagegen durch die speziellen geogenen bzw. anthropogenen Einflüsse eine „Sonderrolle“ zu. Auch bei ANC ist die Lage auf der zweiten Komponente bei beiden Datensätzen durch die Reaktionseigenschaften bedingt, die sich als Summenparameter der Anionen und Kationen von denen der einzelnen Ionen unterscheiden. Bei Magnesium und Chlorid sind dagegen die Änderungen zwischen Brugga- und Dreisam-Ereignisbeprobung offensichtlich nicht gravierend, so dass diese im Dreisam-Einzugsgebiet auf denselben Komponenten wie im Brugga-Einzugsgebiet liegen. Auffällig ist weiterhin, dass die Kommunalität von Magnesium die zweitgeringste ist, während Calcium trotz der gleichen maximalen Ladung eine höhere Kommunalität aufweist.

**Tab. 5.19 Komponentenladungen nach Rotation, Kommunalitäten und erklärte Varianz der Hauptkomponentenanalyse für den gesamten Datensatz der Dreisam-Ereignisbeprobungen, wobei nur Eigenwerte  $> 1$  extrahiert wurden**

	1. Hauptkomponente	2. Hauptkomponente	Kommunalitäten
<b>Natrium</b>	0,96	0,15	0,94
<b>Kalium</b>	0,94	0,03	0,89
<b>Magnesium</b>	0,16	0,79	0,65
<b>Calcium</b>	0,79	0,45	0,83
<b>Chlorid</b>	0,91	0,01	0,83
<b>Nitrat</b>	0,93	0,20	0,90
<b>Sulfat</b>	0,83	0,22	0,73
<b>Silikat</b>	-0,06	0,64	0,41
<b>ANC</b>	0,48	0,73	0,77
<b>erklärte Varianz [%]</b>	56,2	20,9	gesamt: 77,1

Dies wird durch die Ladung von Calcium auf der zweiten Komponente verursacht, welche deutlich höher als die korrespondierende Ladung von Magnesium auf der ersten Komponente ist. Dies deutet darauf hin, dass die Magnesiumkonzentrationen trotz der im Gebietsvergleich visuell großen Ähnlichkeiten entweder deutliche nichtlineare Abhängigkeiten aufweisen oder aber die Gebietsunterschiede von Magnesium kaum mit denen anderer Parameter korrelieren. Dadurch kann die Variabilität nur schwer durch Komponenten erfasst werden, mit denen neben Magnesium noch weitere Parametern maximal korrelieren. Die durch die zwei Komponenten erklärte gesamte Varianz liegt mit 77 % deutlich niedriger als die erklärte Varianz der nach Messstellen und Ereignissen getrennten Hauptkomponentenanalysen, was aber vor allem dadurch zu erklären ist, dass dort häufig drei Komponenten extrahiert wurden. Im Vergleich mit dem Brugga-Einzugsgebiet (gesamter Datensatz) ist die erklärte Varianz dagegen identisch. Wie bereits dargestellt, unterscheiden sich die Kommunalitäten jedoch deutlich. Es ist daher davon auszugehen, dass die gesamte Varianz der Datensätze ähnlich ist, jedoch deutliche Unterschiede in Bezug auf die Reaktions- und Konzentrationsmuster zwischen den einzelnen hydrochemischen Parametern im Dreisam- und im Brugga-Einzugsgebiet bestehen.

In der graphischen Darstellung (Abb. 5.52) der Komponentenwerte der ersten und der zweiten Komponente liegen die Messstellen PO, ZA, PW und KA dicht beieinander. Dies ist auf Grund der naturräumlichen Ähnlichkeiten und der zum Teil verschachtelten Lage der Gebiete plausibel. Wie im Brugga-Einzugsgebiet ist PW jedoch deutlich anhand der stark in Vertikal-Richtung gestreckten Punktwolke zu erkennen. Die Werte von DS, WA und RB liegen dagegen deutlich weiter von den Werten der Teilgebiete PO, PW, ZA und KA entfernt. Dies wird hauptsächlich durch unterschiedliche Werte der ersten Komponente verursacht, während die Wertespanne der Komponentenwerte der zweiten Komponente nur durch das Gebiet DS etwas erweitert wird. In Bezug auf die erste Komponente ist insbesondere ein Teil der Werte von RB selbst im Vergleich zu DS und WA deutlich erhöht.



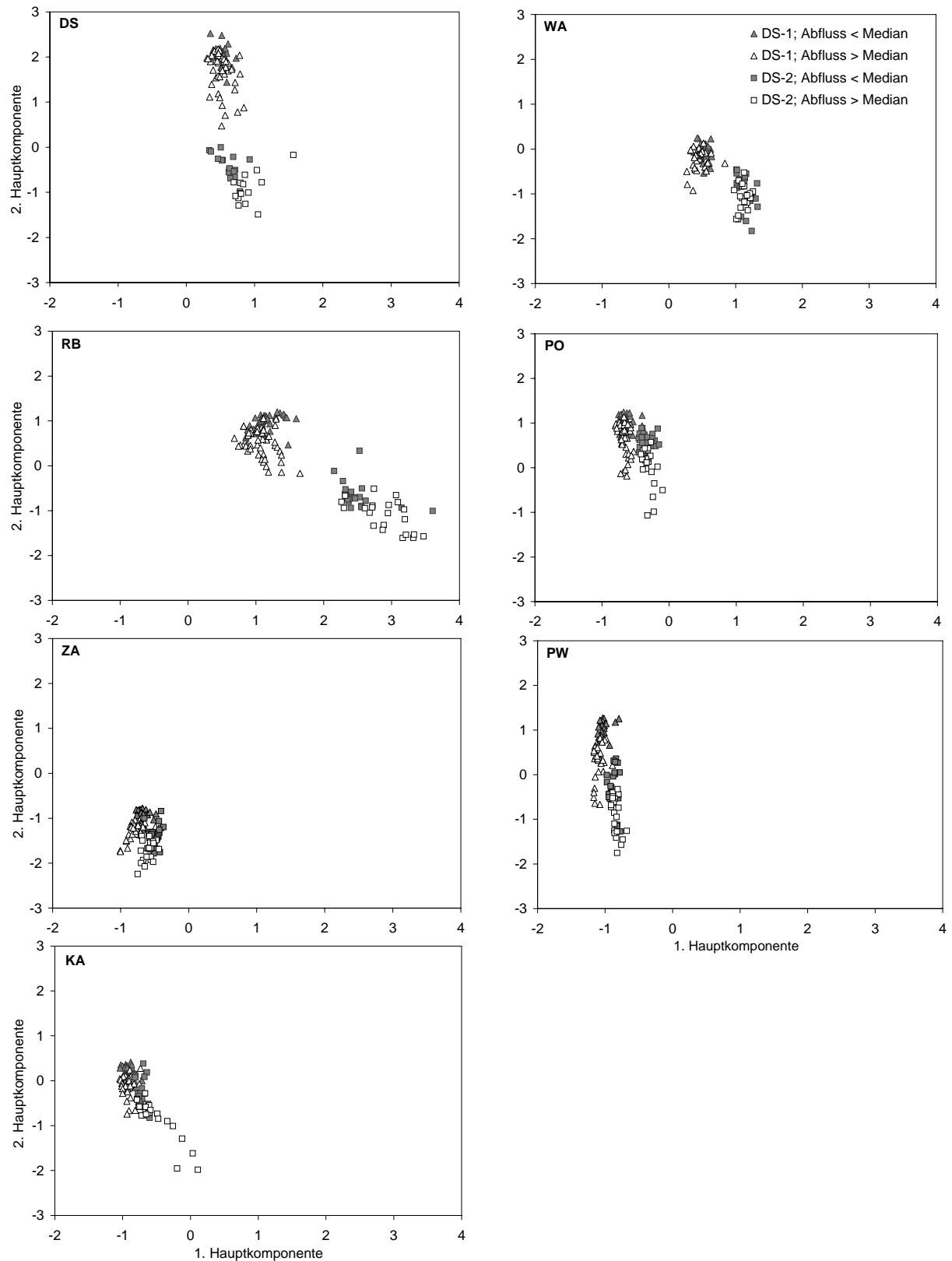
**Abb. 5.52** Komponentenwerte der ersten und zweiten Komponente während DS-1 und DS-2, differenziert nach Messstellen

In Abbildung 5.52 sind bei fast allen Messstellen zwei meist klar voneinander abgesetzte Punktwolken zu unterscheiden. Trotz der geringen Lageunterschiede der Gebiete PW, KA und ZA ist zu erkennen, dass dies bei KA geringer ausgeprägt ist. Die Differenzierung der Komponentenwerte nach Ereignissen (Abb. 5.53) zeigt, dass sich diese beiden Punktwolken jeweils einem Ereignis zuordnen lassen, wobei die Größe der Überschneidungsbereiche zwischen den Messstellen variiert. Dies ist auf die sehr unterschiedlichen Vorfeuchtebedingungen und die sich dadurch ändernden Vorereigniskonzentrationen bei DS-1 und DS-2 zurückzuführen. Besonders große Entfernungen zwischen den Ereignissen treten bei DS, RB und WA auf. Auch dies lässt sich über die Abflusswerte vor dem jeweiligen Ereignis erklären. So sind die Unterschiede der Vorereignisabflussspenden zwischen DS-1 und DS-2 in der Gruppe PO, ZA, PW bei ZA am größten (vgl. Abb. 5.38 und 5.39). Auch bei RB und DS unterscheiden sich die Vorereignisabflüsse vergleichsweise stark. Inwiefern bei WA und KA geringere Abflussunterschiede auftreten, kann bei WA auf Grund der nicht stabilen Wasserstands/Abfluss-Beziehung und bei KA auf Grund des fehlenden Pegels nicht geklärt werden. Bei KA sind geringere Unterschiede aber in jedem Fall zu vermuten, da die höhergelegenen Schwarzwald-Einzugsgebiete selbst bei langer Trockenheit einen vergleichsweise hohen Abfluss zeigen.

Die größeren ereignisbezogenen Lageunterschiede bei RB im Vergleich zu WA sind allerdings neben Unterschieden in den Vorereignisabflüssen mit großer Wahrscheinlichkeit auch auf die Gebietseigenschaften, insbesondere die Beziehung zwischen Abfluss und jeweiliger Ionenkonzentration zurückzuführen. Dadurch kann die Abflussdifferenz zwischen DS-1 und DS-2 in den beiden Gebieten identisch sein, obwohl die Differenzen der Vorereigniskonzentrationen unterschiedlich sind.

In Abbildung 5.53 wurden die Komponentenwerte zusätzlich noch anhand des zeitgleichen Abflusses am jeweiligen Pegel klassifiziert. Jedoch zeigen sich im Vergleich zum Brugga-Einzugsgebiet geringere Lageunterschiede innerhalb des jeweiligen Ereignisses, d.h. der Zusammenhang zwischen Komponentenwert und Abfluss ist nicht so stark. Ursache dafür ist die Tatsache, dass die untersuchten Ereignisse insgesamt etwas kleiner sind, aber auch untereinander in Bezug auf die Niederschlagsmenge bzw. die Abflusshöhe nicht so stark differieren wie die Ereignisse im Brugga-Einzugsgebiet. Am geringsten ausgeprägt sind die Lageunterschiede bei DS, WA und, mit Einschränkungen, auch bei KA. Allgemein weist dabei eine Änderung der Komponentenwerte auch auf eine Konzentrationsänderung der hydrochemischen Parameter hin. Jedoch ist jeweils zu klären, welcher der Parameter mit hoher Ladung zu der Änderung der Komponentenwerte führt. Daher kann nicht allgemein auf Grund einer starken Reaktion der Komponentenwerte auch auf eine überdurchschnittliche Ereignisreaktion im entsprechenden Teilgebiet geschlossen werden.

Im Vergleich zum Brugga-Einzugsgebiet gibt es auch größere Unterschiede in der „Bewegungsrichtung“. Hier ist allerdings zu beachten, dass die auf den Komponenten liegenden Variablen nicht identisch sind. Während bei PO und PW vor allem eine Änderung in y-Richtung stattfindet, ist bei WA und ZA eine Abnahme auf beiden Komponenten und bei DS, RB und KA eine Abnahme auf dem zweiten und eine verschieden starke Zunahme auf der ersten Komponente festzustellen. Die Zunahme der Komponentenwerte der ersten Komponente ist vor allem bei dem Ereignis DS-2 ausgeprägt und dort meist auf den Anstieg der Kalium- und zum Teil auch der Natrium- und Chloridkonzentrationen zurückzuführen.



**Abb. 5.53** Komponentenwerte der ersten und zweiten Komponente während DS-1 und DS-2, klassifiziert nach Abfluss kleiner oder größer dem Median der Abflusswerte der Ereignisproben je Messstelle (für KA wurde der jeweilige Abfluss von PW verwendet; alle Abszissen und Ordinaten sind identisch)

Zwar ist die Abnahme der Komponentenwerte der zweiten Komponente auch auf Grund der ereignisbezogenen Abnahme der Silikatkonzentrationen möglich, durch die geringe Ladung von Silikat auf dieser Komponente ist jedoch von einem nur schwach ausgeprägten Zusammenhang von Komponentenwert und Silikatkonzentration auszugehen. Daher scheint vor allem die Konzentrationsabnahme von Magnesium die Änderung der Komponentenwerte zu bewirken. Für diesen Zusammenhang spricht auch die Tatsache, dass bei PW die Änderung in y-Richtung überdurchschnittlich ist, da PW nur in Bezug auf Magnesium eine überdurchschnittliche Konzentrationsabnahme während des Ereignisses aufweist, während die Änderung der Silikatkonzentration bei PW mit PO, ZA und KA weitgehend vergleichbar ist (Abb. 5.44). Zwar fällt die Lageänderung der Komponentenwerte durch die Abflusserhöhung zwischen den Ereignissen unterschiedlich stark aus, jedoch ist die „Bewegungsrichtung“ an einer Messstelle über die Ereignisse hinweg vergleichbar. Dies zeigt, dass die übergeordneten Reaktionsmuster der Teilgebiete relativ konstant sind, auch wenn es im Detail zwischen den Ereignissen deutlich Unterschiede zwischen der hydrochemischen Reaktion geben kann.

Ähnlich wie die Ergebnisse im Brugga-Einzugsgebiet konnten auch hier über die Anwendung der Hauptkomponentenanalyse auf den gesamten Datensatz die Ereignisreaktionen sowie die Vorereigniskonzentrationen der Teilgebiete direkt miteinander verglichen werden. Auffällig sind die großen Ähnlichkeiten zwischen Brugga- und Dreisam-Ereignisbeprobung in Bezug auf die extrahierten Parameter sowie die erklärte Varianz. Zwar sind drei Teilgebiete in beiden Datensätzen vertreten, dennoch wären größere Ergebnisunterschiede durch die Hinzunahme von DS, WA und RB bei der Dreisam-Ereignisbeprobung nicht unplausibel. Jedoch scheint, abgesehen von gewissen Änderungen bezüglich einzelner Ionen, die Struktur der beiden Datensätze sehr ähnlich zu sein. Über die graphische Darstellung ließen sich die hydrochemischen „Besonderheiten“ bzw. die Höhe der allgemeinen Mineralisierung der Teilgebiete visualisieren. Der Vergleich der Ereignisreaktionen anhand der Stärke und Richtung der Lageunterschiede zeigte größere Unterschiede zwischen den Teilgebieten der Dreisam als zwischen denen der Brugga. Bei allen Auswertungen der Komponentenwerte ist es jedoch immer notwendig zu überprüfen, welcher hydrochemische Parameter die entsprechende Reaktion der Komponentenwerte verursacht hat. Daher ist die Anwendung der Hauptkomponentenanalyse notwendigerweise immer mit einer direkten Auswertung der hydrochemischen Zeitreihen verbunden.



## 5.2.5 Diskussion

### *Gebietsheterogenität*

Ziel der Untersuchung der hydrochemischen Gebietsheterogenität war es, die wichtigsten Einflusskomponenten der Hydrochemie zu entschlüsseln und sie in Bezug zu der jeweilig betrachteten Skale zu setzen. Durch die Struktur der Stichtagsbeprobungen war es möglich, sowohl unterschiedliche Skalen (obere Mikro- bzw. untere Mesoskala und Mesoskala) als auch Gebiete mit unterschiedlicher naturräumlicher Ausstattung zu vergleichen.

Der Vergleich von Gebieten verschiedener Größe zeigt deutliche Unterschiede vor allem in der Variabilität der Hydrochemie und in der Sensibilität in Bezug auf den Einflussfaktor „Abflusshöhe“. Ein Problem bei der Untersuchung ist die fehlende Unabhängigkeit zwischen den kleinen und großen Gebieten, da sie bewusst verschachtelt gewählt wurden, um die Einflüsse von Geologie, Topographie und Klima möglichst konstant zu halten. Durch diesen Ansatz ist aber im jeweiligen Untersuchungsgebiet (Brugga, Dreisam) die Anzahl an größeren Teilgebieten zwangsläufig sehr gering. Unter der Annahme konservativen Mischungsverhaltens ist dann die Hydrochemie der größeren Gebiete das Mischungsprodukt der vielen kleinen Gerinne. Dass die natürlichen Prozesse in etwa ein konservatives Mischungsverhalten zeigen, konnte über diese Untersuchungen nachgewiesen werden, da die Konzentrationen aller Parameter in den größeren Gebieten ungefähr den Mittelwert der verschachtelten kleinen Gebiete bilden. Insofern ist die Tatsache, dass die hydrochemische Heterogenität in den kleinen Gebieten am größten ist, plausibel. Würden auch die größeren Gebiete unabhängig voneinander gewählt, müsste die beprobte Fläche deutlich ausgedehnt werden, wenn eine ausreichende Anzahl an Proben erwünscht ist. Dies führt aber zu der angesprochenen Veränderung der Geologie, der Topographie und des Klimas. In diesem Zusammenhang sind auch die unterirdischen Zuflüsse ins Gerinnenetz, welche die chemische Zusammensetzung im Vorfluter entscheidend beeinflussen können, als Teil des Mischungsvorgangs zu berücksichtigen.

Ähnlich wie die Ergebnisse von WOLOCK ET AL. (1997) konnte sowohl im Brugga- als auch im Dreisam-Einzugsgebiet keine einheitliche Zu- oder Abnahme der Silikatkonzentrationen entlang der Hauptvorfluter festgestellt werden. Wie in dieser Studie aus dem *Neversink River*, New York, USA, war lediglich eine Abnahme der Variabilität zu beobachten, welche durch die relativ gesehen volumetrisch immer geringer werdenden Zuströme der Hangeinzugsgebiete verursacht wird. Allerdings stellten WOLOCK ET AL. (1997) eine deutliche Konzentrationszunahme entlang des Hauptvorfluters bei ANC, bas. Kationen und pH-Wert fest. Dies wird auf eine Zunahme der Kontaktzeit von Wasser und Boden zurückgeführt. Bei den hier dargestellten Stichtagsbeprobungen konnten dagegen bei allen Parametern sowohl Zunahmen als auch Abnahmen der Konzentrationen festgestellt werden. Dies kann durch eine größere chemische Heterogenität des Deckschichtenmaterials oder durch eine größere Durchlässigkeit und dadurch bedingte stärkere Heterogenität der Fließwege verursacht sein. Im Dreisam-Einzugsgebiet hat daher bei der ausschließlichen Beprobung eines Hauptvorfluters die Messstellenauswahl einen großen Einfluss auf das Ergebnis.

Weiterhin konnte mit Hilfe von Silikat gezeigt werden, dass die kleineren Gebiete bei Abflusshöhen unterhalb des mittleren Abflusses wenig systematisch auf die Höhe des Abflusses reagieren. So war die Variabilität der Silikatkonzentrationen in den kleinen Teilgebieten der Brugga bei den Stichtagsbeprobungen unabhängig von der Abflusshöhe. Werden dagegen wie im Dreisam-Einzugsgebiet höhere Abflüsse betrachtet, lassen sich systematische Reaktionen

der Silikatkonzentrationen deutlich erkennen. In der Regel handelt es sich dabei um Konzentrationsabnahmen. Als Ursache für dieses Verhalten ist die große Variabilität der lokalen Einzugsgebiets- und Klimaparameter zu sehen, welche besonders in den kleinen Teileinzugsgebieten zu sehr unterschiedlichen Abflussverhältnissen führt. Erst bei höheren Abflüssen gleichen sich die Verhältnisse der kleinen Teileinzugsgebiete an, so dass z.B. im Fall von Silikat eine systematische Abnahme der Konzentrationen zu erkennen ist. Bei den großen Gebieten ist die Variabilität der lokalen Einzugsgebiets- und Klimaparameter dagegen niedriger wodurch auch die Unterschiede in den Abflussverhältnissen abnehmen. Dadurch sind systematische Änderungen der Silikatkonzentration in den größeren Gebieten bereits bei geringeren Abflusshöhen zu erkennen.

Die Korrelationsanalysen haben sowohl im Brugga- als auch im Dreisam-Einzugsgebiet gezeigt, dass keiner der analysierten hydrochemischen Parameter eine mittlere oder hohe Korrelation mit der Gebietsgröße besitzt. Diese werden von keiner mit der Einzugsgebietsgröße korrelierten Komponente so stark bestimmt, dass sie selbst mit der Einzugsgebietsgröße korrelieren. Würden dagegen verstärkt biologische Wasserqualitätsparameter erfasst, könnte u.U. im Dreisam-Einzugsgebiets der Einfluss der zunehmenden Siedlungsfläche spürbar werden. Für die untersuchten Parameter gilt dagegen, dass die Variabilität in den kleinen Gebieten so groß ist, dass der mittlere Wert in den größeren Gebieten keine signifikanten Korrelationen ermöglicht.

Die Frage, ab welcher Gebietsgröße die räumliche Heterogenität der Hydrochemie deutlich abnimmt, ist nicht absolut zu beantworten. Sowohl im Brugga- als auch im Dreisam-Einzugsgebiet weisen jeweils die kleinen Einzugsgebiete sehr große Konzentrationsunterschiede auf. Abbildung 5.21 zeigt, dass die Konzentrationsspanne von Silikat im Dreisam-Einzugsgebiet unterhalb von ca. 3 km<sup>2</sup> durch die Beprobung kleinerer Teilgebiete des Brugga-Einzugsgebiets nicht deutlich erweitert wird. Allerdings mag es möglich sein, dass es im Dreisam-Einzugsgebiet kleinere Teilgebiete gibt, die außerhalb dieser Spanne liegen. Die Größe, ab der sich die Konzentrationsspanne im jeweiligen Gebiet deutlich verringert, ist im Brugga- und im Dreisam-Einzugsgebiet jedoch verschieden. Im Brugga-Einzugsgebiet liegt der erste Schwellenwert etwa bei 2 km<sup>2</sup>, der zweite etwa bei 10 km<sup>2</sup>. Der erste Schwellenwert der Dreisam liegt mit etwa 3 km<sup>2</sup> nur wenig über dem der Brugga, der zweite etwa bei 40 km<sup>2</sup>. In beiden Gebieten ist daher davon auszugehen, dass der erste Schwellenwert vor allem durch die typische Größe der Hangeinzugsgebiete bedingt ist. Diese Größe ist auf Grund ähnlicher Topographie in beiden Gebieten vergleichbar. Der zweite Schwellenwert ist dagegen stark vom verschachtelten Beprobungsansatz abhängig. Dieser führt zu einer jeweils typischen Größenverteilung der untersuchten Gebiete. Dadurch kommt es bei verschiedenen Beprobungen zwar zu einem ähnlichen Muster der abnehmenden Heterogenität, die absoluten Schwellenwerte sind jedoch stark gebietsspezifisch. Dieses Phänomen lässt sich zum großen Teil mit konservativen Mischungsprozessen erklären.

Wie im Vorangegangenen gezeigt wurde, hat sich bei der Gebietserweiterung auf die Dreisam die Konzentrationsspanne der hydrochemischen Parameter nur relativ gering verändert. Dies überrascht, da mit der Erweiterung deutliche Unterschiede in der Geologie, Topographie und Landnutzung der beprobten Gebiete verbunden sind. Dennoch scheint die Vielzahl der Einflussfaktoren einen mittelnden Effekt auf die Konzentrationen der hydrochemischen Parameter zu haben. Außerdem sind die Unterschiede immer relativ zu sehen. Die dominierende Geologie ist weiterhin das Kristallin, auch die nördlichen Teile des Dreisam-Einzugsgebiets haben Mittelgebirgscharakter und in der Landnutzung treten größere Siedlungen oder intensiver Ackerbau erst in den größeren Teilgebieten auf, so dass die prozentualen Flächenanteile

nicht sehr stark beeinflusst werden. Daher ist das Dreisam-Einzugsgebiet für die untersuchten Parameter noch als relativ homogener Landschaftsraum anzusehen. Durch die Vielzahl der Einflussfaktoren ist es aber sehr schwer, die Konzentration der hydrochemischen Parameter auf Gebietsfaktoren zurückzuführen. Die einfache Korrelation von zwei Parametern führt höchstens zu mittleren Zusammenhängen. Außerdem sind vor allem die Landnutzungsanteile stark interkorreliert, was die ursächlichen Zusammenhänge zum Teil verschleiert. Daher ist es ganz entscheidend, welche Einzugsgebietsparameter bestimmt werden. Im Rahmen dieser Arbeit war es nur möglich, Standardparameter über GIS zu bestimmen. Unter Umständen zeigen Parameter, die sich stärker am Stoffhaushalt der jeweiligen hydrochemischen Parameter orientieren, deutlich bessere Korrelationen. Da die verschiedenen Einflüsse ein Wirkungsgeflecht bilden, bei dem die systematischen Zusammenhänge in ihrer Komplexität schwer zu erfassen sind, soll an dieser Stelle die Interpretation der Ursachen für bestimmte Korrelationen nicht weitergeführt werden. Insgesamt bleibt aber festzuhalten, dass viele der signifikanten Korrelationen sowohl im Brugga- als auch im Dreisam-Einzugsgebiet auftraten. Vereinzelt konnten im Brugga-Einzugsgebiet mittlere Korrelationen gefunden werden, welche dagegen im Dreisam-Einzugsgebiet nicht signifikant waren.

Eine Schwierigkeit bei dieser Art der Beprobung ist die Tatsache, dass selbst in den Gerinnen der kleinen Einzugsgebiete fast immer eine Mischung mehrerer Abflusskomponenten beprobt wurde. Wie aber vor allem die verdichtete Beprobung im Brugga-Einzugsgebiet andeutete, können die prozentualen Anteile der verschiedenen Abflusskomponenten größeren Einfluss auf die Hydrochemie haben als z.B. die Lage der Messstellen am Hang. Obwohl die Messungen zu Basisabflusszeiten durchgeführt wurden, um schnelle Komponenten auszuschließen, scheint die Kombination verschieden hoher Komponentenanteile mit lokal unterschiedlichen Konzentrationen dieser Komponenten in der Mesoskala nicht mehr zu entschlüsseln zu sein. Sind also flächendeckende direkte Messungen der Einzelkomponenten nicht möglich, kann gerade in den Gebieten über 5 km<sup>2</sup> der Basisabfluss als relativ stabile Mischung aus mittlerer und langer Verweilzeit angesehen werden.

Aus den dargestellten Ergebnissen wird deutlich, dass die hydrochemische Gebietsheterogenität in jeder Skale gesondert anzusprechen ist. Während es in der oberen Mikroskala unter Umständen noch möglich ist, Gerinne, Quellen oder besser noch Abflusskomponenten flächendeckend zu beproben, ist in der Mesoskala lediglich die Erfassung der Gerinne möglich, um einen Eindruck von dem auftretenden Konzentrationsspektrum zu erhalten. Die Regionalisierung der Hydrochemie über die hier verwendeten Einzugsgebietsparameter als Alternative zu einer experimentellen Bestimmung ist dagegen als wenig erfolgversprechend anzusehen.

### *Ereignisanalyse im Brugga-Einzugsgebiet*

In der Ereignisanalyse wurden die drei im Brugga-Einzugsgebiet beprobten Ereignisse gezielt im Hinblick auf die Reaktion der Abflüsse und Wasserstände sowie auf die isotopische und hydrochemische Reaktion untersucht. Ausgewählt wurden dabei hydrochemische Parameter, welche im Rahmen der bisherigen hydrologischen Forschung im Dreisam-Einzugsgebiet bereits vielfach zur Entschlüsselung von Abflussbildungsprozessen und Abflusskomponenten eingesetzt wurden (vgl. HOEG ET AL. 2000, UHLENBROOK ET AL. 2002).

Die Analyse der hydrometrischen Ereignisreaktion war insgesamt dadurch eingeschränkt, dass im Brugga-Einzugsgebiet nur zwei Pegel vorhanden sind. Die Aufzeichnung von Wasserständen an den Standorten der automatischen Probenentnahmegeräte kann dies nur teilweise kompensieren. Es zeigte sich, dass die unterschiedliche Eignung der zur Verfügung stehen-

den Messquerschnitte in Verbindung mit der Auflösung der jeweiligen Messgeräte dazu führte, dass der erste Anstieg der Wasserstände nach Niederschlagsbeginn nicht ausgewertet werden konnte. Dafür ließ der Vergleich der Wasserstands- bzw. Abflussmaxima Rückschlüsse auf die Gebietsreaktion zu. Allgemein war festzustellen, dass die hydraulische Gebietsreaktion im Brugga-Einzugsgebiet in allen Skalen stark durch die Niederschlagscharakteristik geprägt ist. D.h., die Höhe und die zeitliche Position der Wasserstandsmaxima werden neben der Gebietsgröße vor allem durch den Niederschlag bestimmt. So ist zwar bei den kleinen Gebieten KA und EB ein deutlich früheres Auftreten der Maxima als in den größeren Gebieten zu erkennen. Trotz der ähnlichen Gebietsgröße und der großen räumlichen Nähe ist dennoch die jeweilige hydraulische Reaktion dieser beiden Gebiete insbesondere bei konvektiven Ereignissen mit starken Schwankungen in der Niederschlagsintensität sehr heterogen. Auf Grund der vorliegenden Daten lassen sich diese Unterschiede nicht über unterschiedliche Gebietseigenschaften oder Abflussbildungsprozesse erklären.

Ähnlich heterogen ist auch die Reaktion der übrigen Gebiete untereinander. Zwar liegt auch hier das Wasserstandsmaximum bei größerer Einzugsgebietsfläche (z.B. PO) tendenziell später, jedoch kann die Zeitdifferenz zwischen den Maxima von Ereignis zu Ereignis variieren oder sich sogar eine unterschiedliche Reihenfolge der Maxima einstellen. Dies wird vor allem dadurch begünstigt, dass die zeitlichen Unterschiede zwischen den Maxima mit 30 bis 60 min relativ gering sind. Lediglich beim kleinsten Teilgebiet SF ist die Zeitdifferenz zu PO mit 1,5 bis 2 h größer. Die geringen Zeitdifferenzen machen deutlich, dass das Wasser, welches die Abflussspitze an der einen Messstelle (z.B. PW) formt, nicht dasselbe Wasser ist, welches z.B. am Pegel Oberried das Maximum bildet. Dies konnte durch Untersuchungen zur räumlichen Verteilung der Fließgeschwindigkeiten im Brugga-Einzugsgebiet im Rahmen einer Diplomarbeit belegt werden (FRITZ 2001). Dabei zeigte sich, dass die mittleren Fließgeschwindigkeiten allgemein vergleichsweise niedrig sind, wobei die höchsten Geschwindigkeiten von rund 0,5 m/s bei größeren Abflüssen in den Talbächen mit typischer Weise geringer Sohlneigung und relativ geringer Gewässerbetttrauhigkeit auftreten. Unter Berücksichtigung der Tatsache, dass diese Untersuchungen nicht im Hochwasserfall durchgeführt wurden, ist eine Abschätzung der maximalen Fließgeschwindigkeit von 2,7 km/h bis 3,6 km/h (0,75 m/s bis 1 m/s) möglich. Nimmt man an, dass bei größeren Niederschlagsintensitäten eine Zeitdifferenz zwischen Niederschlag und Abflussmaximum von ein bis zwei Stunden auftritt, ist davon auszugehen, dass der Hauptteil des Abflusses z.B. am Pegel Oberried zur Zeit der Abflussspitze aus dem Gebiet unterhalb des Zusammenflusses von St. Wilhelmer Talbach und Buselbach stammt. Eine genauere Abgrenzung ist dadurch schwierig, dass die Zeitdifferenz zwischen Niederschlag und Abflussmaximum von der Niederschlagsintensität abhängig und auf Grund des meist allmählich einsetzenden Niederschlags nur schwer zu bestimmen ist. Außerdem ist zwar das Abflussmaximum zeitlich gut eingrenzbar, jedoch ist die Abflusswelle ein über mehrere Stunden andauernder Prozess, so dass Teile des Wassers, welches die Abflusswelle z.B. im Teilgebiet PW oder BU formt, auch Teile der Abflusswelle bei PO bilden. Bei der Suche nach den Herkunftsräumen können bei größeren Gebieten daher zumindest bestimmte Bereiche als Herkunftsräume für den schnellen Abflussanstieg ausgeschlossen werden. Aus diesem Grund ist selbst bei einem verschachtelten Beprobungsansatz die Gebietsreaktion z.B. am Pegel Oberried insbesondere in Bezug auf den Abflussanstieg zu Ereignisbeginn als unabhängig von den übrigen beprobten Teilgebieten anzusehen.

Bei der Auswertung der Isotopendaten zeigten sich allgemein relativ geringe Unterschiede zwischen den Gebieten. Die Tatsache, dass die Niederschlagssignatur die Abflusssignatur kreuzte und es außerdem nicht möglich war, die Signatur des schnellen Zwischenabflusses für

jedes Teilgebiet realistisch abzuschätzen, verhinderte die Berechnung einer Ganglinienseparation. Im Gegensatz zur zeitlichen Variabilität der Niederschlagssignatur scheint die räumliche Variabilität der mittleren Niederschlagssignatur vergleichsweise gering zu sein, selbst wenn nur bei BRU-2 und BRU-3 zwei Niederschlagsprobennehmer eingesetzt werden konnten. Die größte Differenz zwischen den Niederschlagsmittelwerten wurde bei BRU-2 mit drei Promillepunkten gemessen, während bei BRU-3 nur eine Differenz von rund einem Promillepunkt festzustellen war, obwohl der Höhenunterschied zwischen den Niederschlagsprobennehmern im Gegensatz zu BRU-2 rund 300 m betrug. Daher ist anzunehmen, dass der Höheneffekt zwar allgemein zu einer Höhenabhängigkeit der Isotopensignatur im Niederschlag führt, also zu einer Abnahme der Werte mit der Höhe, bei Einzelereignissen aber die Ereignischarakteristik die Höhenabhängigkeit z.T. überprägt. Für eine detaillierte Erfassung der räumlichen Heterogenität wäre allerdings ein weit umfangreicheres Netz von Niederschlagstotalisatoren notwendig wie z.B. bei UHLENBROOK ET AL. (2002). Insgesamt geben aber die Messdaten deutliche Hinweise darauf, dass die detaillierte Erfassung der räumlichen Heterogenität der Isotopensignatur weniger entscheidend für die Ergebnisse einer möglichen Ganglinienseparation ist als die Frage, welche Signatur der zum Separationszeitpunkt an der Messstelle abfließende Niederschlag besitzt.

Trotz der nicht durchführbaren Ganglinienseparation ist ein Vergleich der Isotopenreaktionen dennoch möglich, da sowohl unterschiedliche Anteile an Ereignis- als auch an Vorereigniskomponenten die Reaktion der Isotopensignatur verändern. Die Tatsache, dass die isotopische Reaktion im Gegensatz zur Abflussreaktion gedämpft ist und außerdem um ein Vielfaches geringer ist als die isotopische Reaktion im Niederschlag, wird in der Literatur als ein Paradoxon der Einzugsgebietshydrologie beschrieben (KIRCHNER 2003). Es zeigt, dass die ereignisspezifische Abflussreaktion vor allem aus Vorereigniswasser besteht. Dies führt in erster Linie zu dem Problem, dass die Amplitude der Ereignisreaktion im Verhältnis zur Messgenauigkeit häufig relativ gering ist und daher die Gebietsunterschiede unter Umständen im Bereich der Standardabweichung der Messung liegen. Hinzu kommt, dass die Standardabweichung der Messung nur ein Wert der Fehlercharakterisierung ist. So ist aus den Erfahrungen im Rahmen der durchgeführten Analysen davon auszugehen, dass es in den Messungen immer wieder zu „Ausreißern“ kommt, bei denen die Abweichungen vom tatsächlichen Wert deutlich größer sind. Diesem Problem wird häufig durch Mehrfachmessungen begegnet, was in diesem Fall auf Grund der hohen Probenanzahl und den damit verbundenen Analysekosten sowie der Geräteauslastung nicht möglich war. Daher sind insbesondere stärker von der Gesamtreaktion abweichende Einzelproben nur bedingt interpretierbar.

Allgemein zeigten sich keine für mehrere Ereignisse gültigen Reaktionsmuster. Bei einigen Ereignissen war zwar die Reaktion der kleinen Einzugsgebiete besonders ausgeprägt, allerdings war dies nicht bei beiden Gebieten gleichzeitig der Fall und auch nicht bei allen Ereignissen. Auch die Reaktion zu Beginn des Ereignisses, welche in jenen Bereich fällt, in dem sich die Niederschlagssignatur stark ändert, war in den Gebieten und bei den Ereignissen sehr unterschiedlich. Das Teilgebiet KR, bei dem bei BRU-1 und BRU-2 eine tendenziell geringere Reaktion festzustellen war, zeigte bei BRU-3 eine mit den anderen Gebieten vergleichbare Reaktion. Diese Feststellungen decken sich überwiegend mit den Ergebnissen von SHANLEY ET AL. (2002), welche vier verschieden große, zum Teil verschachtelte Einzugsgebiete während zwei Schneeschmelzereignissen und eines Sommerniederschlags untersuchten. Mit Ausnahme eines stark landwirtschaftlich geprägten Einzugsgebiets differierten die Ereigniswasseranteile beim Sommerniederschlag um maximal acht Prozentpunkte, wobei die Anteile mit zunehmender Einzugsgebietsfläche größer wurden. Zwar ist auf Grund der nicht durchgeführ-

ten Separation ein Vergleich nur bedingt möglich, jedoch ist im Brugga-Einzugsgebiet in der Stärke der Isotopenreaktion keine Zunahme mit steigender Gebietsgröße festzustellen. Allerdings kann auch der gegenteilige Zusammenhang, also die Abnahme des Ereigniswasseranteils mit zunehmender Gebietsgröße, wie sie BROWN ET AL. (1999) nachwiesen, nicht bestätigt werden.

Bei der Isotopenauswertung konnte nicht definitiv geklärt werden, wie stark die isotopische Reaktion durch die Ereigniswassersignatur bzw. die Vorereignissignatur bestimmt wird. Dass im Brugga-Einzugsgebiet die Vorereigniskomponente in zwei Teilkomponenten, also den langsamen Basisabfluss und den schnellen Zwischenabfluss unterteilt werden muss, konnten UHLENBROOK ET AL. (2002) und UHLENBROOK ET AL. (2003) zeigen. Hier wurde versucht, die Signatur des schnellen Zwischenabflusses über Mittelwerte der in den letzten zwei oder fünf Monaten vor dem Ereignis gefallenen Niederschläge abzuschätzen. Auf Grund der Variabilität der Niederschlagssignatur war es aber nicht möglich, den Beitrag einer Komponente auszuschließen. Es konnte aber dadurch gezeigt werden, wie entscheidend sich die Annahmen einer Ganglinienseparation auf ihr Ergebnis auswirken. Die Variabilität der Niederschlagssignatur erwies sich als besonders kritisch, weil dadurch weitere Annahmen zur Bestimmung dieser „end member“ notwendig sind. Die isotopische Abflussreaktion bei BRU-2 war häufig nicht über den mengengewichteten Mittelwert der Niederschlagsproben zu erklären. Die zunächst isotopisch schwerer, später aber wieder leichter werdenden Signaturen einiger Teilgebiete deuten stattdessen darauf hin, dass unter Umständen Ereigniswasser sehr schnell zum Abfluss kommt, was durch den Mittelwert der Niederschlagssignatur nicht dargestellt werden kann. Auch die Methoden von McDONNELL ET AL. (1990), welche den Niederschlag schrittweise mitteln, können dem u.a. auf Grund des fehlenden „Routings“ nicht immer Rechnung tragen. Allgemein lässt sich aus der Auswertung der Isotopensignaturen schlussfolgern, dass die Gebietsunterschiede in der Ereignisreaktion vor allem durch die Niederschlagsheterogenität verursacht werden, während die Unterschiede in der Abflussbildung bzw. den Abflusskomponenten vergleichsweise gering erscheinen.

Die Ergebnisse der Isotopenauswertung werden durch die Auswertung der Silikatdaten in weiten Teilen bestätigt. Auch bei Silikat sind die Gebietsunterschiede der Ereignisreaktion vergleichsweise gering. Allerdings ist ähnlich wie bei den Isotopen das zugrunde gelegte Mischungsmodell entscheidend. Eine einfache Separation in Oberflächenabfluss und unterirdischen Abfluss ist nicht möglich, weil auf Grund der Ergebnisse der mikroskaligen Prozessforschung für den Basisabfluss und den schnellen Zwischenabfluss auch bei Silikat unterschiedliche Konzentrationen anzunehmen sind. Eine Regionalisierung der Silikatkonzentration des Zwischenabflusses ist ähnlich wie bei den Isotopen jedoch nicht möglich. Dies liegt unter anderen daran, dass die Vorereigniskonzentrationen der Teilgebiete deutliche Unterschiede aufweisen, also auch von unterschiedlichen Konzentrationen des Basis- und Zwischenabflusses auszugehen ist, Untersuchungen des Zwischenabflusses aber nicht in allen Teilgebieten erfolgten. Der alternative Vergleich der Silikatreaktion mit Hilfe der standardisierten Darstellung geht allgemein vom Hinzumischen deutlich silikatärmeren Wassers aus, wobei es nicht darauf ankommt, ob dies Oberflächen- oder Zwischenabfluss ist. Einschränkungen beim Gebietsvergleich entstehen bei dieser Methode dann, wenn die prozentuale Konzentrationsdifferenz zwischen den schnellen Abflusskomponenten und dem Vorereigniswert sehr unterschiedlich groß ist. Inwieweit dies zutrifft, ist auf Grund der bisherigen Untersuchungen nur schwer abzuschätzen. Allerdings scheint es durchaus plausibel, dass in Gebieten mit allgemein höheren Silikatkonzentrationen jede Abflusskomponente erhöht ist und

daher die relativen Konzentrationsunterschiede der „end member“ ähnlich sind, so dass ein Vergleich der standardisierten Silikatkonzentrationen sinnvoll ist.

Die allgemein geringen Differenzen beim Vergleich der prozentualen Silikatreaktion werden von zwei Ausnahmen begleitet. Zum einen ist dies die Reaktion der kleinen Gebiete. Sie ist deutlich variabler, d.h., die Abnahme kann sowohl mit den anderen Teilgebieten vergleichbar sein oder auch deutlich stärker. Aber auch die Reaktionen von EB und KA können sich bei Silikat unterscheiden, so dass bei KA tendenziell eine stärkere prozentuale Konzentrationsabnahme festzustellen. Zum anderen zeigt auch BU in der Regel eine stärkere prozentuale Konzentrationsabnahme als die anderen größeren Gebiete. Dies ist möglicherweise auf den topographisch bedingten tendenziell höheren Gebietsniederschlag, welcher jedoch nur bei BRU-3 messtechnisch erfasst wurde, sowie einen etwas größeren Anteil an Sättigungsflächen, welcher geringmineralisiertes Wasser beiträgt, zurückzuführen. Allerdings gab es bei der Isotopenauswertung keinen Hinweis auf eine stärkere Reaktion von BU. Ursache für die häufig ausgeprägtere Reaktion der Gebiete KA und EB können neben Heterogenitäten im Niederschlag auch die in beiden Gebieten vorhandenen Sättigungsflächen sein. Diese nehmen zwar prozentual keinen höheren Flächenanteil ein, sind aber vor allem bei KA, wo sie im teilweise von Entwässerungsgräben durchzogenen Karboden liegen, jeweils gut an die Gerinne angeschlossen. Allerdings zeigen auch bei KA und EB die Isotope keine allgemein deutlich stärkeren Reaktionen. Trotz dieser Unterschiede ist insgesamt von einer sehr ähnlich ablaufenden Abflussbildung in den Teilgebieten auszugehen. Insbesondere die geringen Unterschiede in der prozentualen Abnahme der Silikatkonzentrationen - trotz der Heterogenitäten der absoluten Vorereigniskonzentrationen, denen der Zwischenabflusskonzentrationen, denen des Niederschlags und denen der Gebietseigenschaften, sowie dem unbekannten Verhältnis von Oberflächen- und Zwischenabfluss - sind erstaunlich. Alle diese Heterogenitäten scheinen durch die Prozesse der Abflussbildung auf Einzugsgebietsebene stark gemittelt zu werden.

Dass dieses hydrochemische Verhalten von Silikat nicht auch bei allen anderen Ionen zu finden ist, zeigt die Auswertung der Kaliumkonzentrationen. Zwar bestehen die Ereignisreaktionen von Kalium in der Regel aus einer Konzentrationszunahme, jedoch fällt diese trotz ähnlicher Vorereigniskonzentrationen sehr unterschiedlich stark aus. Hinzu kommen zum Teil große Konzentrationsunterschiede zwischen aufeinanderfolgenden Proben. Die Größe dieser Unterschiede variiert zwischen den Ereignissen sehr stark; eine Klärung der hierfür verantwortlichen Ursachen war nicht möglich. Zwar sind die Konzentrationsschwankungen bei BRU-2 deutlich geringer und deuten damit auf jahreszeitliche Einflüsse bezüglich des Kaliumumsatzes bzw. Austrags, jedoch gibt es bei BRU-3 deutliche Unterschiede zwischen den Teilgebieten, welche über Beweidung oder Düngung auch anthropogen verursacht sein können. Die Tatsache, dass die Konzentrationen häufig im Ereignisverlauf nach dem Anstieg unter die Vorereigniskonzentrationen abfallen, ist entweder durch eine im Vergleich zur Kaliumnachlieferung übermäßige Auswaschung zurückzuführen oder darauf, dass die durch den schnellen Zwischenabfluss verursachte Konzentrationsabnahme während der ersten zwei Drittel des Ereignisses durch oberflächennahen oder Oberflächenabfluss überkompensiert wird und erst nach Rückgang dieser Komponenten im Abfluss messbar wird. Allgemein lassen sich keine Abhängigkeiten zwischen der Reaktion der Kaliumkonzentrationen und der Gebietsgröße, den Gebiets- oder Ereignisseigenschaften finden. Die Einflüsse auf die Kaliumkonzentrationen scheinen auf dieser Skala zu vielfältig sowie im Gebietsvergleich zu ähnlich, als dass über sie eine Differenzierung der Teilgebiete auf Grund ihrer Abflussbildungsprozesse möglich wäre.

Nach der Ereignisanalyse ist für die Teilgebiete des Brugga-Einzugsgebiets von einer insgesamt sehr ähnlichen Abflussbildung mit vergleichbaren Anteilen der ober- und unterirdischen Abflusskomponenten auszugehen. Diese relative Homogenität wird allerdings durch die Niederschlagsheterogenität und Unterschiede in der Vorfeuchte zum Teil deutlich verringert. Dies führt zu „individuellen“ Ereignisreaktionen, welche immer nur teilweise mit anderen vergleichbar sind.

#### *Ereignisanalyse im Dreisam-Einzugsgebiet*

Um die Ereignisbeprobungen im Dreisam-Einzugsgebiet mit denen im Brugga-Einzugsgebiet vergleichen zu können, wurden sie mit einem identischen Ansatz durchgeführt. Anders als im Brugga-Einzugsgebiet erfolgte die Probennahme jedoch fast überall an Pegeln, so dass eine Aufzeichnung des Ereignisabflusses möglich war. Die Auswertung dieser Abflussdaten zeigte, dass zwar deutliche Unterschiede in der Abflussreaktion zwischen den Teilgebieten und zwischen den Ereignissen bestehen, jedoch war es nur vereinzelt möglich, die Ursachen für diese Unterschiede definitiv zu belegen, da die Anzahl an beprobten Ereignissen dafür zu gering war.

Bei den untersuchten Ereignissen zeigten die naturräumlich ähnlichen Gebiete PO, ZA und PW vergleichbare Abflussspenden. Dabei lagen die Vorereigniswerte bei DS-2, also bei geringerer Vorfeuchte, näher beieinander als bei DS-1. Auf Grund von unterschiedlichem Niederschlagsdargebot und unterschiedlichen Vorfeuchten in diesen Teilgebieten ließ sich eine Abhängigkeit der maximalen Abflussspende oder der Abflussbeiwerte von der Gebietsgröße nicht feststellen. BROWN ET AL. (1999) konnten dagegen eine Zunahme der Abflusshöhe mit zunehmender Gebietsgröße feststellen. Allerdings waren die dort untersuchten Einzugsgebiete nur zwischen 0,08 km<sup>2</sup> und 1,61 km<sup>2</sup> groß. Ein Gebietsvergleich bezüglich der Einflüsse von Vorfeuchte und Niederschlagshöhe war auf Grund der erwähnten Variabilität ebenfalls sehr erschwert. So zeigte ZA trotz ähnlichem Niederschlag, aber unterschiedlicher Vorfeuchte sehr große Unterschiede in der maximalen Abflussspende, während PW bei höherem Niederschlag, aber niedrigerer Vorfeuchte eine höhere maximale Abflussspende aufwies als bei niedrigerem Niederschlag, aber höherer Vorfeuchte. Gleichzeitig waren die Unterschiede im Abflussbeiwert der beiden Ereignisse bei PW und ZA vergleichbar. Um diese Zusammenhänge zu entschlüsseln, wäre eine statistische Auswertung längerer Zeitreihen geeigneter. Grundsätzlich deuten die Werte auf einen geringeren Einfluss der Vorfeuchte als der der Niederschlagshöhe.

Der Vergleich mit den Gebieten DS und RB zeigte dort deutlich niedrigere Vorereignis-Abflussspenden. Dies ist zumindest bei RB nicht primär auf die Gebietsgröße zurückzuführen, da diese mit PO vergleichbar ist. Neben anthropogenen Einflüssen und den Gebietseigenschaften kann hier vor allem ein niedrigerer mittlerer Gebietsniederschlag eine Rolle spielen. Bei DS zeigen sich insbesondere bei geringer Vorfeuchte die Auswirkungen der Gebietseigenschaften auf den Vorereignisabfluss, da es im Zartener Becken zur Infiltration von Gerinnewasser in den Aquifer kommt und außerdem der breite Gerinnequerschnitt die Verdunstung des Gerinnewassers fördert. Zusätzlich ist auf Grund der Niederschlagsverteilung von allgemein niedrigeren Abflussspenden der nördlichen und östlichen Teilgebiete sowie von Einflüssen durch die Trinkwasserentnahme und den Grundwasserabstrom auszugehen. Daher sind die Unterschiede des Vorereignisabflusses nur sehr bedingt auf die Einzugsgebietsgröße allein zurückzuführen.



In Bezug auf die Vorfeuchte lässt sich allgemein feststellen, dass die prozentualen Abflussanstiege bei niedrigerer Vorfeuchte höher ausfallen. Zwar ist die Füllung der Muldenspeicher geringer und das Sättigungsdefizit im Boden größer, dennoch scheint der Abflussbeiwert im Gebietsmittel dadurch nicht wesentlich verringert zu sein, so dass ein prozentual höherer Abflussanstieg erreicht wird. Als fast zeitinvariant ist der Abflussbeiwert der Siedlungs- und Straßenflächen anzunehmen. Dennoch sind diese Flächen nur für einen Teil des Abflussvolumens verantwortlich. Andernfalls müssten größere Unterschiede zwischen den kleinen wenig versiegelten Gebieten und den größeren bestehen. Bei DS kommt hinzu, dass die Prozesse, die bei längerer Trockenheit zu der deutlichen Erniedrigung der Vorereigniswerte führen (z.B. Infiltration ins Zartener Becken), im Niederschlagsfall eine geringere Relevanz haben und daher der prozentuale Anstieg dort besonders groß ist. Beim Vergleich der Zeitdifferenzen zwischen den Abflussmaxima der Teilgebiete fällt auf, dass der Unterschied zwischen PO und DS nur zwischen ein bis zwei Stunden liegt. Unter der Annahme ähnlicher Fließgeschwindigkeiten wie im Brugga-Einzugsgebiet kann also das Wasser der untersuchten Teilgebiete das Abflussmaximum bei DS nicht bilden, es sei denn, die Fließgeschwindigkeiten würden auf Grund des breiten und weniger rauen Gerinnequerschnitts im Zartener Becken deutlich steigen. Unter Berücksichtigung dessen erscheint der Vergleich der maximalen Abflussspenden zwischen PO und DS nicht korrekt, da bei DS nicht die gesamte Gebietsfläche für den Maximalabfluss verantwortlich sein kann. Da die maximale Abflussspende von DS bei den untersuchten Ereignissen die Hälfte bzw. ein Drittel der PO-Abflussspende beträgt, würde bereits eine Reduzierung der möglichen Beitragsfläche bei DS auf die Hälfte bzw. ein Drittel der Gebietsfläche ausreichen, um vergleichbare Abflussspenden zu erzielen. Auf Grund der angenommenen Fließgeschwindigkeiten ist eine Reduzierung der abflusswirksamen Fläche auf die Hälfte absolut plausibel. Bei DS-2 ist zudem noch von geringerem Niederschlag bei DS im Vergleich zu PO auszugehen, was ein möglicher Grund dafür ist, dass die maximale Abflussspende nur ein Drittel und nicht die Hälfte von PO beträgt. Neben den gerinnenahen Acker- und Siedlungsflächen des Zartener Beckens würden unter diesen Annahmen nur noch die pegelnahen kleinen Teileinzugsgebiete im Süden und Norden als Herkunftsraum für die Abflussspitze bei DS in Frage kommen. Der Vergleich mit den verschiedenen großen Gebieten PO, ZA und PW zeigt allerdings, dass bei diesen Größenunterschieden (15 - 40 km<sup>2</sup>) noch keine Abhängigkeit der maximalen Abflussspende von der Gebietsgröße festzustellen ist. Der Effekt, dass auf Grund der großen Einzugsgebietsfläche nur aus einem kleinerem Gebietsteil ereignisgeneriertes Wasser tatsächlich das Abflussmaximum bilden kann, scheint sich im Dreisam-Einzugsgebiet daher erst im Bereich der mittleren und oberen Mesoskala bemerkbar zu machen.

Die Auswertung der Isotopendaten zeigte trotz der unterschiedlichen Einzugsgebietsgröße allgemein ähnliche Ereignisreaktionen der Teilgebiete. Dennoch ließen sich signifikante Unterschiede vor allem bezüglich der Form der Isotopen-Ganglinien und der zeitlichen Lage der Minima und Maxima feststellen. Im Brugga-Einzugsgebiet gab es bei einzelnen Ereignissen deutliche Zweifel, ob die Ereigniswassersignatur oder der schnelle Zwischenabfluss für bestimmte Teile der isotopischen Ereignisreaktion verantwortlich ist. Im Dreisam-Einzugsgebiet lassen sich alle isotopischen Reaktionen durch Hinzumischen von Ereigniswasser erklären. Vor allem bei DS-1, wo es zu einem schnellen Wechsel der isotopischen Reaktionsrichtung kommt, ist es notwendig, dass Niederschlagswasser schnell ins Gerinne gelangt und zudem die Signatur dieses Niederschlagswassers sehr ähnlich der des kurz zuvor (ca. 2 h) gefallenen Niederschlags ist. D.h., eine Berechnung mittels „incremental mean“ (MCDONNELL ET AL. 1990), bei der der gesamte bereits gefallene Niederschlag in die Berechnung der Signatur mit einbezogen wird, würde hier die schnelle Änderung der Ereigniswassersignatur zu stark

dämpfen. Jedoch lässt sich über die Abschätzung der Zwischenabflusssignatur und die jeweiligen Mischungsdiagramme ein bedeutender Beitrag des Zwischenabflusses nicht ausschließen, so dass eine Ganglinienseparation nicht möglich ist. In anderen Studien konnten die unterirdischen Abflusskomponenten über Grundwasserpegel oder Saugkerzen direkt beprobt werden (SHANLEY ET AL. 2002, BROWN ET AL. 1999, SUEKER ET AL. 2000), wobei zusätzlich die Gebietsgröße zum Teil deutlich geringer (BROWN ET AL. 1999) als in dieser Arbeit war. Hier scheinen jedoch die möglichen Fehler einer Ganglinienseparation auf Grund der Schwierigkeiten bei der „end member“-Bestimmung zu unkalkulierbar, als dass die Ergebnisse anschließend ausreichend belastbar wären. Da, vor allem aus dem Verlauf der Graphen, dennoch einige Rückschlüsse auf die Abflussbildung möglich sind, erscheint dies als das sicherere Vorgehen. Zu bedenken ist ebenso, dass auch im Dreisam-Einzugsgebiet „Ausreißer“ in der Isotopenanalytik wahrscheinlich sind, so dass bei den allgemein geringen Ereignisschwankungen bereits der analytische Fehler bei einzelnen Messstellen schwer zu kalkulieren ist.

Eine Abhängigkeit der isotopischen Ereignisreaktion von der Niederschlagsmenge bzw. Niederschlagsintensität ist nicht deutlich ausgeprägt. Zwar sind Unterschiede der Ereignisreaktionen bei DS-1, bei vergleichsweise homogener Niederschlagsverteilung, etwas geringer als bei DS-2, jedoch kommt es insbesondere bei PW und ZA zu deutlichen Unterschieden in der maximalen Abflussspende. Die Unterschiede in der isotopischen Reaktion sind jedoch sehr gering. Bei DS-2 zeigen die Gebiete, bei denen von deutlich geringerem Niederschlag und geringerer Intensität auszugehen ist (RB und WA), stärkere isotopische Reaktionen als z.B. die Teilgebiete PO und PW. Allerdings ist die Ereignisreaktion vor allem bei KA, DS und WA deutlich „spitzer“, was durch den gewittrigen Niederschlag und bei DS und WA zusätzlich durch den niedrigen Vorereignisabfluss zu erklären ist. Auch die Tatsache, dass nur bei DS das Hauptmaximum des Abflusses zweigipfelig ist, ist wahrscheinlich auf die Niederschlagsintensität zurückzuführen, wenn nämlich die höhere Niederschlagsintensität zu einem sehr schnellen Abfluss von Niederschlagswasser aus pegelnahen Siedlungs- und Verkehrsflächen führt und daher dieser Abfluss dem des übrigen Gebiets vorausläuft. Ein zweigipfeliges Maximum kann aber auch durch die zeitliche Niederschlagsverteilung verursacht sein, welche in Nähe des Dreisam-Pegels allerdings nicht erfasst wurde. Die erste Vermutung lässt sich dadurch stützen, dass die maximale isotopische Reaktion kurz nach der ersten Abflussspitze erfolgt und die Signaturen während des zweiten Maximums bereits wieder deutlich negativer sind.

Auch die isotopische Reaktion von DS, WA und RB bei DS-1, welche sich durch zwei aufeinander folgende Minima von der in den übrigen Gebieten unterscheidet, lässt sich nicht unmittelbar durch die aufgezeichneten Niederschlags- und Abflussdaten begründen. So zeigen die Niederschlagsproben und auch die Abflussdaten keine Reaktion, welche den Wiederanstieg nach dem ersten Minimum erklären kann. Daher ist die beobachtete Reaktion sehr wahrscheinlich auf Unterschiede in den Anteilen und dem zeitlichen Verlauf der Abflusskomponenten zurückzuführen. Diese Unterschiede werden durch einen höheren Anteil an Siedlungs- und Straßenflächen in den größeren Gebieten verursacht. So liefern diese meist pegelnahen Bereiche einen schnellen und hohen Ereigniswasserbeitrag, welcher in Form des zusätzlichen Minimums in den Chemographen zu erkennen ist.

Eine allgemeine Abhängigkeit des Ereigniswasseranteils von der Einzugsgebietsgröße wie sie PEARCE (1990) und BROWN ET AL. (1999) fanden, ist auf Grund dieser Daten nicht zu belegen, da die isotopische Reaktion und damit der vermutete Ereigniswasseranteil sowohl von KA als auch von WA und DS stärker als die der übrigen Gebiete sein kann. Auch SUEKER ET AL. (2000) konnten keine Abhängigkeiten zwischen Ereigniswasseranteil und Einzugsge-

bietsgröße finden. Allerdings bilanzierte diese Studie über einen längeren Zeitraum, so dass die Vergleichbarkeit mit den Ergebnissen dieser Arbeit eingeschränkt ist. Im Dreisam-Einzugsgebiet ist, wie dargestellt, davon auszugehen, dass insbesondere anthropogene Einflüsse durch drainierte bzw. versiegelte Flächen Einfluss auf die Ereignisreaktion haben. Diese nehmen mit steigender Einzugsgebietsgröße in den Teilgebieten zu. Daher wäre ein höherer Ereigniswasseranteil theoretisch möglich. Fraglich ist jedoch, ob dieser auf Grund der Quantifizierungsschwierigkeiten in der Mesoskala in zukünftigen Forschungsarbeiten nachgewiesen werden kann.

Die Silikatreaktionen zeigen allgemein große Übereinstimmung mit den Isotopenreaktionen. Bei DS-1 ist dabei vor allem die Ausbildung von zwei Minima hervorzuheben. Dass die Isotope vor allem auf Grund der analytischen Randbedingungen diese Reaktion nicht so exakt auflösen können, zeigt sich bei PO, wo die doppelten Minima zwar in den Silikatwerten, aber nicht in den Isotopendaten zu erkennen sind. Auch die erste Reaktion hin zu positiveren Isotopenwerten bei DS-1 geht mit einer Abnahme der Silikatkonzentrationen einher. Insgesamt bestätigen also die Silikatreaktionen die Hypothese, dass sich trotz fehlender Anzeichen in den Abflussdaten die Zusammensetzung der Abflusskomponenten während des Durchgangs der Abflusswelle ändert. Während das erste Minimum dabei, wie beschrieben, auf anthropogene Einflüsse wie Versiegelung zurückgeführt wird, sind für das zweite natürliche Prozesse als Ursache anzunehmen. Allerdings zeigt der Ereignisvergleich, dass auf Grund der Ereignisheterogenität die Ausbildung von zwei Minima nicht bei jedem Ereignis erfolgt. Deutlich zu erkennen sind diese bei DS-1, während sie bei DS-2 nur ansatzweise bei DS und WA ausgebildet sind. Auch die Tatsache, dass PO nur bei DS-1 eindeutig DS, WA und RB zugeordnet werden konnte, bei BRU-1 bis BRU-3 und bei DS-2 dagegen nur ein Minimum aufwies, macht deutlich, dass auf Grund der Ereignisheterogenität ein deutlicher Unterschied in der Ereignisreaktion vorhanden sein muss, damit dieser bei allen Ereignissen zu erkennen ist. Bei PO dagegen ist der Einfluss der Siedlungs- und Straßenflächen vermutlich noch nicht groß genug als dass dies zuträfe.

Über die Abfluss/Konzentrations-Diagramme konnte für das Teilgebiet WA eine systematisch differente Ereignisreaktion von Silikat gezeigt werden. Dies beruht in erster Linie darauf, dass das erste Minimum, welches im ansteigenden Ast erreicht wird, niedriger als das zweite ist, bzw. darauf, dass, wie bei DS-2, nur das erste Minimum ausgeprägt ist. Während also die Ausbildung des ersten Minimums zumindest mit DS vergleichbar ist, ist die darauf folgende Reaktion geringer als in den anderen untersuchten Teilgebieten. Im Rahmen dieser Untersuchungen konnte allerdings nicht definitiv geklärt werden, worauf dies zurückzuführen ist. Neben einer allgemein schwächeren Reaktion auf den Niederschlag, kommt vor allem eine geringere Geschwindigkeit des Zwischenabflusses in Betracht. Diese führt zum einen zu einer weniger intensiven Ereignisreaktion und zum anderen wahrscheinlich zu einer geringeren Konzentrationsdifferenz zwischen Basis- und Zwischenabfluss, da auf Grund der längeren Verweilzeiten von einer höheren Mineralisierung auszugehen ist (BUTTLE 1994). Ursache für den langsameren Zwischenabfluss ist sehr wahrscheinlich der Aufbau der Hangsedimente. Dieser wird neben dem Ausgangsgestein vor allem auch durch die Hangneigung beeinflusst (TILCH ET AL. 2002). So ist im Teilgebiet WA der Anteil an Paragneis im Vergleich zu Orthogneis nur geringfügig z.B. gegenüber ZA erhöht, jedoch sind die Hangneigungen allgemein deutlich geringer. Auch visuell bestätigen sich oberflächennah deutlich skelettärmere Hangsedimente im Gebiet WA.

Die Frage, wie groß genau der Einfluss von Vorfeuchte und Niederschlagsintensität auf die Ereignisreaktion ist, kann durch ungünstige Konstellationen von Gebietsniederschlägen und

Vorfeuchten nicht geklärt werden. Insgesamt deuten aber die Reaktionen bei DS-2 daraufhin, dass die Vorfeuchte einen geringeren Einfluss auf die Ereignisreaktion hat als die Niederschlagshöhe und die Niederschlagsintensität. Bezüglich der relativen Stärke der Ereignisreaktion der Teilgebiete gibt es zwischen den Isotopen und Silikat deutlich weniger Übereinstimmungen. Allerdings lassen die Silikatreaktionen, ähnlich wie bei den Isotopen, nicht auf unmittelbare Abhängigkeiten der Abflusskomponentenanteile von der Einzugsgebietsgröße schließen. Die belegten Unterschiede sind dagegen vielmehr auf variierende Einzugsgebietseigenschaften zurückzuführen, welche ihrerseits zum Teil von der Einzugsgebietsgröße abhängen.

Die Auswertung der Kaliumdaten zeigte allgemein eine große Variabilität in Bezug auf die Höhe der Ereignisreaktion, auf das Verhältnis der Ereignisreaktionen zwischen den Teilgebieten und in Bezug auf die Stärke des Rauschens, also der Konzentrationsdifferenz aufeinanderfolgender Proben. Systematische Zusammenhänge konnten dabei nicht gefunden werden. Dies deutet darauf hin, dass in größeren Einzugsgebieten mit Straßen, Siedlungs- und landwirtschaftlich genutzten Flächen, die Kaliumquellen sowie der Stoffumsatz und Stofftransport noch ungenügend verstanden sind, um Rückschlüsse auf die Reaktion der Abflusskomponenten zu ermöglichen. Allerdings konnte auch bei Kalium keine Abhängigkeit der Ereignisreaktion von der Einzugsgebietsgröße festgestellt werden. Die Werte legen jedoch nahe, dass durch die angesprochene Veränderung der Einzugsgebietseigenschaften (Zunahme von Ackerbau und Siedlungsflächen) die absoluten Kaliumkonzentrationen mit steigender Einzugsgebietsgröße zunehmen.

### *Statistische Datenauswertung*

Die bereits diskutierte Auswertung der Ganglinien einzelner hydrochemischer Parameter lieferte detaillierte Informationen zu den ereignisspezifischen Reaktionen der untersuchten Teilgebiete. Insbesondere die Darstellung der relativen Konzentrationsänderungen durch Standardisierung der Vorereigniswerte auf 100 % erleichterte die Analyse bei unterschiedlichen Vorereigniskonzentrationen. Ein direkter Teilgebietsvergleich war auf Grund der begrenzten Visualisierungsmöglichkeiten jeweils nur für einen einzigen Parameter möglich. Die Anwendung der Hauptkomponentenanalyse sollte es deshalb ermöglichen, die gesamten Datensätze objektiv zu untersuchen und dabei Ereignisse, Teilgebiete und hydrochemische Parameter direkt miteinander zu vergleichen. Die unterschiedlichen Ansätze, (i) nach Messstellen und Ereignissen getrennt, (ii) nach Parametern und Ereignissen getrennt und (iii) alle Messstellen und Ereignisse zusammengeführt, zeigten bei der Brugga- und der Dreisam-Ereignisbeprobung Unterschiede und Gemeinsamkeiten auf und ließen daher Rückschlüsse auf die Struktur der jeweiligen Datensätze bzw. auf die Gebietsreaktion zu.

Bei den nach Messstellen bzw. Parametern getrennten Analysen zeigten sich relativ große Unterschiede in der Bildung der Komponenten. Dies war sowohl beim Vergleich der Messstellen als auch beim Vergleich der Parameter festzustellen. Insgesamt ist also die Variabilität der Ereignisreaktionen im Untersuchungsgebiet deutlich ausgeprägt. Bei der Auswertung der Dreisam- und Brugga-Ereignisbeprobung zeigte sich, dass eine höhere Anzahl an Ereignissen, allgemeingültige Aussagen über die Gebietsreaktion erleichtert. Dadurch werden größere Unterschiede zwischen einzelnen Ereignissen, wie zum Beispiel zwischen DS-1 und DS-2, relativiert. Diese Unterschiede machen aber andererseits deutlich, wie variabel die Gebietsreaktionen sein können. Im Fall von DS-2 ist dies vor allem auf die ausgeprägte Niedrigwassersituation und nicht z.B. auf die Einzugsgebietsskala zurückzuführen, da auch in den Gebieten,

in denen bei der Brugga-Ereignisbeprobung zwei Komponenten extrahiert wurden (PO, PW), bei diesem Ereignis drei Komponenten mit Eigenwerten  $> 1$  auftraten (Hauptkomponentenanalyse getrennt nach Messstellen). Beim Vergleich der Hauptkomponentenanalysen der beiden *gesamten* Datensätze zeigen sich hingegen große Ähnlichkeiten zwischen Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiet. Diese bestehen vor allem in der Struktur des Datensatzes, was an der in diesem Fall gleichen Anzahl an extrahierten Komponenten und der gleich hohen erklärten Varianz zu erkennen ist. Auch bei der Lage der Parameter auf den extrahierten Komponenten treten viele Übereinstimmungen auf, selbst wenn Silikat und Sulfat jeweils die Komponente wechseln.

Im gesamten Datensatz ist sowohl bei der Brugga- als auch bei der Dreisam-Ereignisbeprobung festzustellen, dass ANC als konservativer „Bilanzparameter“, neben Magnesium, mit der Lage auf der zweiten Komponente von den meisten übrigen Parametern abgegrenzt wird. Allerdings sind auf Grund der vergleichsweise geringen Kommunalitäten dieser Parameter kausale Zusammenhänge schwer zu belegen. Bei der nach Parametern getrennten Hauptkomponentenanalyse lassen sich dagegen bei ANC bei beiden Ereignisbeprobungen keine vergleichbaren Komponenten erkennen. Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass ANC die gesamte hydrochemische Gebietsreaktion erfasst und sich diese auf Grund der vielen Einflüsse von Gebiet zu Gebiet und Ereignis zu Ereignis deutlich ändert. Dadurch ist die Charakteristik von ANC nicht mit der eines der anderen Parameter zu vergleichen. An dieser Stelle sei noch mal betont, dass ANC kein gemessener Parameter ist, sondern aus den Konzentrationen der Hauptionen berechnet wurde und daher nicht als unabhängige Größe betrachtet werden darf. Vorversuche ohne die Einbeziehung von ANC in die Hauptkomponentenanalyse führten zu einer ähnlichen Aufteilung der Hauptionen und des Silikats auf die Komponenten. Daher kann die Lage von ANC auf den Komponenten unter den genannten Einschränkungen interpretiert werden. Eine starke Beeinflussung der Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse durch die Einbeziehung von ANC ist insgesamt nicht zu befürchten.

Die Tatsache, dass die Anwendung der Hauptkomponentenanalyse auf den zusammengeführten Datensatz der Brugga-Ereignisbeprobung nur zu einer vergleichsweise geringen Abnahme der erklärten Varianz führt, lässt erkennen, dass die Struktur der Einzeldatensätze der des gesamten Datensatzes sehr ähnlich ist. Dennoch lassen sich durch zwei extrahierte Komponenten insbesondere die gebiets- oder parameterspezifischen Besonderheiten wie z.B. des verbreiteten Anstiegs der Kaliumkonzentrationen während der Ereignisse nur eingeschränkt darstellen. Dies gilt ebenso für die Dreisam-Ereignisbeprobung. Dort sind die Unterschiede in der erklärten Varianz zwischen dem gesamten Datensatz und den Einzeldatensätzen etwas größer, da bei letzteren häufig eine weitere dritte Komponente extrahiert wurde. Auf Grund der Tendenz zu drei Komponenten mit Eigenwerten  $> 1$  ist daher davon auszugehen, dass die Heterogenität des Dreisam-Datensatzes etwas größer ist.

Unterschiede zwischen Brugga- und Dreisam-Ereignisbeprobungen zeigten sich vor allem bei der nach Messstellen und nach Parametern getrennten Hauptkomponentenanalyse, wobei sich, wie erwähnt, die Ereignisse DS-1 und DS-2 deutlicher unterschieden als BRU-1 bis BRU-3, so dass im Dreisam-Einzugsgebiet nur beim ereignisinternen Vergleich Ähnlichkeiten festzustellen waren. Bei der Brugga-Ereignisbeprobung sind allgemein die Übereinstimmungen zwischen der nach Parametern getrennten Hauptkomponentenanalyse größer als bei der nach Messstellen getrennten. Insbesondere die Parameter Magnesium, Calcium und Silikat wiesen häufig sehr ähnliche Komponenten auf. Da jede Ereignisreaktion auf Grund der variierenden natürlichen (Ereignistyp, Jahreszeit, Vorfeuchte) und anthropogenen (Landwirtschaft, Streusalz) Einflüsse im Detail sehr unterschiedlich ist, kann sich selbst an einer einzigen Messstelle

die relative Reaktion der verschiedenen Parameter zueinander von Ereignis zu Ereignis deutlich ändern. Im Gegensatz dazu ist die Reaktion eines Parameters im Gebietsvergleich etwas geringeren Änderungen unterworfen, so dass sich bei der Brugga-Ereignisbeprobung ähnliche Komponenten bilden. Bei der Verteilung der Teilgebiete auf diesen Komponenten war vielfach festzustellen, dass die Gebiete EB und KA häufig nur mit wenigen anderen Gebieten auf einer Komponente lagen. Dies wird vor allem durch die Abflusskonzentration verursacht, welche die Chemographen der einzelnen Gebiete gegeneinander „verschiebt“ und dadurch zu deutlichen Unterschieden zwischen den beiden kleinen Gebieten und den größeren führt. Innerhalb der größeren Gebiete reicht offensichtlich die stündliche Probennahme nicht aus, um die untereinander geringeren Gebietsunterschiede der Abflusskonzentration zu erfassen und im Ergebnis der Hauptkomponentenanalyse sichtbar werden zu lassen. Allerdings ist auch diese Gruppenbildung nur in Ansätzen zu erkennen, was sowohl darauf zurückzuführen ist, dass die Abflusskonzentration auf Grund des räumlich und zeitlich variablen Niederschlags an den Messstellen je nach Ereignis leicht unterschiedlich ist als auch darauf, dass sich der Konzentrationsverlauf gegenüber dem Abflussverlauf verschieben kann, also Konzentrationsmaximum und Abflussmaximum nicht immer exakt übereinstimmen.

Bei der Dreisam-Ereignisbeprobung reicht dagegen die stündliche Probennahme aus, um die Auswirkungen der Abflusskonzentration in den Teilgebieten zu erfassen. Dies ist dadurch zu belegen, dass dort tendenziell die Hauptkomponentenanalyse getrennt nach Messstellen ähnlicher ist als die getrennt nach Parametern. D.h., die Abflusskonzentration, verbunden mit Unterschieden in der Abflussbildung, verschiebt die Chemographen der Teilgebiete so stark, dass diese dann vergleichsweise schwierig mit wenigen Komponenten darzustellen sind. Im Gegensatz dazu treten bei der nach Messstellen getrennten Hauptkomponentenanalyse Übereinstimmungen zwischen DS und WA sowie zwischen PW und ZA auf. Während im Brugga-Einzugsgebiet die Übereinstimmungen zwischen den Gebieten bei dieser Art der Hauptkomponentenanalyse eher zufällig und wechselnd sind, sind sie im Dreisam-Einzugsgebiet i.d.R. bei Gebieten mit vergleichbarer naturräumlicher Ausstattung zu finden. Dies ist darauf zurückzuführen, dass sich hier, wie die Ereignisanalyse (Kap. 5.2.2 und 5.2.3) zeigt, die Teilgebiete in ihrer Ereignisreaktion stärker unterscheiden als im Brugga-Einzugsgebiet, auch wenn der gesamte Datensatz, wie beschrieben, keine fundamentalen Unterschiede aufweist. Damit verbunden sind ebenfalls größere Unterschiede in der naturräumlichen Ausstattung der Gebiete. Diese größeren Unterschiede führen bei der Extraktion der Komponenten leichter zu einer Gruppierung ähnlich der der natürlichen Klassen. Dass allerdings die Komponenten von PO und KA nicht mit denen von PW und ZA übereinstimmen, obwohl deren naturräumliche Ausstattung analog ist und die bei DS-1 gefundenen Übereinstimmungen nicht auch bei DS-2 auftreten, macht deutlich, dass die jeweiligen Ereigniseinflüsse im Vergleich zu den Gebietseinflüssen in ihrer Bedeutung zwar abgenommen haben, aber immer noch entscheidend sind. Da im Brugga-Einzugsgebiet die naturräumlichen Unterschiede relativ gering sind, dominieren in den untersuchten Gebieten dagegen in erster Linie die Ereigniseinflüsse, so dass die Gruppierung durch die Hauptkomponentenanalyse eher zufällig und unsystematisch erscheint. Außerdem werden die unterschiedlichen Ereignisreaktionen neben der naturräumlichen Ausstattung, der Ereignischarakteristik und der Abflusskonzentration auch von anderen Komponenten wie zum Beispiel Straßen und Siedlungsflächen verursacht. Wie die Ereignisanalyse zeigte, ist auch von diesen Komponenten ein bedeutender Einfluss auf die Ereignisreaktion zu erwarten.

Insgesamt gesehen ist daher die Hauptkomponentenanalyse in erster Linie ein gut geeignetes Werkzeug, um Gemeinsamkeiten und Unterschiede in einem komplexen Datensatz objektiv zu ermitteln. Dabei kann die graphische Darstellung der Komponentenwerte hydrochemische Abweichungen einzelner Gebiete bzw. Abhängigkeiten von anderen Komponenten gut visualisieren. Bei der Analyse von großen Datensätzen, insbesondere von Routinebeprobungen, ist daher die Hauptkomponentenanalyse ein wichtiges Hilfsmittel. So konnten HAAG & WESTRICH (2002) mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse einen Datensatz zur Wasserqualität des Neckars untersuchen und die Einflüsse vier ursächlicher Prozesse (biologische Aktivität, Abflusshöhe, Saisonalität und Abwassereinleitung) analysieren. Eine ähnlich angelegte Studie (VEGA ET AL. 1998) kam zu vergleichbaren Ergebnissen. Bei diesen Studien wurden allerdings neben den Hauptionen auch zahlreiche andere Parameter wie z.B. Ammonium, Phosphat, Chlorophyllgehalt und biologischer Sauerstoffbedarf bestimmt. Dadurch bildeten sich Komponenten, welche z.B. die Mineralisierung, biologische und anthropogene Einflüsse z.B. durch Schmutzwassereinleitung repräsentierten. In Folge dessen kam es weniger häufig zu einem Wechsel der Parameter auf den Komponenten. Hier werden dagegen Parameter untersucht, welche bei den erwähnten Studien fast alle auf einer Komponente liegen und daher sehr ähnlichen Umsatzräumen und Einflüssen zugeordnet werden.

Auch bei der sogenannten „end member mixing analysis“ (EMMA), (CHRISTOPHERSEN ET AL. 1990b, CHRISTOPHERSEN & HOOPER 1992), bei der über multivariate statistische Analysen aus einem Datensatz die potentiellen „end member“-Konzentrationen eines Einzugsgebiets ermittelt werden sollen, kommt der Hauptkomponentenanalyse eine entscheidende Rolle zu. Auf Grund der notwendigen detaillierten experimentellen Überprüfung der abgeleiteten „end member“ z.B. durch eine direkte Beprobung einzelner unterirdischer Abflusskomponenten und die allgemein vergleichsweise geringen Gebietsunterschiede, wurde auf die Durchführung von EMMA gemäß CHRISTOPHERSEN & HOOPER (1992) verzichtet. Diesbezüglich zeigte HOOPER (2001) beispielhaft, dass die Anwendung der EMMA allein zu groben Fehlschlüssen in Bezug auf die beteiligten Abflusskomponenten führen kann. Die hier durchgeführte Anwendung auf reine Ereignisdatensätze macht deutlich, dass die Hauptkomponentenanalyse einen schnellen und objektiven Gebietsvergleich aller Parameter gleichzeitig ermöglicht. Es lassen sich Unterschiede und Gemeinsamkeiten in der hydrochemischen Reaktion gezielt beschreiben. Dies ist bei allen Fragen des Stoffhaushalts und der übergeordneten hydrochemischen Prozesse von zentraler Bedeutung.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde jedoch speziell die Skalenabhängigkeit der Abflussbildungsprozesse über Ereignisbeprobungen untersucht, so dass es in erster Linie Unterschiede bezüglich des Anteils und der zeitlichen Variabilität von Abflusskomponenten zu ermitteln galt. Zwar konnten die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse in der Regel auf Grund mit Hilfe der Ereignisanalyse erklärt und bewertet werden, jedoch war der Erkenntnisgewinn bezüglich der Reaktion der verschiedenen Abflusskomponenten weniger ausgeprägt. Diesbezüglich lieferte die Ereignisanalyse detaillierte Gebietsvergleiche, welche direkt kausal verknüpft werden konnten. Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass der Datensatz einer Ereignisbeprobung einen hohen Informationsgehalt durch die kurze zeitliche Abfolge der einzelnen Proben besitzt. Im Gegensatz zur Auswertung z.B. über Abfluss/Konzentrations-Diagramme bleibt aber bei der Hauptkomponentenanalyse die Reihenfolge dieser Proben unberücksichtigt. Dadurch entsteht ein Informationsverlust, welcher nur durch die Möglichkeit, viele hydrochemische Parameter gleichzeitig vergleichen zu können, aufgewogen werden kann. Ähnlich wie „EMMA“ kein Ersatz für eine detaillierte hydrometrische Untersuchung ist (BONELL 1998, HOOPER 2001), kann die Hauptkomponentenanalyse im Rahmen dieser Ereignisbepro-

bungen als ein zusätzliches Werkzeug zur Analyse der Gesamtdatensätze angesehen werden, welches eine detaillierte Ereignisanalyse nicht ersetzt. So sind nach der Hauptkomponentenanalyse die Ursachen der ermittelten Abhängigkeiten und Reaktionsmuster durch andere Methoden zu untersuchen oder durch existierendes Fachwissen zu erklären. Erst dadurch können Rückschlüsse auf die zu Grunde liegenden kausalen Zusammenhänge bzw. Prozesse gezogen werden.

### 5.2.6 Fazit

Die mesoskalige Prozessforschung im Dreisam-Einzugsgebiet konzentrierte sich zunächst auf die Bestimmung der hydrochemischen Gebietsheterogenität. Wie die Beprobungen sowohl im Brugga- als auch im Dreisam-Einzugsgebiet gezeigt haben, sind die Konzentrationen der untersuchten Parameter zu Basisabflusszeiten, auch über längere Zeiträume hinweg, vergleichsweise stabil. Insbesondere Silikat wies in den größeren Gebieten nur sehr geringe Differenzen zwischen den Beprobungsterminen auf. Bei höheren Abflüssen tritt in der Regel eine Konzentrationsabnahme der Parameter ein. Die Konzentrationsabnahme ist zuerst in den größeren Gebieten zu erkennen, da diese bezüglich ihrer Abflussverhältnisse relativ ähnlich sind und daher bereits bei vergleichsweise geringen Abflusserhöhungen systematische Konzentrationsänderungen zeigen. In den kleineren Gebieten führt dagegen die Heterogenität der lokalen Einzugsgebiets- und Klimaparameter zu Unterschieden in den Abflussverhältnissen und damit zu einer ungerichteten Variabilität der Hydrochemie. Erst bei deutlich höheren Abflüssen ist eine systematische Konzentrationsabnahme zu erkennen. Dieser Zusammenhang ist bei Silikat am stärksten ausgeprägt, während die Haptionen auf Grund ihrer zusätzlichen Einflussfaktoren zum Teil etwas abweichende Reaktionen zeigen.

Bei allen Beprobungen und allen Parametern war die Heterogenität in den kleinen Gebieten am größten und nahm deutlich mit steigender Gebietsgröße ab. Diese Abnahme ist zum einen durch die typische Größe der Hangeinzugsgebiete, zum anderen durch die individuelle Größenverteilung der Einzugsgebiete einer Beprobung bedingt. Die Konzentrationsspanne im Brugga-Einzugsgebiet war bei fast allen Parametern der des Dreisam-Einzugsgebiets sehr ähnlich. Dies ist auf Grund der ähnlichen Randbedingungen (Geologie, Topographie, Landnutzung) in beiden Gebieten plausibel. In beiden Gebieten war bei allen Parametern sowohl eine Zunahme als auch eine Abnahme der Konzentrationen entlang der Hauptvorfluter festzustellen, was bei der ausschließlichen Beprobung eines Hauptvorfluters zu Fehlschlüssen führen kann.

Zwar bildeten viele Parameter räumliche Konzentrationsmuster, jedoch gab es zahlreiche benachbarte Teilgebiete mit deutlichen Konzentrationsdifferenzen. Im Dreisam-Einzugsgebiet waren die räumlichen Muster allgemein deutlicher ausgeprägt als im Brugga-Einzugsgebiet, was auf die vergleichsweise größeren Unterschiede in Geologie, Topographie und Landnutzung zurückzuführen ist. Die Vorhersage der hydrochemischen Parameter über die verwendeten Einzugsgebietsparameter und die Landnutzung war nicht erfolgreich. Dies wird darauf zurückgeführt, dass die Hydrochemie von zahlreichen weiteren Faktoren, z.B. der Fließwegtiefe und der mittleren Verweilzeit, beeinflusst wird, so dass die Standardeinzugsgebietsparameter alleine zur Vorhersage nicht ausreichen. Auch die Hangposition der Messstelle zeigte nur einen sehr geringen Einfluss auf die hydrochemischen Konzentrationen. Während die Haptionen hangabwärts meist leicht zunahmen, konnten bei Silikat im Brugga-Einzugsgebiet



am Unterhang niedrigere Konzentrationen, im Dreisam-Einzugsgebiet dagegen an allen Hangpositionen vergleichbare Konzentrationen bestimmt werden.

Bei der Ereignisbeprobung im Brugga-Einzugsgebiet wurden bis zu acht Teilgebiete beprobt. Die Wasserstands- bzw. Abflussaufzeichnungen zeigen deutlich den Einfluss der Abflusskonzentration, welcher in größeren Gebieten allgemein zu einem späteren Eintritt der Wasserstandsmaxima führt. Jedoch ist ihre Reihenfolge innerhalb der größeren Gebiete (PO, PW, BU, KR, LA) nicht bei jedem Ereignis identisch, was mit der großen Ereignisheterogenität in Bezug auf Niederschlagsmenge, -intensität und -verteilung zu erklären ist. Begünstigt wird dies durch die geringen Zeitunterschiede von 30 - 60 min der Maxima innerhalb der größeren Gebiete. Unter Berücksichtigung experimentell bestimmter Fließzeiten konnte belegt werden, dass i.d.R. Wasser, welches das Abflussmaximum z.B. an der Messstelle BU oder PW bildet, nicht auch das Maximum am Gebietsauslass bilden kann. Daher kommen bei den größeren Teilgebieten für die schnelle Reaktion nur bestimmte, ausreichend pegelnahe Gebietsbereiche in Frage.

Die Analyse der natürlichen Tracer Sauerstoff-18, Silikat und Kalium zeigte in allen Teilgebieten eine gleichgerichtete Reaktion. Die Unterschiede zwischen den Gebieten waren allgemein gering und zeigten keine ereignisübergreifende Systematik. Zwar wiesen die kleinen Teilgebiete (KA, EB), entsprechend der Wasserstandsreaktion, eine sehr schnelle hydrochemische Reaktion auf, diese war jedoch sehr variabel, d.h., es konnte keine systematisch stärkere oder schwächere Reaktion als bei den größeren Teilgebieten belegt werden. Auch im Vergleich der beiden kleinen Gebiete untereinander zeigten sich ereignisbezogene Unterschiede. Eine Quantifizierung der Abflusskomponenten über Ganglinienseparationen konnte vor allem auf Grund der Schwierigkeiten bei der Bestimmung der „end member“ *Zwischenabfluss* nicht durchgeführt werden. Im Fall von Sauerstoff-18 gab es zudem deutliche Hinweise darauf, dass die Berücksichtigung der isotopischen Niederschlagsvariabilität noch nicht ausreichend realitätsnah erfolgt und daher vor allem bei einem die Abflusssignatur kreuzenden Verlauf von größeren Quantifizierungsfehlern auszugehen ist. Insgesamt ist innerhalb des Brugga-Einzugsgebiets von einer in Bezug auf die Prozesse und die Anteile der Abflusskomponenten ähnlichen Abflussbildung auszugehen.

Im Rahmen der beiden Ereignisbeprobungen im Dreisam-Einzugsgebiet wurden sieben Teil-einzugsgebiete beprobt. Wie im Brugga-Einzugsgebiet führten die Einflüsse der Abflusskonzentration zu Zeitdifferenzen der Wasserstands- bzw. Abflussmaxima. Die Differenz von ein bis zwei Stunden zwischen PO und DS blieb trotz der deutlichen Zunahme der Gebietsgröße vergleichsweise gering. Bei Berücksichtigung der Fließzeiten erwies sich der Vergleich der maximalen Abflussspenden als nicht korrekt, da das Maximum bei DS nur durch Wasser aus dem pegelnahen Gebietsteil gebildet werden kann. Daher müsste für einen Vergleich eine Reduzierung der potentiell beitragenden Gebietsfläche vorgenommen werden. Die Unterschiede der beiden Ereignisse in Bezug auf Vorfeuchte, Niederschlagsmenge, -intensität und -verteilung ließen keine eindeutigen Aussagen über die Auswirkungen von Niederschlag und Vorfeuchte in den jeweiligen Teilgebieten zu. Allgemein war jedoch der relative Abflussanstieg bei geringerer Vorfeuchte größer, was darauf zurückzuführen ist, dass der Abflussbeitrag bei beiden Ereignissen ähnlich ist.

Durch die Analyse der natürlichen Tracer konnten die Einzugsgebiete in zwei Reaktionstypen unterteilt werden. Während KA, PW und ZA jeweils ein einzelnes Konzentrationsminimum während des Ereignisses aufwiesen, waren bei DS, WA, RB und PO häufig zwei Minima zu beobachten. Diese Reaktion war sowohl bei Silikat als auch bei Sauerstoff-18 vorhanden,

nicht aber im Abfluss. Ursache für das erste Minimum ist der schnelle Beitrag aus Siedlungs- und Straßenflächen, während das zweite Minimum auf die Reaktion der nicht versiegelten Gebietsfläche zurückzuführen ist. Der Unterschied in der Gebietsreaktion ist im Dreisam-Einzugsgebiet skalenabhängig, da die größeren Gebiete einen höheren Anteil an Siedlungs- und Straßenflächen aufweisen. Die Unterschiede in der Form der Hystereseschleifen von Abfluss und Silikat deuten darauf hin, dass im Teilgebiet WA die Zwischenabflusskomponente im Vergleich mit den übrigen Teilgebieten verlangsamt bzw. weniger reaktiv ist und oder eine höhere Silikatkonzentration aufweist. Im Gegensatz zur Ereignisbeprobung im Brugga-Einzugsgebiet konnten im Dreisam-Einzugsgebiet also deutliche Unterschiede bezüglich der Abflussbildung belegt werden.

Die statistische Datenauswertung mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse diente dem objektivierte Vergleich der beiden umfangreichen Ereignisdatensätze. Die Anwendung auf die beiden Datensätze von Brugga und Dreisam führte zu einer sehr ähnlichen Verteilung der hydrochemischen Parameter auf den Komponenten und ebenfalls zu einer gleich hohen erklärten Varianz. Dies belegt die Ähnlichkeit in der Struktur der beiden Datensätze. Die Tatsache, dass die erklärte Varianz bei Anwendung nach Messstellen und Ereignissen getrennt nur wenig höher liegt, zeigt außerdem, dass auch die Einzeldatensätze dem gesamten Datensatz sehr ähnlich sind. Allerdings weisen die Ergebnisse der Einzeldatensätze auf Grund der Ereignisheterogenität eine deutliche Variabilität auf. Auch Hydrochemische Details, wie zum Beispiel der Anstieg der Kaliumkonzentrationen, lassen sich bei Anwendung auf den gesamten Datensatz nur noch eingeschränkt in den Komponentenladungen erkennen.

Im Brugga-Einzugsgebiet sind größere Übereinstimmungen in Bezug auf die Komponenten bei der nach Parametern getrennten Hauptkomponentenanalyse zu finden als bei der nach Messstellen getrennten. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Reaktion eines hydrochemischen Parameters in den Teilgebieten relativ ähnlich ist und auch der Einfluss der Abflusskonzentration gering ist. Beim Vergleich aller Parameter einer Messstelle zeigen sich dagegen, bedingt durch die Ereignisheterogenität, größere Unterschiede. Im Dreisam-Einzugsgebiet führen wiederum die Einflüsse der Abflusskonzentration und der Siedlungs- und Straßenflächen zu deutlichen Unterschieden zwischen den Chemographen der Teilgebiete eines Parameters. Daher kann die Variabilität nicht so leicht durch wenige Hauptkomponenten erfasst werden. Die verschiedenen hydrochemischen Parameter einer Messstelle unterliegen diesen Einflüssen dagegen nicht, so dass sich im Dreisam-Einzugsgebiet größere Ähnlichkeiten bei der nach Messstellen getrennten Hauptkomponentenanalyse zeigen. Insgesamt konnten die hydrochemischen Reaktionen während der Ereignisse über die Hauptkomponentenanalyse dargestellt und verglichen werden. Die statistische Auswertung konnte so die direkte Ereignisanalyse auf sinnvolle Weise ergänzen.



## 6 Diskussion

Im Rahmen dieser Arbeit wurde in den beiden Einzugsgebieten Rotherdbach und Brugga mikroskalige Prozessforschung betrieben. Auch die untersuchten Teileinzugsgebiete der Brachtpe können zur Mikroskala gezählt werden, obwohl das Gesamtgebiet hier der unteren Mesoskala zugeordnet wurde. In allen Gebieten konnte die Anwendung tracerhydrologischer Methoden die Unterschiede bezüglich dominanter Prozesse dokumentieren. Dies hat zwei Gründe: zum einen sind die untersuchten Teilgebiete hydrologisch ausreichend verschieden. Denn je ähnlicher die Abflussbildungsprozesse bzw. die Anteile der Abflusskomponenten sind, desto schwieriger ist es, sie z.B. über eine Ganglinienseparation zu bestimmen. Dies liegt an den zahlreichen Annahmen bei einer Separation und den dadurch bedingten Fehlerquellen (GENEREUX 1998, UHLENBROOK & HOEG 2003). Sowohl im Rotherdbach- als auch im Brachtpe-Einzugsgebiet zeigten sich jedoch deutliche hydrologische Unterschiede zwischen den Teilgebieten. Der zweite Grund ist, dass die untersuchten Gebiete klein genug sind, so dass die dominierenden Prozesse über die angewendete Methodik erfasst werden können. So wäre im Rotherdbach-Einzugsgebiet bei alleiniger Beprobung des Gebietsauslasses eine Zuordnung der beobachteten Phänomene zu den jeweiligen Teilgebieten kaum möglich. Auch im Brachtpe-Einzugsgebiet war festzustellen, dass der Abfluss am Gebietsauslass entsprechend dem Konvergenzansatz (LEIBUNDGUT 1984) zwar die hydrochemischen Reaktionen aller Teilgebiete enthält, diese aber mit der angewendeten Methodik nicht mehr den einzelnen Teilgebieten zuzuordnen sind. Dies liegt vor allem an der großen Schwierigkeit Tracer zu finden, welche auch in der Mesoskala eindeutig bestimmten Fließpfaden oder Teilgebieten zuzuordnen sind.

Entscheidend bei der Frage, bei welcher Gebietsgröße Unterschiede in der hydrologischen Reaktion noch zu ermitteln sind, ist die Ausdehnung der für die hydrologische Reaktion verantwortlichen Hydrotöpfe. So zeigten die Arbeiten in den verschiedenen Einzugsgebieten, dass die Hydrologie einerseits durch die großräumige Geologie und Topographie, welche den Aufbau und die Mächtigkeit der Deckschichten bestimmen, beeinflusst wird. Diese großräumigen Eigenschaften variieren jedoch innerhalb der jeweiligen Teilgebiete kaum. Andererseits wird die Abflussbildung durch lokale Gebietseigenschaften bestimmt. Dies betrifft vor allem zwei Bereiche. Zum einen ist dies der große Formenschatz der permanenten oder potentiellen Sättigungsflächen, welche auf Grund von Pedologie, Geologie oder Topographie entstehen. Zum anderen ist es der Bereich des Zwischenabflusses, welcher in Geschwindigkeit, Stärke und Retentionsvolumen variieren kann. Hinzu kommen außerdem alle anthropogenen Einflüsse, welche meist bezüglich ihres Charakters den Bereichen Sättigungsfläche (z.B. Versiegelung) oder Zwischenabfluss (z.B. Drainagen) zugeordnet werden können. Diese lokalen Besonderheiten entsprechen meist einzelnen Hydrotopen und besitzen i.d.R. eine im Vergleich zur großräumigen Geologie deutlich geringere Ausdehnung. Innerhalb der mikroskaligen Teileinzugsgebiete ist daher eine deutliche Variabilität dieser Hydrotöpfe vorhanden. Insofern bieten Gebiete, welche sich bezüglich der Anzahl bzw. der Anteile dieser Hydrotöpfe deutlich unterscheiden, die besten Voraussetzungen für die tracerhydrologische Prozessforschung.

Die Auswirkungen dieser Skalenphänomene konnten durch die Ereignisbeprobungen im Dreisam-Einzugsgebiet klar belegt werden. So zeigte die hydrochemische Reaktion des Hangeinzugsgebiets („Hanggerinne“, 1,5 ha), dass es sich hierbei um ein einzelnes Hydrotop handelt, dessen dominierender Abflussbildungsprozess der Zwischenabfluss ist. Dies ist vor

allem auf seine topographische Struktur eines langen steilen Hanges zurückzuführen. Oberflächenabfluss findet auf Grund der guten Durchlässigkeit des Substrats höchsten gerinnenah statt und hat daher nur eine sehr geringe Bedeutung für die Abflussbildung. Außerdem sind die Bachrandbereiche (riparian zone) sehr schwach ausgebildet, da das Gerinne nur wenig in den Hang eingetieft ist. Das Teilgebiet Sättigungsfläche (SF) ist ein etwas größeres Gebiet (19 ha) und topographisch ganz anders gestaltet als das Hanggerinne, da es deutlich flacher ist und so die typische, topographisch geschlossene Form eines Einzugsgebiets besitzt. Auch die Bachrandbereiche sind daher deutlicher ausgebildet. Trotz der geringeren Größe ist SF topographisch in etwa mit dem Teilgebiet Hähnen (Brachtpe), 76 ha, zu vergleichen. Obwohl das Teilgebiet SF durch das Hydrotop *Sättigungsfläche* dominiert wird, zeigt die Beprobung BRU 2, dass die hydrochemische Reaktion von SF der der größeren Teilgebiete sehr ähnlich ist. Im Gegensatz zum Hanggerinne ist bei dem Teilgebiet SF also kein einzelnes Hydrotop beprobt worden, sondern bereits ein Einzugsgebiet, welches neben dem Sättigungsflächenabfluss auch Komponenten wie Zwischen- und Basisabfluss aufweist. Es ist daher hydrologisch gesehen vergleichsweise „komplett“. Zu dieser Kategorie gehören auch die Teilgebiete des Brachtpe- und des Rotherdbach-Einzugsgebiets auch wenn diese in Bezug auf die hydrologische Reaktion zum Teil größere Unterschiede aufweisen.

Allerdings entspricht das Gebiet Sättigungsfläche auf Grund seiner geringen Größe nicht den typischen Teilgebieten der Brugga. Dass SF dennoch als hydrologisch „komplett“ angesehen werden kann zeigt, dass die hydrologische „Vollständigkeit“ also nicht ausschließlich von der Einzugsgebietsgröße sondern auch von der naturräumlichen Ausprägung abhängig ist. Die typische Größe der hydrologisch „kompletten“ Gebiete im Brugga-Einzugsgebiet beträgt rund 1-2 km<sup>2</sup>, da große Höhendifferenzen zwischen den Kammlagen und den Tälern bestehen, welche eine Abgrenzung kleinerer, topographisch geschlossener Gebiete erschwert. Damit sind die Teilgebiete der Brugga, deutlich größer als die des Brachtpe- und des Rotherdbach-Einzugsgebiets. Wie die Beprobung des Zipfeldobelbachs belegte, sind die typischen Teilgebiet der Brugga in ihrer Reaktion kaum noch von den deutlich größeren Gebieten (PW, BU, PO) zu unterscheiden, da sie bereits die Mehrzahl aller Hydrotape beinhalten. Neben den Hochlagen, Steilhängen und Sättigungsflächen scheinen insbesondere auch die Talböden, welche die lateralen Hangwässer „bündeln“ und meist zur Ausbildung der Bachrandbereiche also flachen, leichtaufzusättigenden und gerinnenahen Flächen führen, eine hydrologisch wichtige Einheit eines Einzugsgebiets zu sein. Dies lässt sich aus der Ähnlichkeit der Reaktionen von Zipfeldobelbach, Sättigungsfläche und den übrigen untersuchten Brugga-Teilgebieten schließen. WOOD ET AL. (1988) bezeichnet die Gebietsgröße, ab der die statistische Verteilung von Topographie, Böden und Niederschlag gleich der eines beliebigen anderen, mindestens gleich großen Teileinzugsgebiets ist, als „Representative Elementary Area“ (REA). Ab dieser Größe sei auch von einer durchschnittlichen hydrologischen Reaktion auszugehen. Die Untersuchungen von WOOD ET AL. (1988) im Einzugsgebiet des Coweeta River, North Carolina, USA, ermittelten als Größe der REA 1 km<sup>2</sup>. Dieser Wert ist sehr gut mit der aus den Stichtags- und Ereignisbeprobungen abgeleiteten Größe von 1 - 2 km<sup>2</sup> zu vergleichen. Ähnlich wie die Ausführungen im Rahmen dieser Arbeit kamen WOOD ET AL. (1988) zu dem Schluss, dass die wichtigste Steuergröße der REA-Größe die Topographie ist. Sie bestimmt die Größe und die Form der typischen Teileinzugsgebiete. Daher kann die REA-Größe von Gebiet zu Gebiet verschieden sein. Im Rotherdbach- und im Brachtpe-Einzugsgebiet ist vor allem auf Grund der deutlich gemäßigteren Topographie eine geringere REA-Größe als im Brugga-Einzugsgebiet plausibel. Die Parameter Niederschlag und Boden hatten bei WOOD ET AL. (1988) nur einen untergeordneten Einfluss auf die REA-Größe.

Bei der REA-Theorie bleibt allerdings die räumliche Anordnung und damit die Interaktion der Hydrotope unberücksichtigt, welche ebenfalls Einfluss auf die hydrologische Gebietsreaktion hat (BEVEN 1991). Von Ausnahmen abgesehen, bilden sich die natürlichen Hydrotope in den verschiedenen Teilgebieten jedoch auf Grund ähnlicher Steuerungsmechanismen, also physikalischer Gesetze, so dass eine in Grenzen systematische Anordnung der Hydrotope (z.B. Hangcatenen) in allen Teilgebieten zu erwarten ist. Daher ist für Gebiete mit ähnlicher Topographie und Pedologie von einem eher geringen Einfluss der individuellen räumlichen Anordnung der Hydrotope auszugehen. Die Ereignisbeprobungen im Brugga-Einzugsgebiet unterstützen diese These. So war zwar in allen Gebieten, insbesondere bei denen nahe an der postulierten REA-Größe (KA, EB), eine deutliche Ereignisheterogenität festzustellen, welche zu wechselnden Unterschieden in der Geschwindigkeit und der Stärke der hydrochemischen wie hydraulischen Reaktion der Teilgebiete führte. Jedoch ließen sich keine systematisch verschiedenen Abflussbildungsvorgänge nachweisen. Dies untermauert die REA-Theorie, da innerhalb des Brugga-Einzugsgebiets von einer ähnlichen Verteilung von Topographie, Pedologie und Niederschlag in den Teilgebieten ab 1-2 km<sup>2</sup> auszugehen ist. Selbst die Wirkung der Abflusskonzentration, welche auch innerhalb des Brugga-Einzugsgebiets zu Unterschieden bei den Zeiten der Abflussspitzen bzw. Konzentrationsmaxima und -minima führt, widerlegt die REA-Theorie nicht, da diese Unterschiede nicht durch systematisch verschiedene Abflussbildungsprozesse verursacht sind. Außerdem konnte durch die direkte wie auch die statistische Ereignisanalyse gezeigt werden, dass die Unterschiede auf Grund der Abflusskonzentration vergleichsweise gering sind.

Die Ausdehnung der Ereignisbeprobung auf das Dreisam-Einzugsgebiet erhöht nun die Wahrscheinlichkeit, dass sich die zu Grunde liegenden Verteilungen von Topographie, Pedologie und Niederschlag ändern. Die beobachteten Unterschiede bei den Ereignisbeprobungen lassen sich auf diese Änderung zurückführen. So zeigt das Zastler-Einzugsgebiet, welches der Struktur des Brugga-Einzugsgebiets sehr nahe kommt, nur sehr geringe Unterschiede zur Reaktion von PO und PW. Das Wagensteig-Einzugsgebiet, welches sich in seiner Reaktion dagegen deutlich von PO, ZA und PW unterscheidet (z.B. Wasserstands-Silikat-Hysterese im Uhrzeigersinn), ist sowohl durch eine unterschiedliche Geologie und Topographie als auch durch im Mittel geringe Niederschläge charakterisiert. Diese Differenzen der großräumigen Parameter führen zu systematischen Unterschieden in der hydrologischen Reaktion. Die Änderung der REA-Größe selbst dürfte dagegen eher gering ausfallen, da die Topographie zwar etwas flacher ist, aber ähnlich große Seitentäler wie im Brugga-Einzugsgebiet aufweist.

Neben den natürlichen Gegebenheiten müssen auch die anthropogenen Einflüsse betrachtet werden. Diese konnten in den Gebieten DS, WA, RB und PO ereignisabhängig nachgewiesen werden. Bei den vorangegangenen Aussagen zum Wagensteig-Einzugsgebiet ist dies zu berücksichtigen, da sich natürliche und anthropogene Änderungen in der hydrologischen Ereignisreaktion überlagern können. Allgemein können die Siedlungs- und Straßenflächen ähnlich wie die natürlichen Gebietseigenschaften als Hydrotop betrachtet werden, jedoch wirken sie sich im Dreisam-Einzugsgebiet erst bei größeren Teilgebieten aus. Dies resultiert daraus, dass im Gegensatz zu den natürlichen Parametern, die Siedlungs- und Straßenflächen im Dreisam-Einzugsgebiet nicht zufällig verteilt sind, sondern bevorzugt in flacheren Bereichen, also den größeren Tälern oder dem Zartener Becken, liegen. Da die kleinen Einzugsgebiete aber fast ausschließlich die steileren Hänge umfassen, ist dort der Anteil an Siedlungs- und Straßenflächen sehr gering. Daher kann die statistische Verteilung nicht mit der von Topographie, Pedologie und Niederschlag verglichen werden. Dies ist auch bei der experimentellen Arbeit zu berücksichtigen. Während im Vorangegangenen festgestellt wurde, dass auf Grund der meist

geringen Größe der Hydrotope mikroskalige Untersuchungen zur tracerhydrologischen Prozessidentifikation meist am besten geeignet sind, können im Dreisam-Einzugsgebiet die Auswirkungen der Siedlungs- und Straßenflächen auf die Abflussbildung der größeren Teilgebiete nur durch mesoskalige Prozessforschung ermittelt werden. Fragen nach niederschlagsabhängigen Abflussbeiwerten oder der Reaktionszeit des Hydrotops *Siedlungs- und Straßenflächen* sind dagegen wieder am geeignetsten mikroskalig zu untersuchen, da nur so genaue Quantifizierungen möglich sind.

Die Skalenabhängigkeit der Abflussbildung wird also sowohl durch die kleinräumige als auch durch die großräumige Variabilität der natürlichen wie anthropogenen Parameter verursacht. Mit Ausnahme der Abflusskonzentrationseinflüsse ist im Brugga-Einzugsgebiet die Abflussbildung oberhalb der REA-Größe als skalenunabhängig anzusehen. Unterhalb dieser Größe ist die hydrologische Reaktion stark von der Anzahl und der Verteilung der Hydrotope und von der topographischen Ausprägung (Hang, Hochfläche etc.) des untersuchten Teilgebiets abhängig. Die Skalenunabhängigkeit der Abflussbildung oberhalb der REA-Größe gilt auch noch für das Dreisam-Einzugsgebiet, wenn sich die natürlichen Parameter, wie z.B. im Zastler-Einzugsgebiet, nicht deutlich ändern. Ist dies jedoch der Fall, tritt insofern eine Skalenabhängigkeit auf, als sich durch die Erweiterung der Gebietsgröße zum einen die großräumigen Parameter ändern und zum anderen die Einflüsse der Siedlungs- und Straßenflächen deutlich werden. Die Skalenabhängigkeit ist also primär durch die Änderung der Gebietseigenschaften bedingt und nicht durch von der Einzugsgebietsgröße abhängige Abflussbildungsprozesse. Das heißt, zwei unterschiedlich große Einzugsgebiete oberhalb der REA-Größe haben die gleiche systematische hydrologische Reaktion, wenn sich die großräumigen natürlichen und anthropogenen Parameter gleichen. Trotzdem kann die Ereignisreaktion auf Grund unterschiedlicher hydrologischer Gebietszustände und Niederschlagsverteilungen in gewissem Maße unterschiedlich sein. Ausnahme bezüglich der skalenabhängigen Prozesse ist auch im Hinblick auf das Dreisam-Einzugsgebiet die Abflusskonzentration. Da dieser Prozess bei allen Skalenvergleichen zu berücksichtigen ist, soll er in diesem Zusammenhang als feste Größe betrachtet werden.

Bei den Ereignisbeprobungen im Brugga-Einzugsgebiet zeigte der Gebietsauslass (PO) keine deutlichen Unterschiede im Vergleich mit den übrigen Teilgebieten. Bei der Ereignisbeprobung im Dreisam-Einzugsgebiet wurde PO jedoch den größeren Teilgebieten mit erkennbarem anthropogenen Einfluss zugeordnet. Dies macht deutlich, dass die Ereignisheterogenität vor allem bei Gebieten mit geringeren Unterschieden keine scharfe Abgrenzung zulässt. So kann es vorkommen, dass bei einem Ereignis die Wirkung der Siedlungs- und Straßenflächen deutlich am Verlauf der Chemographen zu erkennen ist, während dies bei einem anderen Ereignis jedoch nicht der Fall ist (vgl. Kap. 5.2.5). Im Fall von PO liegt das vermutlich daran, dass einerseits der Einfluss der Siedlungs- und Straßenflächen an der Grenze dessen liegt, was tracerhydrologisch detektierbar ist und zum anderen daran, dass zu wenig über den Aufbau und die Steuerung des Kanalisationsnetzes in diesem Gebiet bekannt ist, um dessen Auswirkungen auf die Ereignisreaktion z.B. mit denen des Wagensteigbachs zu vergleichen. Die grundlegenden Auswirkungen der Siedlungs- und Straßenflächen im Dreisam-Einzugsgebiet konnten jedoch trotz der Ereignisheterogenität dokumentiert werden.

Da tracerhydrologische Untersuchungen in mesoskaligen Gebieten deutlich seltener durchgeführt werden als in mikroskaligen, ist die Anwendbarkeit dieser Methodik bislang unzureichend untersucht. Im Rahmen dieser Arbeit konnten sowohl die Notwendigkeit von mesoskaligen tracerhydrologischen Untersuchungen dokumentiert als auch grundlegende Schwierigkeiten der Methodik aufgezeigt werden. Als problematisch stellte sich insbesondere die Be-

stimmung der „end member“-Konzentrationen für eine Ganglinienseparation heraus. Während die Bestimmung der Basisabfluss-Konzentration über die Stichtagsbeprobungen bei Niedrigwasser als vergleichsweise problemlos anzusehen ist, treten insbesondere bei der Zwischenabfluss- und der Ereignis- bzw. Oberflächenabflusskomponente Schwierigkeiten auf. Beim Zwischenabfluss liegen sie vor allem in der Frage, ob von der Ausbildung einer räumlich einheitlichen Komponente ausgegangen werden kann und wie deren Konzentration experimentell zu bestimmen bzw. zu validieren ist. Die mikroskaligen Untersuchungen an einzelnen Hängen des Brugga-Einzugsgebiets sprechen gegen eine räumlich einheitliche Komponente. Außerdem konnte HOOPER (2001) zeigen, dass die Bachrandbereiche (riparian zone) die „end member“-Konzentrationen der Hangwässer vollkommen überprägen können. Dies muss bei der experimentellen Bestimmung der Konzentrationen bzw. bei Anwendung der „EMMA“ und einer damit verbundenen experimentellen Validierung der Konzentrationen berücksichtigt werden. Trotz der zu erwartenden räumlichen Heterogenität des Zwischenabflusses sind jedoch die geringen Unterschiede in der relativen Silikatreaktion wie auch in der isotopischen Reaktion der Brugga-Teilgebiete auffällig. Unter Umständen kommt es bei den untersuchten Einzugsgebietsgrößen zu einer ausreichenden Mittelung der Konzentrationen. Dennoch besteht auch in diesem Fall die Schwierigkeit, die richtige „end member“-Konzentration und damit die tatsächlichen Komponentenanteile zu bestimmen. Eine weitere Untersuchung des Zwischenabflusses in einzelnen Teilgebieten über eine Anwendung der „EMMA“ sowie eine gezielte Beprobung wären daher wünschenswert. Dennoch erscheinen auf Grund der Deckschichtenheterogenität die Aussichten, über „EMMA“ ermittelte „end member“-Konzentrationen einem konkreten Umsatzraum (Hang, Bachrandbereiche) zuzuordnen, eher gering.

Im Fall der Oberflächenabflusskomponente ist die Geschwindigkeit der Silikatlösung während des oberflächlichen Fließens eine der zentralen Fragen bei der Bestimmung der „end member“-Konzentrationen. KENNEDY (1971) geht von einer sehr schnellen Silikatlösung aus, so dass insbesondere beim Fließen auf nicht geteerten Waldwegen von einer Silikataufnahme auszugehen ist. Wird allerdings die Silikatkonzentration dieser Komponente zu hoch gewählt, wird unter Umständen schneller Zwischenabfluss mit berücksichtigt und dadurch der Oberflächenabfluss überschätzt. Daher wäre auch für den Oberflächenabfluss, der im Dreisam-Einzugsgebiet auf Sättigungsflächen, Felsen und versiegelten bzw. verdichteten Flächen auftritt, eine Validierung der von WELS ET AL. (1991) vorgeschlagenen Silikatkonzentration von 0,3 mg/l wünschenswert. Insbesondere BUTTLE & PETERS (1997) diskutieren die Ganglinienseparation mit Silikat sehr kritisch, da ihrer Meinung nach nur bei Wasser aus Sättigungsflächen von keiner bzw. einer nur sehr geringen Silikataufnahme auszugehen ist. Trotz der vermuteten schnellen Silikatlösung zeigen die mikroskaligen Untersuchungen im Teilgebiet St. Wilhelm allgemein, dass das Hangwasser häufig geringere Silikatkonzentrationen als der ereignisunbeeinflusste Vorfluter aufweist.

Deutlich schwieriger ist die Entwicklung einer Methodik zur Bestimmung der abflusswirksamen Niederschlagssignatur (Ereigniswasserkomponente). Die Schwächen der Verfahren von MCDONNELL ET AL. (1990) wurden im Vorangegangenen aufgezeigt. Auch wenn es noch weiterer intensiver Forschungsarbeiten diesbezüglich bedarf, deuten die isotopischen Reaktionen der Beprobungen dieser Arbeit häufig auf einen sehr schnellen Nachweis der Niederschlagssignatur im Gerinne hin. Obwohl durch die isotopische Niederschlagsvariabilität und eine dadurch bedingte Kreuzung der Abflusssignatur allgemein Probleme bei der Quantifizierung entstehen, gab hier insbesondere diese Kreuzung Aufschlüsse über die Geschwindigkeit der Ereigniswasserreaktion. Allerdings ist bei einem Probenintervall von einer Stunde weni-



ger entscheidend, wann eine Mittelung der Niederschlagsproben *beginnt*, also wie viel Zeit zwischen Niederschlag und erstem Nachweis im Gerinne mindestens liegen muss. Vielmehr ist die Frage, wie lange Niederschlagswasser maximal am Abfluss beteiligt sein kann, also wann die Mittelung der Niederschlagsproben *enden muss*, schwierig zu beantworten. Ein Grund dafür sind Interaktionen von Oberflächen- und Grundwasser. Die beim „incremental mean“ (MCDONNELL ET AL. 1990) vorgenommene Mittelung des gesamten bis zum Probenzeitpunkt gefallenen Niederschlags scheint im Dreisam-Einzugsgebiet nicht adäquat zu sein. Da für diese Fragestellung zahlreiche Ereignisse mit verschiedenen Isotopenreaktionen auszuwerten sind, kann dies nur an ausgewählten Teilgebieten erfolgen.

Unter Berücksichtigung aller genannten Herausforderungen der Anwendung von Ganglinien-separationen in mesoskaligen Gebieten ist daher eine Quantifizierung von Abflusskomponenten in der Mesoskala mit den heutigen Methoden als zu unsicher zu betrachten. Da auf dieser Skalenebene vor allem ein Gebietsvergleich von Interesse ist, sind zudem die Ansprüche an die Quantifizierung deutlich höher als bei der Quantifizierung der Abflusskomponenten eines einzelnen Einzugsgebiets. Dies ist dadurch begründet, dass zumindest im Dreisam-Einzugsgebiet die Unterschiede zwischen den Teilgebieten vergleichsweise gering zu sein scheinen. Auch wenn also eine Bestimmung der Zwischenabflusskomponente mit einem Beitrag von beispielsweise 60 % am Ereignisvolumen möglich ist, liegen Unterschiede von mindestens 10-20 % zwischen den untersuchten Teilgebieten innerhalb des Fehlerbereichs. Erst bei größeren Differenzen, welche im Dreisam-Einzugsgebiet allerdings nur für einzelne Hydrotope wahrscheinlich sind, ist dann ein gesicherter quantitativer Vergleich möglich. Außerdem stellt sich die Frage, inwieweit eine Quantifizierung auf mesoskaliger Ebene notwendig ist und nicht stattdessen mikroskalig über einzelne Hydrotope möglich ist. Die geringen Unterschiede der Ereignisreaktion im Brugga- und teilweise auch im Dreisam-Einzugsgebiet belegen, dass in naturräumlich ähnlichen Gebieten nur geringe Unterschiede zu erwarten sind. Dies entspricht der REA-Theorie, da bei hydrologischer Ähnlichkeit oberhalb der REA-Größe auch die Komponentenanteile vergleichbar sein sollten. Eine Quantifizierung wäre daher vor allem für die einzelnen Hydrotope in der Mikroskala sinnvoll. Zwar wurde der Einfluss der Siedlungs- und Straßenflächen erst in der Mesoskala deutlich, aber auch in diesem Fall wäre die Quantifizierung eines ausgesuchten mikroskaligen Gebiets wissenschaftlich präziser als ein Quantifizierungsversuch in der Mesoskala. Um jedoch die zeitliche Verteilung der Abflusskomponenten verschiedener Teilgebiete bzw. verschiedener Hydrotope (z.B. Siedlungsflächen) während eines Ereignisses in mesoskaligen Gebieten bestimmen und vergleichen zu können, ist auch eine Quantifizierung auf dieser Skala notwendig. Die so ermittelten Daten bieten zum Beispiel die Möglichkeit zur Validierung der im Modell simulierten Komponenten und sind daher wissenschaftlich sehr wertvoll.

Insgesamt haben die experimentellen mesoskaligen Untersuchungen auch ohne Quantifizierung wichtige Aufschlüsse über die Skalenabhängigkeit der Abflussbildung gegeben. Dies zeigt, dass Forschungsarbeiten auf dieser Skalenebene eine wichtige Ergänzung zu den mikroskaligen Untersuchungen darstellen. Auf Grund der Nachfrage aus dem Modellierungssektor nach Quantifizierungen in der Mesoskala besteht vor allem in diesem Bereich ein großer zukünftiger Forschungsbedarf.

## 7 Schlussfolgerungen

Anhand der Ergebnisse der hier dargestellten Arbeiten lassen sich Schlussfolgerungen einerseits bezüglich experimenteller Arbeiten in der Mikro- und Mesoskala und andererseits bezüglich der Anwendung und dem Aufbau prozessorientierter Modelle für die Mesoskala ziehen.

### *Experimentelle Forschungsarbeiten*

In den untersuchten Einzugsgebieten waren die meisten der entschlüsselten Abflussbildungsprozesse mikroskalig. Dadurch waren die detailliertesten und präzisesten Aussagen über Abflusskomponenten in den Gebieten möglich, die von einem oder wenigen Abflussbildungsprozessen bzw. Hydrotopen dominiert werden. Dies sind in der Regel Gebiete bis ca. 0,5 km<sup>2</sup>. Auch Gebietsvergleiche sind bei Einzugsgebieten dieser Größe am ehesten erfolgversprechend, da hier die Wahrscheinlichkeit sehr groß ist, dass sich die Gebiete ausreichend stark voneinander unterscheiden. Dagegen sind auf Grund des mit dem quantitativen Verfahren der Ganglinienseparation verbundenen Fehlerbereichs Aussagen über Unterschiede von wenigen Prozent bezüglich einer Abflusskomponente kaum belastbar. Da jedoch letzteres i.d.R. auf die untersuchten Teileinzugsgebiete des Rotherdbachs und der Brachtppe *nicht* zutrifft, haben die Ereignisbeprobungen in diesen mikroskaligen Teileinzugsgebieten deutliche Unterschiede im Abflussbildungsverhalten aufzeigen können, welche dann in Bezug auf ursächliche Einzugsgebietseigenschaften interpretiert werden konnten.

Da aber bestimmte mikroskalige Prozesse bzw. Hydrotape, so zum Beispiel die Abflussbildung auf Siedlungs- und Straßenflächen, im Dreisam-Einzugsgebiet *nicht* zufällig verteilt sind, machen sich diese erst auf der Ebene der Mesoskala bemerkbar. Zum Nachweis der Bedeutung dieser Prozesse sind daher experimentelle Untersuchungen in dieser Skala notwendig. Jedoch sollte eine Quantifizierung der Abflusskomponenten dieses Hydrotops wiederum in der Mikroskala erfolgen. Denn ein quantitativer Vergleich in der Mesoskala ist im Dreisam-Einzugsgebiet auf Grund des zur Zeit nicht oder nur schwer einschätzbaren Fehlerbereichs nicht möglich bzw. aus wissenschaftlicher Sicht zu ungenau. Ein systematischer Gebietsvergleich ist jedoch über die mesoskalige Prozessforschung sehr gut möglich.

Die Vorhersage der Hydrochemie (Hauptionen, Isotope und Silikat) ist über die verwendeten Einzugsgebietseigenschaften und die Landnutzung nicht ausreichend genau möglich. Dies liegt zum einen vermutlich daran, dass die den jeweiligen Stoffhaushalt dominierenden Parameter noch unzureichend bekannt sind und außerdem die hydrochemische Zusammensetzung des Ausgangsgesteins und des Deckschichtenmaterials nicht flächendeckend bestimmbar ist. Zum anderen liegt es aber auch daran, dass der Abfluss selbst zu Basisabflusszeiten auf verschiedenen tiefen Fließwegen ins Gerinne gelangt, welche ebenfalls einen Einfluss auf die Hydrochemie haben. Die flächendeckende Vorhersage der Fließwegverteilung in einem Einzugsgebiet ist allerdings auch über neue GIS-Methoden als wenig realistisch anzusehen.

Insgesamt kam im Dreisam-Einzugsgebiet die Auswertung der natürlichen Tracer zu ähnlichen Ergebnissen bei der Beschreibung der Gebietshydrologie wie die REA-Theorie. So ist innerhalb eines Bereichs, welcher in Bezug auf Geologie, Topographie und Niederschlag vergleichbar ist, kleinräumig von einer hohen hydrologischen Variabilität auszugehen, welche durch die lokalen Standortbedingungen verursacht wird. Wird jedoch die betrachtete Ein-

zugsgebietsgröße auf ca. 1-2 km<sup>2</sup> erhöht, so kann für diese Einzugsgebiete eine ähnliche statistische Verteilung der Standortbedingungen angenommen werden. Dies führt auch zu hydrologischer Ähnlichkeit, also zu einer vergleichbaren hydraulischen wie hydrochemischen Reaktion. Diese Gebiete sind i.d.R. topographisch geschlossen, d.h. neben deutlichen oberirdischen Wasserscheiden bündelt ein ausgebildeter Talboden die lateralen, unterirdischen Komponenten und begünstigt die Ausprägung typischer Bachrandbereiche. Dennoch kann die hydrologische Reaktion in den Teilgebieten durch die spezifische Ereignischarakteristik unterschiedlich stark ausgeprägt sein. Die gebietsspezifische Anordnung der natürlichen Hydrotöpfe scheint im Dreisam-Einzugsgebiet keinen deutlichen Einfluss auf die Ereignisreaktion oberhalb der REA-Größe zu haben. In den Gebieten > 1-2 km<sup>2</sup> ist solange von einer vergleichbaren hydrologischen Reaktion auszugehen, bis sich die großräumigen Eigenschaften wie Geologie, Topographie und Niederschlag ändern. Im Dreisam-Einzugsgebiet ist diese Änderung für die nördlichen Gebietsteile anzunehmen. Dort wären allerdings zusätzliche mikroskalige Forschungsarbeiten wünschenswert, wobei insbesondere der Beitrag und die Geschwindigkeit des Zwischenabflusses bestimmt werden sollten.

### *Prozessorientierte Modellierung in der Mesoskala*

Auf Grund der Erkenntnisse der experimentellen Untersuchungen ist auch für die mesoskalige Modellierung mikroskaliges Prozesswissen als Grundvoraussetzung anzusehen. Dieses ist für alle im Einzugsgebiet vorkommenden Naturräume notwendig, wobei für das Dreisam-Einzugsgebiet mit dem jetzigen Wissensstand nur schwer zu beurteilen ist, ob die Abflussbildung im nördlichen Gebietsteil bereits so unterschiedlich ist, dass dies in einem Modell berücksichtigt werden muss. Auch die Abflusskonzentration ist zur Berücksichtigung der Gerinneprozesse adäquat ins Modell zu integrieren, selbst wenn ihre Auswirkungen im Dreisam-Einzugsgebiet geringer als erwartet waren. Mesoskalige Prozessforschung kann in diesem Zusammenhang ermitteln, inwieweit in dem jeweiligen Einzugsgebiet auf Grund von großräumig ähnlichen Einzugsgebietseigenschaften auch von vergleichbarer Abflussbildung ausgegangen werden kann oder ob weitere Prozesse zu integrieren sind. Daher eignet sich die mesoskalige Prozessforschung sowohl zur Entwicklung eines Modells als auch zur Validierung von erzielten Modellergebnissen. Als Methode zur Regionalisierung des Prozesswissens bietet sich die hydrologische Raumgliederung an. Neben kartierten Gebietseigenschaften sollten dabei auch systematische Zusammenhänge z.B. bei der Deckschichtenbildung bzw. der Anordnung von Hydrotöpfen berücksichtigt werden. Die Umsetzung dieser Regionalisierung im Modell kann dann flächendetailliert oder über den Hydrotopf-Ansatz erfolgen. Vorteile der flächendetaillierten Modellierung liegen vor allem in der Tatsache, dass lagetreu Prozessinteraktionen simuliert werden und flächendetaillierte Eingangsdaten verwendet werden können. Ob die Modellvereinfachung durch einen Hydrotopf-Ansatz in bestimmten Gebieten vertretbar ist, kann hier allerdings nicht abschließend beurteilt werden.

Weiterer Forschungsbedarf besteht vor allem hinsichtlich der Quantifizierung von Abflusskomponenten auf der Ebene der Mesoskala. Dabei steht insbesondere die Suche nach neuen Tracern im Vordergrund, welche auf dieser Skala einzelnen Umsatzräumen bzw. einzelnen Teilgebieten zugeordnet werden können. Aber auch neue Auswertemethoden basierend auf den Daten der bereits verwendeten natürlichen Tracer können vielversprechend sein. Zur Präzisierung der „end member“-Bestimmung wäre ein besseres Verständnis von Ursachen und Wirkungsbeziehungen der räumlichen Heterogenität der Tracerkonzentrationen wünschenswert. Dadurch könnte das Potential der mesoskaligen Prozessforschung optimal genutzt werden.

# Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

$\delta_i$	Isotopengehalt im Niederschlag zum Zeitpunkt i [‰]
$^{18}\text{O}$	Sauerstoff-18
$^2\text{H}$	Deuterium
ANC	Acid Neutralisation Capacity [mol/l]
Al	Aluminium
APEG	Automatisches Probenentnahmegerät
BMU	Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit
BRU-X	Ereignis X der Brugga-Ereignisbeprobungen
BU	EZG Buselbach
$\text{Ca}^{2+}$	Calcium-Ion
$C_a$	Konzentration der Komponente a
$C_b$	Konzentration der Komponente b
$C_{ej}$	Isotopengehalt der Ereigniskomponente zum Zeitpunkt j [‰]
$C_{\text{ges}}$	Gesamtkonzentration
$\text{Cl}^-$	Chlorid
D	Deuterium
$D_i$	quadratische Rangplatzdifferenzen
DS	EZG Dreisam (Pegel Ebnet)
DS-X	Ereignis X der Dreisam-Ereignisbeprobungen
DWD	Deutscher Wetterdienst
EB	EZG Erlenbach
EMMA	End Member Mixing Analysis
EZG	Einzugsgebiet
GLA	Geologisches Landesamt (heute: LGRB, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg)
H	Wasserstoff
HAD	Hydrologischer Atlas von Deutschland
HHQ	Höchster je gemessener Abfluss
HRU	Hydrological Response Unit
HQ	Höchster Abfluss der Zeitreihe [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
IDW	Inverse Distance Weighting (statistisches Interpolationsverfahren)
$\text{K}^+$	Kalium-Ion

KA	EZG Katzensteig
KR	EZG Kraftwerk
LA	EZG Lagerplatz
LFU	Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg
Mg <sup>2+</sup>	Magnesium-Ion
MHQ	Mittlerer Hochwasserabfluss [m <sup>3</sup> /s]
MHq	Mittlere Hochwasserabflussspende [l/s·km <sup>2</sup> ]
MNQ	Mittlerer Niedrigwasserabfluss [m <sup>3</sup> /s]
MQ	Mittlerer Abfluss [m <sup>3</sup> /s]
Mq	Mittlere Abflussspende [l/s·km <sup>2</sup> ]
MNq	Mittlere Niedrigwasserabflussspende [l/s·km <sup>2</sup> ]
m ü. NN	Höhe über Normal Null [m]
MWL	Meteoric Waterline
N	Zahl der Stichproben
Na <sup>+</sup>	Natrium-Ion
NaEDTA	Ethylendiamtetraessigsäure Tetranatriumsalz
N-APEG	Automatisches Niederschlags-Probenentnahmegerät
Nd	Niederschlag
NO <sup>3-</sup>	Nitrat
NQ	Niedrigster Abfluss der Zeitreihe [m <sup>3</sup> /s]
P <sub>i</sub>	Niederschlagsmenge zum Zeitpunkt i
PO	EZG Brugga (Pegel Oberried)
PW	EZG St. Wilhelmer Talbach (Pegel St. Wilhelm)
Q <sub>a</sub>	Durchfluss der Komponente a
Q <sub>b</sub>	Durchfluss der Komponente b
Q <sub>ges</sub>	Gesamtdurchfluss
Q <sub>x</sub>	Abfluss mit einer Unterschreitungshäufigkeit von x %
Q <sub>zw</sub>	Komponente Zwischenabfluss
r	Korrelationskoeffizient nach Pearson
R	Isotopenverhältnis der Probe
R*	Isotopenverhältnis des Standards
RB	EZG Rotbach (Pegel Falkensteig)
REA	Representative Elementary Area
r <sub>R</sub>	Rangkorrelationskoeffizient nach Spearman

Si	gelöste Kieselsäure, Silikat [mg/l]
SF	EZG Sättigungsfläche
SO <sub>4</sub> <sup>2+</sup>	Sulfat
STW	Messstelle St. Wilhelmer Talbach
ST_X	Stichtagsbeprobung X
TEG	Teileinzugsgebiet
UVM	Ministerium für Umwelt und Verkehr Baden-Württemberg
V-SMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water
WA	EZG Wagensteig (Pegel Wiesneck)
WABOA	Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg
<sup>x</sup> A	Isotop x des Elements A
<sup>y</sup> A	Isotop y des Elements A
ZA	EZG Zastler (Pegel Zastler)

# Literatur

- ABIY, M. (1998): Standortkundliche und hydrochemische Untersuchungen in zwei Wassereinzugsgebieten des Osterzgebirges. Dissertation, Technische Universität Dresden.
- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. 4. Auflage, Hannover.
- ANDLER, O. (2002): Experimentelle Untersuchungen der Abflussbildung mit natürlichen Tracern im Einzugsgebiet der Brachtpe (Sauerland, NRW). Diplomarbeit, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).
- ARMBRUSTER, M., KÖHLER, H., FEGER, K.-H. (2000): Chemische Zusammensetzung zweier quellnaher Waldbäche im Hochschwarzwald – Abflussabhängige Variabilität und Einfluss einer Bodenkalkung. Forstw. Cbl. 119, 249-262.
- ARMBRUSTER, M., ABIY, M., FEGER, K.-H. (2003): The biogeochemistry of two forested catchments in the Black Forest and the eastern Ore Mountains (Germany). Biogeochemistry 00:1-28.
- BAHRENBERG, G., GIESE, E., NIPPER, J. (2003): Statistische Methoden in der Geographie. Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- 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.
- BECKER, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: DFG (1992): Regionalisierung hydrologischer Parameter. VCH-Verlag, Weinheim.
- BEHRENS, H. (1988): Quantitative Bestimmung von Uranin, Eosin und Pyranin in Gemischen mittels Fluoreszenzmessung bei definierten pH-Werten. Graz, Steir. Beitr. Hydrgeol. 39, 117-129.
- BEVEN, K.J. (1991): Scale Considerations. In: Bowles, D.S. and O'Connell, P.E. (Eds), Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems. Kluwer, Dordrecht, 357-371.
- BLÖSCHL, G. & SIVAPALAN, M. (1995): Scale issues in hydrological modelling: a review. Hydrol. Process. 9, 217-275.
- BMU, BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (HRSG.) (2003): Hydrologischer Atlas von Deutschland. 3. Lieferung 2003, Berlin.
- 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.

- BOLD, S. (2000): Instationäre Grundwassermodellierung des Zartner Beckens. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i.Br. (unveröffentlicht).
- BRAHMER, G. (1990): Wasser- und Stoffbilanzen bewaldeter Einzugsgebiete im Schwarzwald unter besonderer Berücksichtigung naturräumlicher Ausstattungen und atmogener Einträge. Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, Nr. 25, 295 S.
- BROWN, V.A., McDONNELL, J.J., BURNS, D.A., KENDALL, C. (1999): The role of event water, rapid shallow flowpaths, and catchment size in summer stormflow. *J. Hydrol.* 217, 171-190.
- BURNS, D.A., McDONNELL, J.J., HOOPER, R.P., PETERS, N.E., FREER, J.E., KENDALL, C., BEVEN, K. (2001): Quantifying contributions to storm runoff through end-member mixing analysis and hydrologic measurements at the Panola Mountain Research Watershed (Georgia, USA). *Hydrol. Process.* 15, 1903-1924.
- 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. & SAMI, K. (1992): Testing the groundwater ridging hypothesis of streamflow generation during snowmelt in a forested catchment. *J. Hydrol.* 135, 53-72.
- BUTTLE, J.M. & PETERS, D.L. (1997): Inferring hydrological processes in a temperate basin using isotopic and geochemical hydrograph separation: a re-evaluation. *Hydrol. Process.*, Vol. 11, 557-573.
- CHRISTOPHERSEN, N., NEAL, C., MULDER, J. (1990a): Reversal of stream acidification at the Birkenes catchment, southern Norway: predictions based on potential ANC changes. *J. Hydrol.*, 166: 77-84.
- CHRISTOPHERSEN, N., NEAL, C., HOOPER, R.P., VOGT, R.D., ANDERSEN, S. (1990b): Modelling Streamwater Chemistry as a Mixture of Soilwater End-Members - A Step towards Second-Generation Acidification Models. *J. Hydrol.* 116, 307-320.
- CHRISTOPHERSEN, N. & HOOPER, R.P. (1992): Multivariate Analysis of Stream Water Chemical Data: The Use of Principal Components Analysis for the End-Member Mixing Problem. *Water Resour. Res.* 28: 99-107.
- DAANSKARD, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436-468.
- DEWALLE, D., SWISTOCK, B.R., SHARPE, W.E. (1988): Three-component tracer model for stormflow on a small Appalachian forested catchment. *J. Hydrol.* 104, 301-310.
- DIDSZUN, J. (2000): Abflussbildung an Hängen. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).
- DÖRR, S. H., FERREIRA, A. J. D., WALSH, R. P. D., SHAKESBY, R. A., LEIGHTON-BOYCE, G., COELHO, C. O. A. (2003): Soil water repellency as a potential parameter in rainfall-runoff modelling: experimental evidence at point to catchment scales from Portugal. *Hydrol. Process.*, 17, 363-377.



- DOOGE, J.C. (1986): Looking for hydrologic laws. *Wat. Resour. Res.* 22, 46-58.
- DREVER, J.I., CLOW D.W. (1995): Weathering Rates in Catchments. In: White, A.F. & Brantley, S.L. (Eds): *Chemical Weathering Rates in Silicate Minerals. Reviews in Mineralogy*, Vol. 31, Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- DYCK, S. & PESCHKE, G. (1995): *Grundlagen der Hydrologie*. Verlag für Bauwesen, Berlin, 536 S.
- ELSENBEER, H., LORIERI, D., BONELL, M. (1995): Mixing model approaches to estimate storm flow sources in an overland flow-dominated tropical rain forest catchment. *Water Resour. Res.* Vol. 31, No. 9, 2267-2278.
- EINSELE, G. & HINDERER, M. (1995): Säure-Einträge und Stoffumsätze im Buntsandstein-Schwarzwald (Seebachgebiet, 8 Messjahre). *Z. dt. geol. Ges.* 146, 51-62.
- ESHLEMAN, K.N., POLLARD, J.S., O'BRIEN, A.K. (1993): Determination of Contributing Areas for Saturation Overland Flow From Chemical Hydrograph Separation. *Water Resour. Res.*, Vol. 29, No.10, 3577-3587.
- EVANS, C. & DAVIES, T.D. (1998): Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a toll for analysis of episode hydrochemistry. *Water Resour. Res.*, Vol. 34, No. 1, 129-137.
- FEGER, K.-H., KÖHLER, H., ARMBRUSTER, M. (1999): Beeinflussung der Wasserqualität in einem bewaldeten Einzugsgebiet durch biogeochemische Stoffumsetzungen in bachnahen Böden. *Forstw. Cbl.* 118, 345-354.
- FEZER, F. (1957): *Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald*. Selbstverlag der Bundesanstalt für Landeskunde, Remagen.
- FRITZ, A. (2001): Experimentelle Untersuchungen zur Abflusskonzentration in Bächen des Bruggaeinzugsgebiets. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).
- FUCHS, P., G. MÜLLER-WESTERMEIER & A. SCHMIDT (2001): Mittlere jährliche Niederschlagshöhe (ohne Korrektur). *Hydrologischer Atlas von Deutschland*, Blatt 2.2, Herausgeber: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Bonn/Berlin (2. Lieferung).
- GENEREUX, D.P. (1998): Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separation. *Water Resources Research* 34(4): 915-919.
- GERMANN, P.F. (1986): Rapid drainage response to precipitation. *Hydrol. Process.*, Vol. 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 Geologische Karte Freiburg i. Br. Und Umgebung 1:50.000*, Stuttgart.

- GRABERT, H., HILDEN, H. D. (1972): Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt 5012 Eckenhagen. Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- GÜNTNER, A., UHLENBROOK, S., LEIBUNDGUT, CH., SEIBERT, J. (1999): Estimation of saturation excess overland flow areas: comparison of topographic index calculations with field mapping. In: Diekkrüger, B., Kirkby, M. J., Schröder, U. (1999): Regionalization in Hydrology. IAHS-Pub. No. 254, 203-210.
- HAAG, I. & WESTRICH, B. (2002): Processes governing river water quality identified by principal component analysis. Hydrol. Process. 16, 3113-3130.
- HÄDRICH, F. & K. STAHR (1997): Die Böden in der Umgebung von Freiburg im Breisgau. In: Schwarzwald und Oberrheintiefland – Eine Einführung in das Exkursionsgebiet um Freiburg im Breisgau. Freiburger Geographische Hefte, Heft 36, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.
- 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.
- HINDERER, M. (1999): Saurer Regen und Trinkwasserqualität. In: Talsperre Kleine Kinzig - Quelle für unser Trinkwasser (25 Jahre Zweckverband WKK). Hrsg.: Zweckverband Wasserversorgung Kleine Kinzig (WKK), Verlag Günter Heimbach, Stuttgart.
- HINTERMAIER-ERHARD, G. & ZECH, W. (1997): Wörterbuch der Bodenkunde: Systematik, Genese, Eigenschaften, Ökologie und Verbreitung von Böden. Ferdinand-Enke-Verlag, Stuttgart, 338 S.
- 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.
- HOEG, S., UHLENBROOK, S., LEIBUNDGUT, CH. (2000): Hydrograph separation in a mountainous catchment - combining hydrochemical and isotopic tracers. Hydrol. Process. 14, 1199-1216.
- HOOPER, R.P. (2001): Applying the scientific method to small catchment studies: a review of the Panola Mountain experience. Hydrol. Process. 15, 2039-2050.
- 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., CHRISTOPHERSEN, N., PETERS, J. (1990): Modelling stream water chemistry as a mixture of soilwater end-members - an application to the Panola Mountain catchment, Georgia, USA. J. Hydrol. 116, 321-343.
- 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., SCANLON, T.M., RAFFENSPERGER, J.P. (2001): Modelling transport of dissolved silica in a forested headwater catchment: the effect of hydrological and chemical time scales on hysteresis in the concentration-discharge relationship. *Hydrol. Process.* 15, 2029-2038.
- HORTON, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transaction AGU*, 14, 446-460.
- HUTCHINS, M.G., WHEATER, H.S., BECK, M.B. (1995): The role of natural tracers in the understanding of the catchment hydrochemistry within a conceptual hydrological framework. *Tracer Technologies for Hydrological Systems (Proceedings of a Boulder Symposium)*. IAHS Publ. no. 229.
- KÄSS, W. (1992): Geohydrologische Markierungstechnik. *Lehrbuch der Hydrogeologie*, Band 9, Hrsg. Matthess, G.; Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart, 519 S.
- KENNEDY, V.C., KENDALL, C., ZELLWEGER, G.W., WYERMAN, T.A., AVANZINO, R.J. (1986): Determination of the components of stormflow using water chemistry and environmental isotopes, Mattole River Basin, California. *J. Hydrol.* 84, 107-140.
- KIENZLER, P. (2001): Experimentelle Untersuchungen zur chemischen Zusammensetzung oberflächennaher unterirdischer Abflusskomponenten im Bruggaeinzugsgebiet. *Diplomarbeit, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht)*.
- KIRCHNER, J.W. (2003): A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrol. Process.* 17, 871-874.
- KÖCHLING, M. (2003): Bodenhydrologische Kartierung und Aufbau eines bodenhydrologischen Informationssystems für das Forschungsgebiet Obere Brachtpe (Sauerland). *Diplomarbeit an der Fakultät XVII Geowissenschaften der Ruhr-Universität Bochum (unveröffentlicht)*.
- KÖNIGER, P. (2003): Tracerhydrologische Ansätze zur Bestimmung der Grundwasserneubildung. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Band 16, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i.Br.
- LFU, LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ BADEN-WÜRTTEMBERG (2003): *Pegelstammdatenverwaltung (unveröffentlicht)*.
- LEHMANN, M. (2000): Untersuchung der Belastungen von Rohwässern der BEWGmbH am Ochsenkopf (Fichtelgebirge). *Diplomarbeit am Bayreuther Institut für terrestrische Ökosystemforschung (BITÖK) (unveröffentlicht)*.
- LEIBUNDGUT, CH. (1984): Zur Erfassung hydrologischer Messwerte und deren Übertragung auf Einzugsgebiete verschiedener Dimensionen. *Geomethodica* 9, 141-170.
- LEIBUNDGUT, CH. & WERNLI, H.R. (1982): Zur Frage der Einspeisemengenberechnung für Fluoreszenztracer. *Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie*, Band 28, 1, 119-130, Verlag Kümmerly und Frey, Bern.

- LIEHL, E. (1988): Oberflächenformen und Landschaftsgeschichte. In: Breisgau-Hochschwarzwald – Land vom Rhein über den Schwarzwald zur Baar. Landkreis Breisgau-Hochschwarzwald (Hrsg.), Schillinger Verlag GmbH, Freiburg i.Br.
- LINDENLAUB, M. (1998): Abflusskomponenten und Herkunftsräume im Einzugsgebiet der Brugga. Dissertation, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br.
- LISCHEID, G., LANGE, H., MORITZ, K., BÜTTCHER, H. (2004): Dynamics of runoff and runoff chemistry at the Lehstenbach and Steinkreuz catchment. In: Matzner, E.: Ecological Studies, Biogeochemistry of forested catchments in a changing environment: a case study in NE-Bavaria, Germany, Springer Verlag, in press.
- MATTHESS, G. (1990): Die Beschaffenheit des Grundwassers. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 2, 2. Auflage, Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart, 498 S.
- MCDONNELL, J.J. (1990): A Rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. Wat. Resour. Res. 26, 2821 – 2332.
- MCDONNELL, J.J., BONELL, M., STEWART, M.K., PEARCE, A.J. (1990): Deuterium Variations in Storm Rainfall: Implications for Stream Hydrograph Separation. Wat. Resour. Res. 26, 455-458.
- MCDONNELL, J.J., STEWART, M.K., OWENS, I.F. (1991): Effect of catchment-scale subsurface mixing on stream isotopic response. Wat. Resour. Res. 27, 3065-3073.
- MCGLYNN, B.L., MCDONNELL, J.J., BRAMMER, D.D. (2002): A review of the evolving perceptual model of hillslope flowpaths at the Maimai catchment, New Zealand. J. Hydrol. 257, 1-26.
- MEYER, I. (2001): Experimentelle Untersuchungen zur Abflussbildung im Rotherdbachgebiet. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).
- MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrogeologie. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart, 400 S.
- MOSLEY, M.P. (1982): Subsurface flow velocities through selected forest soils, South Island, New Zealand. J. Hydrol. 55, 65-92
- NEAL, C., SMITH, C.J., WALLS, J., BILLINGHAM, P., HILL, S., NEAL, M. (1990): Hydrogeochemical variations in Hafren forest stream waters, Mid-Wales. J. Hydrol. 116, 185-200.
- NEBE, W. (1970): Die chemische Zusammensetzung der wichtigsten Grundgesteine Sachsens. Ergänzung 1967. Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. 16, 283-304.
- NEBE, W., HOFMANN, W., FEISTEL, U. & WEISEKE, U. (1995): Zielstellung und Standorte des Verbundprojektes. In: Abschlussbericht des BMBF-Verbundprojektes „Untersuchungen von Waldökosystemen im Erzgebirge als Grundlage für einen ökologischen begründeten Waldumbau“, TU Dresden, Dresden.

- 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.
- OTT, B. & UHLENBROOK, S. (2004): Quantifying the impact of land use changes at the event and seasonal time scale using a process-oriented catchment model. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 8, 62-78.
- PARLOW, E. & H.-J. ROSNER (1997): Das Klima des Oberrheingrabens. In: Schwarzwald und Oberrheintiefland – Eine Einführung in das Exkursionsgebiet um Freiburg im Breisgau. *Freiburger Geographische Hefte*, Heft 36, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.
- PEARCE, A.J. (1990): Streamflow generation processes: an Austral View. *Water Resour. Res.*, Vol. 26, No. 12, 3037-3047.
- PEARCE, A.J., STEWART, M.K., SKLASH, M.G. (1986): Storm runoff generation in humid headwater catchments: 1. Where does the water come from? *Water Resour. Res.* 22, 1263-1273.
- PESCHKE, G., & SAMBALE, CH. (1998): Hydrologische Umweltfaktoren und Zustandsgrößen für Waldökosysteme im Erzgebirge. In: W. Nebe, A. Roloff, M. Vogel (Hrsg.), *Untersuchung von Waldökosystemen im Erzgebirge als Grundlage für einen ökologisch begründeten Waldumbau. Forstwissenschaftliche Beiträge Tharandt*, 188-194.
- PETERS, N.E., RATCLIFFE, E.B., TRANTER, M. (1998): Tracing solute mobility at the Panola Mountain Research Watershed, Georgia, USA: variations in  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$  and  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  concentrations. *Proceedings of the HeadWater'98 Conference held at Meran/Merano, Italy, April 1998. IAHS Publ. no. 248.*
- PINDER, G.F. & JONES, J.F. (1969): Determination of the ground water component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Wat. Resour. Res.* 5, 438-445.
- REHFUESS, K.E. (1990): Waldböden – Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung. *Pareys Studentexte*, 29, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- REUSS, J. O., JOHNSON, D. W. (1986): Acid Deposition and the Acidification of Soils and Waters. *Ecological Studies* 59, Springer Verlag, New York, 159 S.
- ROBSON, A. & NEAL, C. (1990): Hydrograph separation using chemical techniques: an application to catchments in Mid-Wales. *J. Hydrol.* 166, 345-363.
- RODRÍGUEZ-ITURBE, I. & GUPTA, V.K. (Eds) (1983): Scale problems in hydrology. *J. Hydrol.*, 65 (spec. issue).
- SAMBALE, CH. (1998): Experimentelle und modellgestützte Wasserhaushaltsuntersuchungen im System Boden – Pflanze – Atmosphäre. *Dissertation IHI Zittau, IHI-Schriften*, Heft 8.
- SAMBALE, CH., & PESCHKE, G. (2001): Experimental analysis of rainfall-runoff events in two adjacent mountainous catchments. In: *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Bd. 13, 148-154.

- SAUER, K. (1988): Erd- und Landschaftsgeschichte. In: Breisgau-Hochschwarzwald – Land vom Rhein über den Schwarzwald zur Baar. Landkreis Breisgau-Hochschwarzwald (Hrsg.), Schillinger Verlag GmbH, Freiburg i.Br.
- SCHÄDLER, B. (1994): Kleine hydrologische Einzugsgebiete - ein Index für große Flusseinzugsgebiete? Gedenkschrift Hans M. Keller. Zürich, S. 61-70. Separatum.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde. 13. (durchgesehene) Auflage, Ferdinand-Enke-Verlag, Stuttgart, 491 S.
- SCHÖNWIESE, C.H. (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 298 S.
- SCHWEGLER, M. (1995): Klassifizierung von Quellen nach Hydrochemie und Herkunftsräumen im Einzugsgebiet der Brugga (Südschwarzwald). Diplomarbeit, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).
- SHANLEY, J.B. & PETERS, N.E. (1993): Variations in aqueous sulphate concentrations at Panola Mountain, Georgia. J. Hydrol. 146, 361-382.
- SHANLEY, J.B., KENDALL, C., SMITH, T.E., WOLOCK, D.M., McDONNELL, J.J. (2002): Controls on old and new water contributions to stream flow at some nested catchments in Vermont, USA. Hydrol. Process. 16, 589-609.
- SIEDER, M. (2000): Experimentelle Untersuchungen zur Abflussbildung auf Sättigungsflächen. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).
- SKLASH, M.G., FARVOLDEN, R.N., FRITZ, P. (1976): A conceptual model of watershed response to rainfall, developed through the use of oxygen-18 as natural tracer. Can. J. Earth Sci. 13, 271-283.
- SKLASH, M. & 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 for hillslope and low-order stream response. Water Resources Research, 22, 8, 1273-1282.
- STAHR, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für die Bodenbildung und Standorteigenschaften im Südschwarzwald. Freiburger Bodenkundlicher Abhandlungen, 9, Freiburg.
- STOBER, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. Ferdinand-Enke-Verlag, Stuttgart.
- SUEKER, J.K., RYAN, J.N., KENDALL, C., JARRETT, R.D. (2000): Determination of hydrologic pathways during snowmelt for alpine/subalpine basins, Rocky Mountain National Park, Colorado. Wat. Resour. Res. 36, 1, 63-75.

- TILCH, N., UHLENBROOK, S., LEIBUNDGUT, CH. (2002): Regionalisierungsverfahren zur Ausweisung von Hydrotopen in von periglazialen Hangschutt geprägten Gebieten. *Grundwasser – Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie*, 4/2002, 206-216.
- TRENKLE, H. & H. VON RUDLOFF (1989): Das Klima im Schwarzwald. In: *Der Schwarzwald – Beiträge zur Landeskunde*. Liehl, E. & W.D. Sick (Hrsg.), Konkordia Verlag GmbH, Bühl/Baden.
- TURNER, J.V. & MACPHERSON, D.K. (1990): Mechanisms affecting streamflow and stream water quality: an approach via stable isotope, hydrogeochemical and time series analysis. *Water Resour. Res.* 26, 3005-3019.
- 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 Sciences B.V. Amsterdam, The Netherlands.
- UHLENBROOK, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Gebiet. *Freiburger Schriften zur Hydrologie* Bd. 10, 201 S.
- UHLENBROOK, S. (2004): Von der Abflussbildungsprozessforschung zur prozess-orientierten Modellierung – ein Review. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, im Druck.
- UHLENBROOK, S. & LEIBUNDGUT, CH. (1997): Investigation of preferential flow in the unsaturated zone using artificial tracer. In: *Tracer Hydrology*, Kranjc, A. (Ed). Seventh International Symposium on Water Tracing. A.A. Balkema: Rotterdam, 181-188.
- UHLENBROOK, S. & HOEG, S. (2003): Quantifying uncertainties in tracer-based hydrograph separations: a case study for two-, three- and five-component hydrograph separations in a mountainous catchment. *Hydrol. Process.* 17: 431-453.
- UHLENBROOK, S. & DIDSZUN, J. (2004): Sättigungsflächenabfluss, Fallbeispiel Haldenbächle, Südschwarzwald. Im *ATV-DVWK Merkblatt Abflusssentstehung*, im Druck.
- UHLENBROOK, S., FREY, M., LEIBUNDGUT, CH., MALOSZEWSKI, P. (2002): Hydrograph separations in a meso-scale mountainous basin at event and seasonal time scales. *Wat. Resour. Res.* 38, 6, 1-14.
- UHLENBROOK, S., DIDSZUN, J., LEIBUNDGUT, CH. (2003): Runoff generation processes on hillslopes and their susceptibility to global change. In: Huber U.M., Reasoner M.A., Bugmann B. (Eds) (2003): *Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview*. Advances in Global Change Research. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, in press.
- UMV, MINISTERIUM FÜR UMWELT UND VERKEHR BADEN-WÜRTTEMBERG (2004): *WABOA, Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg*, 2. erweiterte Ausgabe, Karlsruhe.
- VAN'T ZELFDE (2002): Relating hydrochemistry with spatial physiographical area heterogeneity in the Dreisam catchment (Black Forest, Germany). Master Thesis, Sub-department Water resources, Wageningen University, The Netherlands (not published).

- VON WILPERT, K., KOHLER, M., ZIRLEWAGEN, 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.
- VEGA, M., PARDO, R., BARRADO, E. AND DEBÁN, L. (1998): Assessment of seasonal and polluting effects on the quality of river water by exploratory data analysis. Wat. Res. Vol. 32. No. 12, 3581-3592
- WELS, C., TAYLOR, C.H., CORNETT, R.J. (1991): Streamflow generation in a headwater basin on the precambrian shield. Hydrol. Processes 5, 185-199.
- WHITE, A.F. (1995): Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals in Soils. In: White, A.F. & Brantley, S.L. (Eds): Chemical Weathering Rates in Silicate Minerals. Reviews in Mineralogy, Vol. 31, Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- WHITE, A.F. & BRANDLEY, S.L. (Eds) (1995): Chemical Weathering Rates in Silicate Minerals. Reviews in Mineralogy, Vol. 31, Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- WOLOCK, D.M., FAN, J., LAWRENCE G.B. (1997): Effects of basin size on low-flow stream chemistry and subsurface contact time in the Neversink River watershed, New York. Hydrol. Process., Vol. 11, 1271-1286.
- WOOD, E.F., SIVAPALAN, M., BEVEN, K., BAND, L. (1988): Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modelling. J. Hydrol., 201, 29-47.
- ZIMMERMANN, L., FRÜHAUF, C., GRÜNWALD, T., QUECK, R., SURKE, M., SEEGER, J., BERNHOFER, CH. (1998): Meteorologische Aspekte des Wasserhaushaltes von Waldökosystemen im Erzgebirge. In: W. Nebe, A. Roloff, M. Vogel (Hrsg.): Untersuchung von Waldökosystemen im Erzgebirge als Grundlage für einen ökologisch begründeten Waldumbau. Forstwissenschaftliche Beiträge Tharandt, 181-187.
- ZIRLEWAGEN, D. (2003): Regionalisierung bodenchemischer Eigenschaften in topographisch stark gegliederten Waldlandschaften. Dissertation, Schriftenreihe Freiburger Forstliche Forschung, Bd. 19.
- ZUIDEMA, P. (1985): Hydraulik der Abflussbildung während Starkniederschlägen. Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.





# Dank

Mein herzlicher Dank gilt:

Prof. Dr. Leibundgut für seine erfahrene fachliche Betreuung und seine uneingeschränkte Unterstützung,

Dr. Stefan Uhlenbrook für seine engagierte fachliche Betreuung über den gesamten Zeitraum dieser Arbeit, sein intensives Korrekturlesen und seinen nie versiegenden Optimismus sowie die daraus resultierende Motivierung in fachlich schwierigen Phasen,

Dr. Nils Tilch für seinen fachlich konstruktiven Dialog, seine Unterstützung und Kooperation im Gelände sowie für die vierjährige kurzweilige Büropartnerschaft,

Emil Blattmann für seine freundliche und schnelle Hilfe sowie für seine guten Ideen bei der Lösung technischer Probleme und seinen tatkräftigen Einsatz bei Arbeiten im Gelände,

Kerstin Wille und Jewgenia Wentland für die gute Zusammenarbeit im Labor und die exakte Analyse nicht enden wollender Wasserproben,

Dipl. Hyd. Olaf Andler, Dipl. Hyd. Alexander Fritz, Dipl. Hyd. Peter Kienzler, Dipl. Hyd. Inke Meyer und M. Sc. Arjan van't Zelfde für ihr Engagement bei der Erstellung ihrer Diplomarbeiten, deren Ergebnisse Bestandteil dieser Arbeit sind,

Dr. Gunnar Lischeid für seine fachliche Unterstützung und seine Korrekturen bei der Anwendung und Interpretation der Hauptkomponentenanalyse,

Dr. Paul Königer für die Analyse zahlreicher Isotopenproben,

den Kolleginnen und Kollegen der Projektpartner, welche mich sowohl bei der Geländearbeit als auch bei der schriftlichen Ausarbeitung unterstützten,

allen Kolleginnen und Kollegen am Institut für Hydrologie für die gute Zusammenarbeit und die freundliche Atmosphäre,

dem Institut für Physische Geographie an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg für die Bereitstellung von Niederschlagsdaten,

Frau Ingrid Homann von der Gewässerdirektion Südlicher Oberrhein/Hochrhein, Bereich Waldshut-Tiengen, für die Bereitstellung von Pegeldata und die Erlaubnis zur Installation eigener Messtechnik im Bereich der Pegel,

allen Grundstückseignern in den Untersuchungsgebieten, die mir uneingeschränkten Zugang zu den Messstellen gewährten,

meiner Mutter Barbara Didszun für das sorgfältige Korrekturlesen dieses „schweren hydrologischen Stoffes“ und die gerade dadurch so hilfreichen Korrekturen und Vorschläge,

meiner Freundin Bettina Ott für das engagierte Korrekturlesen und vor allem für die große moralische Unterstützung in den letzten Monaten.