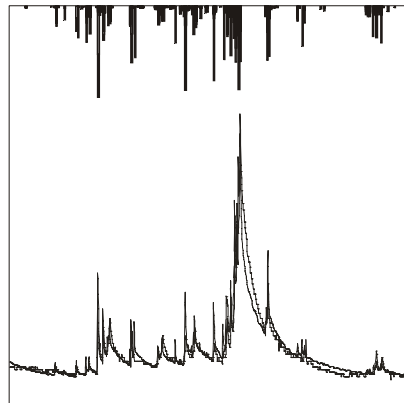
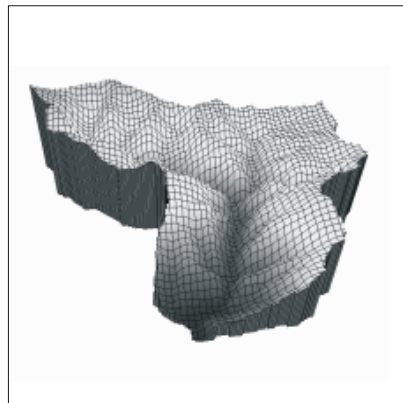
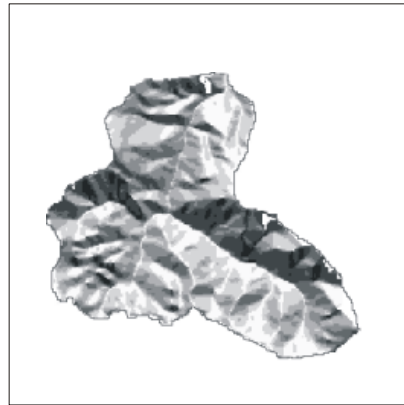
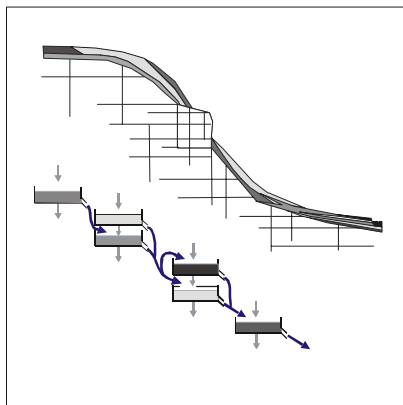


**Institut für Hydrologie  
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.**

**Stefan Roser**

**Flächendetaillierte Weiterentwicklung des  
prozessorientierten Einzugsgebietsmodells TAC und  
Visualisierung der Modellergebnisse in einem dynamischen GIS**



**Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut  
Freiburg i. Br., September 2001**

**Institut für Hydrologie  
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.**

**Stefan Roser**

**Flächendetaillierte Weiterentwicklung des  
prozessorientierten Einzugsgebietsmodells TAC und  
Visualisierung der Modellergebnisse in einem dynamischen GIS**

**Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut**

**Koreferent: Dr. S. Uhlenbrook**

**Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut**

**Freiburg i. Br., September 2001**

# I Inhaltsverzeichnis

<b>I</b>	<b>Inhaltsverzeichnis .....</b>	<b>3</b>
<b>II</b>	<b>Verzeichnis der Abbildungen.....</b>	<b>6</b>
<b>III</b>	<b>Verzeichnis der Tabellen.....</b>	<b>8</b>
	<b>Zusammenfassung .....</b>	<b>9</b>
	<b>Extended summary.....</b>	<b>11</b>
<b>1</b>	<b>Einleitung .....</b>	<b>13</b>
1.1	Problemstellung und Zielsetzung.....	13
1.2	Methodisches Vorgehen.....	14
<b>2</b>	<b>Das Untersuchungsgebiet.....</b>	<b>16</b>
2.1	Naturräumliche Lage, Morphologie und Topographie.....	16
2.2	Klimatische Verhältnisse .....	16
2.3	Hydrogeologie.....	18
2.4	Pedologie.....	20
2.5	Landnutzung.....	21
2.6	Hydrologie .....	21
2.7	Fazit.....	22
<b>3</b>	<b>Das TAC-Modell in seiner ursprünglichen Form.....</b>	<b>23</b>
3.1	Modellkonzeption und - aufbau .....	23
3.2	Modellmodule .....	23
3.2.1	Schneemodul .....	23
3.2.2	Bodenmodul .....	24
3.2.3	Abflussbildungs- und Abflusskonzentrationsmodul .....	24
3.3	Modellvalidierung .....	25
3.4	Fazit.....	25
<b>4</b>	<b>Das dynamische GIS PCRaster .....</b>	<b>26</b>
4.1	Konzeption .....	26
4.2	Programmstruktur dynamischer Modelle in PCRaster.....	28
4.3	Fazit.....	29

<b>5</b>	<b>Die Erweiterung des TAC-Modells: TAC-D .....</b>	<b>30</b>
5.1	Zeitliche Diskretisierung .....	30
5.2	Räumliche Diskretisierung .....	30
5.2.1	Grundlegende Diskretisierung in Rasterzellen .....	30
5.2.2	Digitales Höhenmodell .....	30
5.3	Regionalisierung der klimatischen Eingangsdaten .....	31
5.3.1	Niederschlag .....	31
5.3.2	Lufttemperatur .....	34
5.3.3	Globalstrahlung .....	34
5.3.4	Potentielle Evapotranspiration .....	36
5.3.5	Aktuelle Evapotranspiration .....	37
5.4	Entwässerungs- und Gerinnenetz .....	38
5.5	Abflussbildungsmodul .....	39
5.5.1	Raumgliederung aufgrund dominanter Abflussbildungsprozesse .....	39
5.5.2	Speicherkonzepte der Raumgliederungsklassen .....	42
5.5.3	Speicherkonzept des Kluftgrundwasserleiters .....	46
5.5.4	Laterale Flüsse .....	47
5.6	Abflusskonzentration und Wellenablauf .....	49
5.6.1	Anschluss der Zellen ans Gerinne .....	49
5.6.2	Direkter Abfluss von versiegelten Flächen .....	50
5.6.3	Wellenablauf im Gerinne .....	51
5.7	Zusammenfassende Übersicht des TAC-D .....	53
5.8	Fazit .....	53
<b>6</b>	<b>Anwendung von TAC-D im Brugga-Einzugsgebiet .....</b>	<b>56</b>
6.1	Einführung .....	56
6.2	Aufbereitung der Eingangsdaten (Preprocessing) .....	56
6.2.1	Niederschlag .....	56
6.2.1.1	Datenauswahl und -aufbereitung .....	56
6.2.1.2	Regionalisierung des Niederschlags .....	57
6.2.2	Lufttemperatur .....	58
6.2.2.1	Datenauswahl .....	58
6.2.2.2	Regionalisierung der Lufttemperatur .....	59
6.2.3	Sonnenscheindauer .....	60
6.2.4	Wind .....	60
6.2.5	Potentielle Evapotranspiration .....	61
6.2.6	Abfluß .....	61
6.2.7	Raumbezogene Daten .....	61
6.2.7.1	Digitales Höhenmodell .....	61
6.2.7.2	Gerinne- und Entwässerungsnetz .....	61
6.2.7.3	Gerinnelänge und -morphologie .....	62
6.2.7.4	Fließweglänge .....	63
6.2.8	Raumgliederung .....	64
6.2.9	Fazit .....	65
6.2.9.1	Preprocessing der meteorologische Eingangsdaten .....	65
6.2.9.2	Preprocessing der Raumdaten .....	67

---

6.3	Modellanwendung (Processing).....	67
6.3.1	Modellierungszeitraum.....	67
6.3.2	Modellkalibrierung.....	67
6.3.3	Modellvalidierung.....	72
6.4	Fazit.....	74
<b>7</b>	<b>Visualisierung der Modellergebnisse.....</b>	<b>75</b>
7.1	Konzeption.....	75
7.2	Visualisierungsbeispiele im Brugga-Einzugsgebiet.....	76
7.2.1	Niederschlagsverteilung.....	76
7.2.2	Verteilung der Verdunstung über einen Tag.....	76
7.2.3	Auf- und Abbau der Schneedecke.....	80
7.2.4	Speicherinhalt und Speicherauslauf.....	82
7.2.5	Retention und Translation des Wellenablaufs im Gerinne.....	85
7.3	Fazit.....	85
<b>8</b>	<b>Modellanalyse und Bewertung.....</b>	<b>87</b>
8.1	Einleitung.....	87
8.2	Entwässerungsnetz.....	87
8.3	Räumliche und zeitliche Interpolation der Eingangsdaten.....	88
8.4	Niederschlagskorrektur.....	89
8.5	Verdunstungsberechnung.....	90
8.6	Schneeroutine.....	91
8.7	Abflussbildungsmodul.....	92
8.8	Wellenablauf im Gerinne.....	93
8.9	Vergleich mit anderen Modellanwendungen.....	94
8.10	Modellhandhabung und operationeller Einsatz.....	94
<b>9</b>	<b>Schlussfolgerung und Ausblick.....</b>	<b>96</b>
	<b>Literaturverzeichnis.....</b>	<b>98</b>
	<b>Anhang.....</b>	<b>102</b>

## II Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 2.1: Dreidimensionale Darstellung des Einzugsgebiets der Brugga mit gerastetem Gerinnenetz .....	17
Abb. 2.2: Einzugsgebiet der Brugga mit meteorologischem Messnetz und Abflusspegeln .....	17
Abb. 2.3: Idealisierter Aufbau periglazialer Deckschichten .....	20
Abb. 3.1: Modularer Aufbau des TAC-Modells .....	23
Abb. 4.1: Unterschiedliche Niveaus der Verknüpfung zwischen GIS und Dynamischen Modellen .....	26
Abb. 4.2: Räumliche Fließbewegungen und zeitliche Änderung der Zellattribute im 2,5-D-System .....	27
Abb. 4.3: Gliederung eines dynamischen Modells in Anweisungsblöcke in PCRaster.....	28
Abb. 5.1: Regionalisierung des Niederschlags über das Inverse Distance Weighting – Verfahren im Dreisam-Einzugsgebiet für ein Niederschlagsereignis am 12. September 1997 .....	32
Abb. 5.2: Schematische Darstellung der Niederschlagsinterpolation als Kombination von Inverse Distance Weighting-Verfahren und Niederschlagsmodifikation über einen langjährigen Höhenfaktor .....	33
Abb. 5.3: Schematische Zusammenfassung der Berechnungsschritte für eine stündlich aufgelöste potentielle Verdunstung im Verdunstungsmodell ETP .....	34
Abb. 5.4: Schema der Berechnung der tatsächlichen Globalstrahlung unter Berücksichtigung der topographischen und himmelsmechanischen Gegebenheiten im von VAN DAM (2000) entwickelten PCRaster Modell POTRAD5 .....	35
Abb. 5.5: Fließdiagramm der im Verdunstungsmodell ETP verwendeten Größen und ihre Verknüpfungen .....	37
Abb. 5.6: Lokales Entwässerungsnetz des Brugga-Einzugsgebiets und schematische Erläuterung des "one-directional flows" einer Zelle nach dem D8-Prinzip.....	38
Abb. 5.7: Variation von Mächtigkeit und Schichtenfolge der periglazialen Deckschichten in Abhängigkeit von der Hangneigung im Brugga-Einzugsgebiet.....	41
Abb. 5.8: Raumgliederung im Brugga-Einzugsgebiet nach Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse .....	41
Abb. 5.9: Genereller Aufbau der verwendeten Speicherkonzepte und ihre Parameter im TAC-D a) Einfacher Einzellinearspeicher b) Zwei in Reihe geschaltete Linearspeicher c) Speichersystem der Sättigungsflächen .....	43
Abb. 5.10: Die Speicherkonzepte der Raumgliederungsklassen und ihre lateralen und vertikalen Fließbeziehungen an einem idealisiertem Hangprofil .....	46
Abb. 5.11: Bildhafte Darstellung der Fließbeziehung zwischen den Speichersystemen am Hang .....	47
Abb. 5.12: Vergleich der Speicherausläufe am Ende einer linearen Speicherkaskade bei unterschiedlichen Zell-größen und zwei Größenordnungen von unterschiedlichen Speicherkonstanten .....	47
Abb. 5.13: Darstellung der zwei Funktionsebenen einer Gerinnezelle mit Fließbeziehungen .....	49
Abb. 5.14: Translations- und Retentionswirkung des kinematischen Wellenansatzes in TAC-D .....	51
Abb. 5.15: Fließdiagramm der Modellmodule und ihrer Übergabegrößen und Parameter im TAC-D.....	54
Abb. 6.1: Schematische Darstellung des angewandten Verfahrens zur Disaggregation der Tagessummen des Niederschlags auf Stundenwerte für das Brugga- bzw. Dreisam-Einzugsgebiet. ....	57
Abb. 6.2: Höhenabhängigkeit der mittleren, windkorrigierten Jahresniederschläge im Brugga-Einzugsgebiet im Zeitraum 01.08.94 - 31.07.99 mit angepasster exponentieller Funktion .....	58
Abb. 6.3: Maximale und minimale Temperaturdifferenzen sowie kumulative, absolute Temperaturabweichung am Höhenstützpunkt bei unterschiedlich gewählten Teilabschnitten der stündlichen Höhenregression .....	59
Abb. 6.4: Ausgewählte Temperaturprofile als Ergebnis der stündlichen, abschnittweisen Höhenregression im Brugga- bzw. Dreisam-Einzugsgebiet.....	60

Abb. 6.5: Beispielhafte Ergebnisse der unterschiedlichen Übertragung des digitalisierten Fließgewässernetzes in das Rasterformat und die daraus resultierenden Entwässerungsrichtungen a) Direkte Übertragung in das 50 Meter-Rasterformat b) Übertragung zunächst in das 25 Meter- und anschließend in das 50 Meter-Rasterformat ....	62
Abb. 6.6: Empirische Beziehung zwischen im Brugga-Einzugsgebiet gemessenen Gerinnebreiten und lokalen Einzugsgebietsgrößen .....	63
Abb. 6.7: Schematische Darstellung der schrittweisen Ausweisung der Raumgliederungszonen.....	64
Abb. 6.8: Vergleich der gerasterten Sättigungsflächen mit den kartierten, digitalisierten Flächen im St. Wilhelmer Tal .....	65
Abb. 6.9: Gerinnebreite der gerasterten Fließgewässer im Brugga-Einzugsgebiet, berechnet in Abhängigkeit von der lokalen Einzugsgebietsgröße .....	66
Abb. 6.10: Niederschlags-Abfluss-Simulation für des Brugga-Einzugsgebiet in der Kalibrierungsperiode (01.18.95 - 31.07.96) .....	<b>Fehler! Textmarke nicht definiert.</b>
Abb. 6.11: Ausschnitt aus der Niederschlags-Abfluss-Simulation für des Brugga-Einzugsgebiet in der Kalibrierungsperiode während zweier Winterhochwässer (01.11.95 - 31.01.96) .....	<b>Fehler! Textmarke nicht definiert.</b>
Abb. 6.12: Niederschlags-Abfluss-Simulation für das Brugga-Einzugsgebiet in der Validierungsperiode (01.08.96 - 31.07.99) .....	72
Abb. 6.13: Simulation der Schneedecke als Wasseräquivalent an der Station Feldberg im Vergleich zur gemessenen Schneedecke.....	74
Abb. 7.1: Übersicht über die Visualisierungsmöglichkeiten von Ganglinien und (animierten) Kartenfolgen mit den PCRaster-Programmen Timeplot, Display und Drape .....	75
Abb. 7.2: Stündliche potentielle Verdunstung und relative Sonnenscheindauer im Brugga-Einzugsgebiet am 1. Mai 1995 von 6:00 – 12:00 Uhr .....	77
Abb. 7.3: Stündliche potentiellen Verdunstung und relative Sonnenscheindauer im Brugga-Einzugsgebiet am 1. Mai 1995 von 12:00 – 18:00 Uhr .....	78
Abb. 7.4: Tagesgang der gemessenen und simulierten Globalstrahlung an der Station St. Wilhelmer Tal am 1. Mai 1995.....	79
Abb. 7.5: Tagessumme der potentiellen Verdunstung im Brugga-Einzugsgebiet am 1. Mai 1995 .....	79
Abb. 7.6: Hangneigung im Brugga-Einzugsgebiet.....	79
Abb. 7.7: Exposition im Brugga-Einzugsgebiet .....	79
Abb. 7.8: Mittlere Lufttemperatur im Brugga-Einzugsgebiet am 1. Mai 1995.....	79
Abb. 7.9: Über die abschnittsweise Höhenregression berechnetes Profil der Tagesmitteltemperatur im Brugga-Einzugsgebiet am 1. Mai 1995 .....	79
Abb. 7.10: Simuliertes Wasseräquivalent der Schneedecke und gemessene Schneehöhe am Feldberg bzw. übers Brugga-Einzugsgebiet gemittelt .....	80
Abb. 7.11: Aufgezeichneter Niederschlag ausgewählter Stationen im Brugga-Einzugsgebiet sowie simulierter und gemessener Abfluss am Pegel Oberried vom 17.11.95-28.11.95 ) .....	80
Abb. 7.12: Simulation des Auf- und Abbaus der Schneedecke vom 17.11.95 - 28.11.95, dargestellt als Wasseräquivalent.....	81
Abb. 7.13: Mittlerer Speicherinhalt der Sättigungsflächen-Speicher im Brugga-Einzugsgebiet (01.08.95 - 31.07.96) .....	83
Abb. 7.14: Mittlerer Speicherinhalt der Kluftgrundwasser-Speicher im Brugga-Einzugsgebiet (01.08.95 - 31.07.96) .....	83
Abb. 7.15: Anteil des Basisabflusses aus dem Kluftgrundwasser am Gesamtabfluss im Brugga-Einzugsgebiet (01.08.95 - 31.07.96) .....	83
Abb. 7.16: Lage der hier untersuchten Teileinzugsgebiete im Brugga-Einzugsgebiet.....	84
Abb. 7.17: Vergleich der simulierten Abflussganglinien unterschiedlicher Teileinzugsgebiete im Brugga-Einzugsgebiet und der zugrundeliegenden Niederschlagsverteilung in der Zeit vom 21.06.96-24.06.96.....	84

### III Verzeichnis der Tabellen

Tabelle 2.1: Gewässerkundliche Hauptzahlen der Brugga (1934 - 1994) und des St. Wilhelmer Talbach (1955 - 1994) (LFU 1996) .....	21
Tabelle 5.1: Flächenanteile und mittlere Hangneigung der jeweiligen Raumgliederungen in den Einzugsgebieten der Brugga und des St. Wilhelmer Talbachs.....	42
Tabelle 6.1: Optimierter Parametersatz von TAC-D im Brugga-Einzugsgebiet nach der Kalibrierung im Zeitraum 01.08.95 - 31.07.96 .....	68
Tabelle 6.2.: Gütemaße der Abflusssimulation von TAC-D im Brugga- bzw. Talbach-Einzugsgebiet für den Kalibrierungszeitraum (01.08.95 - 31.07.96) .....	70
Tabelle 6.3: Gütemaße der Abflusssimulation von TAC-D im Brugga- bzw. Talbach-Einzugsgebiet für den Validierungszeitraum (01.08.96 - 31.07.99).....	73
Tabelle Anhang A: Messumfang und Betreiber der meteorologischen Stationen.....	102



## Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit war, das bestehende semi-distribuierte, prozessorientierte Einzugsgebietsmodell TAC (tracer aided catchment model) in ein dynamisches Geoinformationssystem (GIS) einzubinden und die räumliche Diskretisierung zur Weiterentwicklung der konzeptionellen Modellansätze zu nutzen. Das entwickelte Modell TAC-D wurde anschließend im Brugga-Einzugsgebiet auf Stundenwertbasis angewendet. Hierbei kam der Visualisierung der Modellergebnisse als Werkzeug der Modellkalibrierung und -bewertung eine große Bedeutung zu.

Das gebirgige Einzugsgebiet der Brugga (40 km<sup>2</sup>) ist ein weitgehend bewaldetes, mesoskaliges Einzugsgebiet im Südschwarzwald. Auf dem kristallinen Grundgebirge liegen meist quartäre Deckschichten, die die Hauptumsatzzzone des Wassers darstellen. Sie werden daher in der Konzeptionalisierung der Abflussbildung eingehend berücksichtigt. Das Gebiet ist ferner durch eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität der klimatischen Größen charakterisiert, die eine detaillierte Regionalisierung der klimatischen Eingangsdaten erfordert.

Das bisherige Einzugsgebietsmodell TAC wurde aufbauend auf experimentellen Untersuchungen für das Brugga-Einzugsgebiet entwickelt. Das konzeptionelle Modell simuliert hydrologische Prozesse mit Hilfe von Speicheranalogien für Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse. Die Verwendung von zusätzlichen Daten ermöglicht eine umfangreiche Multiple-response validation. Der Wasserhaushalt und die Abflussanteile konnten im Brugga-Einzugsgebiet über längere Zeiträume gut wiedergegeben werden. Die Limitationen des bisherigen TAC-Modells liegen vor allem in der räumlichen und zeitlichen Auflösung. Der semi-distribuierte Ansatz vernachlässigt die räumliche Lage und den lateralen Austausch der einzelnen Abflussbildungsflächen. Die Simulation in Tagesschritten erspart eine separate Modellierung des Wellenablaufs im Gerinne, gibt aber Hochwasserereignisse nur grob wieder.

Die räumliche Diskretisierung erfolgt durch Einbindung des Modells in ein rasterbasiertes Geoinformationssystem. Hierzu wurde das GIS PCRaster ausgewählt, das sich gegenüber anderen GIS durch die vollständige Integration der dynamischen Modellierung auszeichnet. Des weiteren bietet es eine Vielzahl speziell für die hydrologische Anwendung entwickelter Funktionen. Die vielfältigen Auslese- und Darstellungsmöglichkeiten machen PCRaster schließlich zu einem einsatzstarken Werkzeug der Modellkalibrierung und -validierung.

Die zeitlichen und räumlichen Diskretisierung im TAC-D erlaubt, die klimatischen Größen mittels komplexerer, flächendetaillierter Verfahren zu regionalisieren. Dazu zählen die Interpolation über das Inverse Distance Weighting-Verfahren und über abschnittsweise Höhengradienten. In die Berechnung der Verdunstung fließen ferner Topographie, Sonnenstand und Sonnenscheindauer ein. Aber auch die Simulation der hydrologischen Prozesse innerhalb des Modells gewinnt durch den distribuierten Ansatz. So ermöglicht das digitale Höhenmodell die Definition von lateralen Fließwegen über ein Entwässerungsnetz,

wodurch das Fließverhalten am Hang in den zellbasierten Speichersystemen realistischer wiedergegeben wird. Die Hangneigung beeinflusst die Auslaufdynamik der einzelnen Speichersysteme. Sie dient zudem neben der Ausweisung von geologischen Flächen als Entscheidungskriterium für die angewandte Raumgliederung, die Gebiete gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse unterscheidet. Der Wellenablauf im Gerinne wird schließlich in einer eigenen Modellierungsebene unter Berücksichtigung topographischer bzw. gewässermorphologischer Eigenschaften mittels des kinematischen Wellenansatzes simuliert. Über den distribuierten Ansatz im TAC-D können so räumliche Informationen vielfältig in die prozessorientierte Modellierung eingebunden werden, ohne unbedingt zusätzliche Modellparameter zu benötigen.

Durch den flächendetaillierten Ansatz im TAC-D können des weiteren der zeitliche Verlauf und die räumliche Verteilung beliebiger Modellgrößen je nach Fragestellung in Ganglinien oder Karten dargestellt werden. Die Visualisierung der Modellergebnisse gibt somit Einblick in die simulierten hydrologischen Prozesse. Sie bildet ferner eine wirkungsvolle Hilfe bei der Modellbewertung, besonders im Sinne einer Multiple-response validation oder bei der Suche nach Modellschwachstellen.

Die Anwendung des TAC-D im Brugga-Einzugsgebiets bestätigt mit ihren guten Ergebnissen die entwickelten, flächendetaillierten Ansätze. Die Güte der Modellanwendung des bisherigen TAC konnte deutlich verbessert werden. Der Abfluss wird in seiner Dynamik und seinem Verlauf weitgehend sehr gut simuliert. Auch andere hydrologische Größen werden plausibel wiedergegeben. Die Visualisierung von Einzelereignissen offenbart allerdings die stellenweise ungenügende Datenlage bzw. Regionalisierung der Eingangsdaten, insbesondere des Niederschlags. Da den Eingangsdaten eine ausgesprochen hohe Bedeutung zukommt, erfordert dies zukünftig eine noch genauere Überprüfung der Messdaten und ihrer Aufbereitung.

Zusammenfassend stellt das entwickelte Einzugsgebietsmodell TAC-D ein gutes Grundgerüst für die weitere Entwicklung und Anwendung der prozessorientierten Modellierung dar. Zukünftige Arbeitsschwerpunkte können beispielsweise in der detaillierten Überprüfung der Wirkung und Sensitivität der verwendeten Parameter im Sinne einer Parameterreduktion liegen. Des weiteren bietet sich ein eingehender Vergleich der Simulationsergebnisse mit experimentellen Erkenntnissen und Geländebeobachtungen an. Die Einbindung des Stofftransports in die Modellierung und die Anwendung des TAC-D in anderen Einzugsgebieten können schließlich weitere Ziele zukünftiger Arbeiten sein.

**Stichworte:**

Einzugsgebietsmodell  
prozessorientiert  
flächendetailliert  
dynamisches GIS

Visualisierung  
Multiple-response validation  
Brugga  
PCRaster

---

## Extended summary

The aim of this paper was to integrate the existing semi-distributed, process-oriented catchment model TAC (tracer aided catchment model) into a dynamic geographical information system. The resulting spatial discretization was used to improve the conceptual modelling approach. The developed model TAC-D was afterwards applied in the Brugga basin on an hourly basis. In this context, the visualization of the model results gained importance as a tool for calibration and validation.

With its expanse of 40 km<sup>2</sup>, the mountainous Brugga basin belongs to the meso-scale catchments in the southern Black Forest and is widely forested. The metamorphic rocks are mostly covered by Quaternary deposits showing the most active water transfers. Therefore, the latter are treated thorough in the conceptualization of the runoff generation processes. Furthermore, the basin shows a high spatial and temporal variability of the climatic quantities asking for a detailed regionalization of the meteorological input data.

The former catchment model TAC was developed for the Brugga basin based on experimental work. The conceptual model simulates hydrological processes through different reservoir concepts for zones with the same dominating runoff generation process. The usage of additional data enables an intensive multiple-response validation. The water balance and the runoff components were represented well over a longer period of time. The limitations of the former TAC model are mainly caused by the spatial and temporal resolution. The semi-distributed concept ignores the spatial position and the lateral exchange between the single areas of runoff generation. Based on daily time steps, no separate modelling of the channel routing is needed. However, flood events are plotted only roughly.

The spatial discretization is realized by integrating the model into a raster based GIS. For this purpose, the GIS PCRaster was chosen as it distinguishes from other GIS by the complete incorporation of dynamic modelling. Furthermore, it offers a series of functions specially developed for hydrological applications. Finally, the varied possibilities for output and visualization make PCRaster a strong aid for model calibration and validation.

The temporal and spatial discretization in TAC-D allows to regionalize the climatic quantities with more complex, spatially detailed methods. One is the interpolation using the inverse distance weighting method, another using sectional elevation gradients. The evaporation is calculated with the help of the topography, the position of the sun und the sunshine duration. But the simulation of the hydrological processes also gains through the distributed approach. The digital elevation model enables the definition of lateral flow paths according to a local drain direction network. It simulates realistic flow behaviour through the cell based reservoirs at the hill slope. The slope individually influences the dynamic of the reservoir outflows. Apart from geological findings, it also serves as a decision criteria for the applied spatial delineation differentiating several areas of the same dominating runoff generation processes. The

channel routing is modelled with the kinematic wave approach in a separate layer integrating topographic and river morphological characteristics. Using the distributed approach in TAC-D, spatial information can be incorporated into the process-oriented modelling in many ways without necessarily requiring additional model parameters.

Furthermore, in TAC-D the temporal course and the spatial distribution of any model quantity can be shown in time series or maps. The visualization of the model results offers an insight into hydrological processes. Additionally, it works as an effective tool for model calibration and validation especially in terms of a multiple-response validation and finding weak points within the model.

The application of TAC-D in the Brugga basin shows good results and confirms the developed, spatially detailed approach. Compared to the application of the former TAC, the model efficiency was greatly improved. The dynamic and course of the runoff is mostly simulated very well. Furthermore, other hydrological quantities are plausibly represented. However, the visualization of single events shows the partially insufficient state or treatment of the input data, especially of the precipitation. Because of the high importance of the input data, an even more accurate examination of the measured data and their treatment is needed.

In summary, the developed catchment model TAC-D shows to be a usable framework for further developments and applications in terms of the process-oriented modelling. Future focus may be on the detailed inspection of the effect and sensitivity of used parameters, in order to reduce the amount of parameters, the intensive comparison of the simulation results with experimental results and field observations and, last but not least, the integration of modelling solutes and contaminants.

### **Keywords**

catchment model  
process-oriented  
spatially detailed  
dynamic GIS

visualization  
multiple response validation  
Brugga  
PCRaster

# 1 Einleitung

## 1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Die vorliegende Diplomarbeit ist in das DFG-Bündelprojekt „Abflussbildung und Einzugsgebietsmodellierung“ eingebunden. Ziel des Projektes ist es die Einzugsgebietsmodellierung mit Hilfe verschiedener experimenteller Verfahren und optimierter Modellansätze zu verbessern. Die Freiburger Arbeitsgruppe beschäftigt sich dabei u.a. mit der Integration und Interpretation von Tracerdaten, um die Prozesse der Abflussbildung im Dreisam-Einzugsgebiet zu entschlüsseln. Gleichzeitig soll damit eine Grundlage zur verbesserten, prozessorientierten Modellierung geschaffen werden. Das von UHLENBROOK (1999) entwickelte Einzugsgebietsmodell TAC (tracer aided catchment model) greift bereits vorhandene Kenntnisse der Abflussbildung auf und setzt Prozessverständnis bzw. -vorstellungen konzeptionell um. Durch die Einbindung von zusätzlichen Daten wie Tracerdaten und unterschiedliche Abflusskomponenten bietet das TAC-Modell ferner eine verbesserte Modellvalidierung (Multiple-response validation). Es stellt damit eine gute Grundlage für weitere Modellentwicklungen dar.

Im Brugga- bzw. Dreisameinzugsgebiet wurden neben dem TAC-Modell bereits verschiedene anderen konzeptionelle Modelle (HBV (UHLENBROOK 1999), TOPMODEL (GÜNTNER 1997), PRMS (MEHLHORN 1998) und NPSM (KIESE 1999)) und ein weitgehend physikalisch basiertes Modell (WaSiM-ETH (KLEINHANS 2000)) angewendet. Ziel der Modellanwendungen war bisher vor allem eine korrekte Simulation des Wasserhaushalts über mehrere Jahre auf Tageswertbasis. Bei genauerer Betrachtung der Hochwasserereignisse zeigten die Modellansätze jedoch teilweise Defizite bei der prozessorientierten Modellierung. Der im semi-distribuierten TAC-Modell bereits auf Tageswertbasis umgesetzte Beitrag zur Verbesserung dieser Defizite soll nun auf die Simulation von Hochwasserereignissen mit stündlichen Zeitschritten ausgeweitet werden. Dabei steht die flächendetaillierte Modellierung durch die Diskretisierung des Einzugsgebiet und der Eingangsdaten im Vordergrund. So lassen sich für jede ausgewiesene Zone bzw. Zelle die Abflussbildungsprozesse in ihrer räumlichen Interaktion simulieren. Des Weiteren sollen neue Prozesskenntnisse in ein verbessertes Abflussbildungsmodul einfließen und ein fundierteres Abflusskonzentrationsmodul entwickelt werden. Auch soll die bisher im Brugga-Einzugsgebiet weitgehend empirisch erfolgte Ausweisung von Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse als Modellierungsgrundlage stärker objektiviert werden, um eine Anwendung in z.B. anderen Teilgebieten des Dreisam-Einzugsgebiets zu ermöglichen. Zur Umsetzung der genannten Punkte bietet sich die direkte Integration des TAC-Modells in ein dynamisches Geographisches Informationssystem (GIS) an. Ein dynamisches GIS setzt Daten in räumliche Beziehung, liefert Werkzeuge zur Interpolation, Verschneidung und Darstellung der Daten und enthält Routinen für eine raumbezogene, dynamische Modellierung, auf denen sich ein komplexes Einzugsgebietsmodell entwickeln lässt. Die verbesserten

Visualisierungsmöglichkeiten der Modellergebnisse sowie der vertiefte Einblick in die Modellabläufe können schließlich dazu beitragen, die simulierten Prozesse und die Modellgüte besser zu bewerten.

Ziel der Arbeit ist es folglich, das bestehende TAC-Modell in ein GIS mit dynamischer Modellierungssprache, namentlich PCRaster, zu übertragen und in Hinblick auf die räumliche und zeitliche Diskretisierung weiterzuentwickeln. Die Entwicklung eines distribuierten TAC-Modells, im Folgenden TAC-D genannt, beruht dabei vor allem auf der Nutzung der Lageinformation einer bestimmten Gebietsfläche im Raum und ihre Integration in die hydrologischen Prozesse. Mit Hilfe eines digitalen Höhenmodells lassen sich aus der Rauminformation zum einen Höhenlage, Hangneigung, Exposition und Beschattung, zum anderen vor allem oberflächennahe Fließwege und nachbarschaftliche Beziehungen einzelner Flächen zueinander ableiten. Die genannten räumlichen Faktoren fließen in die Regionalisierung der Klimaeingangsdaten, die Raumgliederung und die Routinen der Verdunstungsberechnung, der Schneesimulation sowie der Abflussbildung und -konzentration ein. Dadurch kann die prozessorientierte Einzugsgebietsmodellierung flächendetailliert verbessert werden. Die Ergebnisse der Modellweiterentwicklung wird schließend anhand einer ersten Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet erprobt und bewertet. Dabei werden auch Möglichkeiten der Visualisierung zur Modellkalibrierung bzw. -validierung aufgezeigt, die einen detaillierten Einblick in die prozessorientierte Simulation geben.

## 1.2 Methodisches Vorgehen

Um die Ziele der Arbeit zu erreichen, wurden mehreren Schritte durchgeführt:

Zunächst wurde PCRaster wegen seiner Fähigkeit, dynamische Modelle vollständig zu integrieren, als zugrundeliegende GIS-Umgebung ausgewählt, nachdem es eingehend auf seine Eignung für die gewünschten Aufgabenstellungen getestet worden war. Aufgrund der fehlenden, graphischen Oberfläche war eine gewisse Einarbeitungszeit notwendig, um die Funktionen und Operatoren in PCRaster in ihrer vollen Leistung kennenzulernen. In einem nächsten Schritt wurde das TAC in seiner bisherigen semi-distribuierten Form auf Tageswertbasis in PCRaster eingebaut, um seine prinzipielle Lauffähigkeit in der GIS-Umgebung zu zeigen. Dabei musste der in einer komplexeren Programmiersprache (Visual Basic) geschriebene Programmcode des TAC in die einfachere Scriptsprache von PCRaster (Dynamic Modelling Language) übertragen werden. Die dabei gewonnenen Kenntnisse halfen in der Folge sehr, die neu entwickelten Modellansätze programmiertechnisch umzusetzen.

Parallel zur Überprüfung geeigneter Ansätze zur Regionalisierung der klimatischen Eingangsdaten wurden Verfahren zur Aufbereitung dieser Daten und der Raumdaten im Brugga-Einzugsgebiet entworfen und angewandt. Ein besonderes Augenmerk lag ferner auf der Berechnung der potentiellen Verdunstung, für die schließlich ein eigenes Modell entwickelt wurde. Daneben erfolgte die Aufstellung des Raumgliederungsansatzes und die Konzeptionalisierung der jeweiligen Speichersysteme im TAC-D. In einem nächsten Schritt wurden die lateralen Fließbeziehungen zwischen den einzelnen Flächen

---

definiert und ins Modell eingebaut. Des Weiteren musste für den Wellenablauf im Gerinne ein geeigneter Ansatz gefunden, erprobt und für die Simulation im Brugga-Einzugsgebiet angepasst werden.

Das entwickelte TAC-D wurde schließlich im Brugga-Einzugsgebiet mit Hilfe der aufbereiteten Eingangsdaten getestet. Dazu wurde wie üblich eine Modellkalibrierung und -validierung durchgeführt. Hierbei wurden verschiedene Visualisierungsmöglichkeiten einzelner Modellgrößen und -ergebnisse erprobt. Anhand dieser erfolgte abschließend eine Bewertung der umgesetzten Diskretisierung im TAC-D.

## 2 Das Untersuchungsgebiet

### 2.1 Naturräumliche Lage, Morphologie und Topographie

Das untersuchte Einzugsgebiet der Brugga befindet sich im Bereich des kristallinen Grundgebirges im Südschwarzwald. Mit einer Fläche von etwa 40 km<sup>2</sup> kann es nach BECKER (1992) der hydrologischen Mesoskala zugeordnet werden. Die maximale Höhendifferenz beträgt über 1000 m zwischen dem Gebietsauslass am Pegel Oberried (434 m NN) und dem Feldberg-Gipfel (1493 m NN), während die mittlere Höhe dem digitalen Höhenmodell zufolge bei 983 m NN liegt. Mit einer mittleren Hangneigung von 19,5 ° ist das Gebiet stark reliefiert und zeichnet sich durch tief eingeschnittene Kerbtäler mit zahlreichen, steilen Seitentälern aus. Die Hochlagen sind durch wellige Hochflächen als Relikte eines permischen bzw. tertiären Flachreliefs charakterisiert. Das Einzugsgebiet wurde teilweise glazial überprägt, was sich im Trogtal des St. Wilhelmer Talbachs und in zahlreichen Karen bzw. Firnmulden und Moränen widerspiegelt. Die schwach ausgebildeten Talböden werden partiell von Schwemm- und Schuttkegeln seitlich einmündender Bäche überlagert.

### 2.2 Klimatische Verhältnisse

Das Brugga-Einzugsgebiet liegt im Bereich der zyklonalen Westwinddrift. Das Klima gehört zu den kühl-gemäßigten Übergangsklimaten und wird wechselweise durch subtropische Warm- und (sub-) polare Kaltluftmassen beeinflusst (PARLOW & ROSNER 1992). Lokal wird es stark durch die ausgeprägte Topographie (Talverlauf, Höhe, Hangneigung und Exposition) modifiziert. Das Untersuchungsgebiet zeichnet sich somit durch eine große räumliche Heterogenität der Klimatelemente aus.

Die Niederschlagsverteilung im Brugga-Einzugsgebiet wird zum einen großräumig von den Höhenzügen des Schwarzwalds bestimmt, die feuchte Luftmassen aus westlicher Richtung zum Aufsteigen und damit zum Abregnen zwingen. Dies zeigt sich in den hohen Niederschlagsmengen im Südwesten des Einzugsgebiets. Zum anderen prägt die Topographie die Niederschlagsverteilung durch eine generelle Zunahme langjähriger Niederschlagssummen mit der Höhe und kleinräumigen Luv-Lee-Effekten (TRENKLE 1988). Die mittleren jährlichen Niederschlagsmengen lagen in der Periode 1931-1960 zwischen 1340 mm an der Station Oberried (440 m NN) und 1732 mm an der Station Feldberg (1486 m NN). Die Station Hofgrund (1023 m NN) weist mit 1791 mm trotz ihrer niedrigeren Lage eine höhere Niederschlagsmenge als die Stationen Feldberg oder Schauinsland (1585 mm bzw. 1218 m NN) auf. Dies kann einerseits durch über die Kammlage verwehten Niederschlägen oder durch unterschiedliche Windgeschwindigkeiten an den Stationen, die zu vor allem bei Schnee zu hohen Messfehlern führen, hervorgerufen worden sein (TRENKLE 1988). Übers Gebiet gemittelt lag der im TAC-D wind- und höhenkorrigierte Gebietsniederschlag im Untersuchungszeitraum vom 01.08.94 – 31.07.99 bei 1945 mm pro Jahr (vgl. Kapitel 5.3.1).



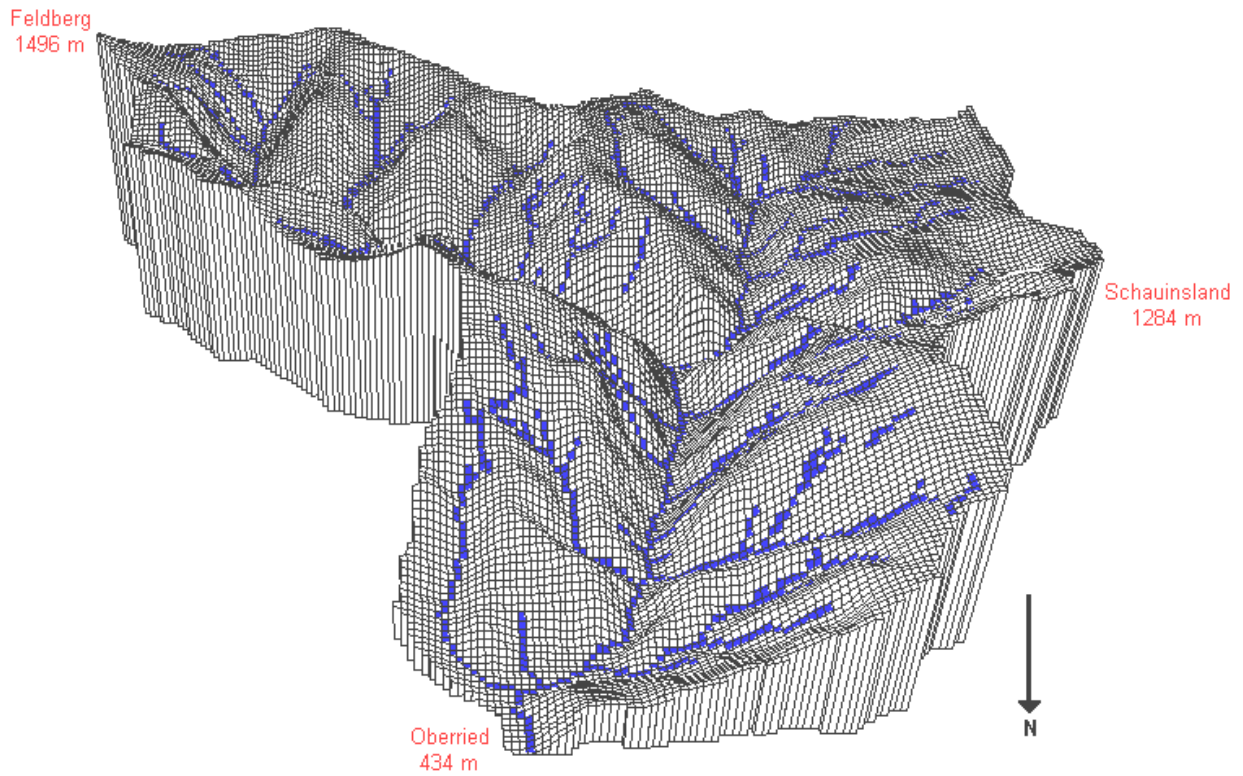


Abb. 2.1: Dreidimensionale Darstellung des Einzugsgebiets der Brugga mit gerastetem Gerinnenetz

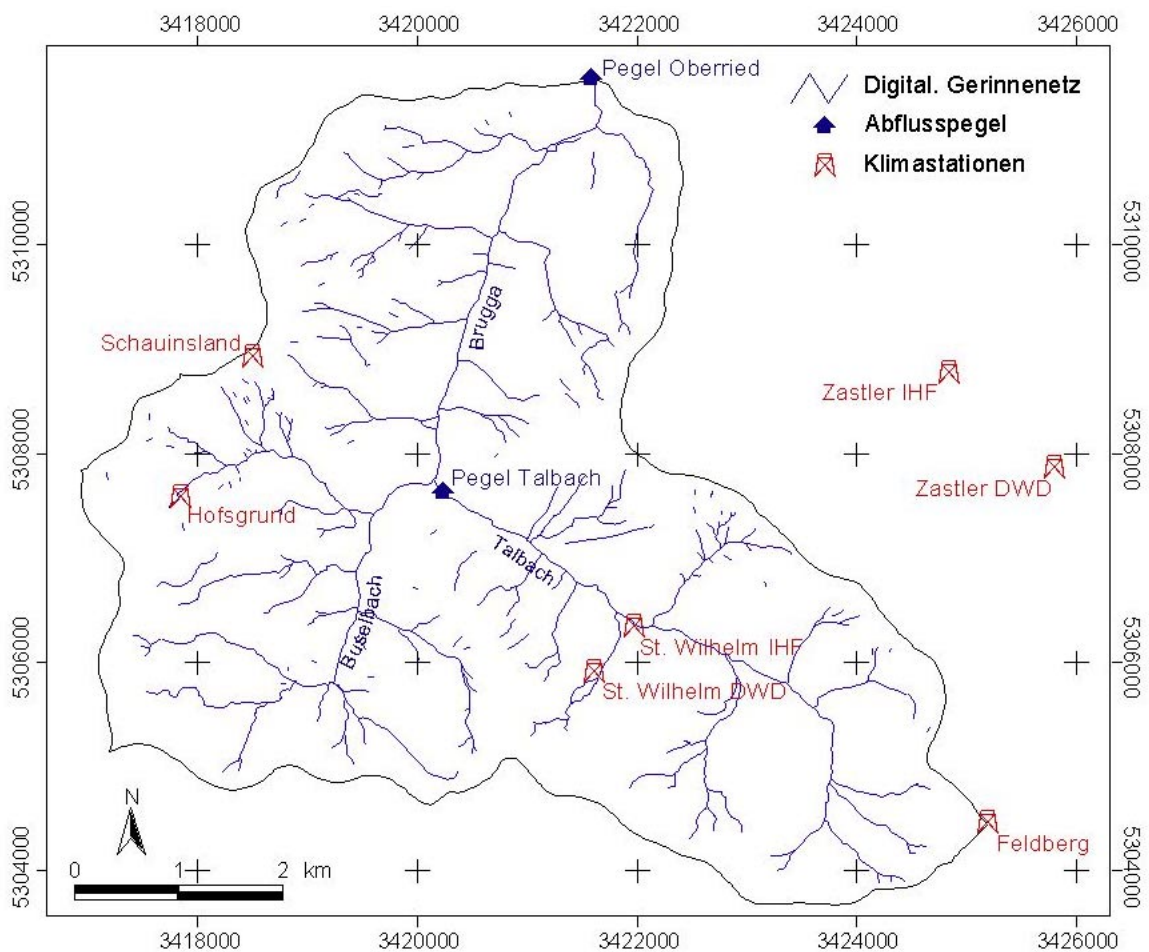


Abb. 2.2: Einzugsgebiet der Brugga mit meteorologischem Messnetz und Abflusspegeln

Das Niederschlagsregime zeigt ein Maximum in den Monaten Juni bis August. In den Hochlagen tritt zudem ein sekundäres Maximum durch am Schwarzwald aufgestaute Tiefdrucksysteme in den Monaten Januar und Februar auf (PARLOW & ROSNER 1992). Der Anteil des Schneeniederschlags am Gesamtniederschlag liegt dadurch bei einem Drittel in den tiefen Lagen des Einzugsgebiets und bis zu zwei Drittel in den Hochlagen. Dies führt an durchschnittlich 60 Tagen im Jahr zu einer Schneedecke von mehr als 30 cm ab einer Höhe von 900 m NN (RIES 1992).

Die Jahresmitteltemperatur zeigt eine deutliche Höhenabhängigkeit mit einer durchschnittlichen Temperaturabnahme von etwa 0,6 °C pro 100 m. Die Werte liegen zwischen 9,0 °C an der Station Baldenweyerhof (385 m NN, bei Stegen, Periode 1871 – 1950) und 2,5 °C an der Station Feldberg (1486 m NN, Periode 1951 - 1980) (FVA 1994, zit. in KLEINHANS 2000). Im Winter treten bei Hochdruckwetterlagen oft Inversionen mit einer Inversionsgrenze bei 600 – 800 m NN auf, die einen umgekehrten bzw. reduzierten Temperaturgradienten in den Hochlagen bewirken (TRENKLE 1988). Die durch Inversionswetterlagen verursachte Bewölkung vermindert ferner die Globalstrahlung in Talbereichen gegenüber den Kammregionen, die meist oberhalb der Inversionsgrenze liegen. Ansonsten ist eine generelle Abnahme der Strahlungsbilanz mit der Höhe zu beobachten (KÖHLER ET AL. 1998, zit. in UHLENBROOK 1999). Die Strahlung im reliefiertem Einzugsgebiet ist jedoch in stärkerem Maße von der Exposition, Hangneigung und Beschattung beeinflusst und zeigt eine sehr heterogene Verteilung. Analog dazu variiert die Verdunstung im Brugga-Einzugsgebiet stark in zeitlicher und räumlicher Hinsicht (vgl. Kapitel 7.2.2). Die daraus resultierenden Schwierigkeiten bei der Berechnung der potentiellen Verdunstung zeigen sich bei den unterschiedlichen Ergebnissen angewandter Studien im Brugga-Einzugsgebiet. So berechnete UHLENBROOK (1999) nach dem Ansatz von Turc-Wendling eine potentielle Jahresverdunstung von 587 mm (Periode 1961–1990) und KLEINHANS (2000) nach dem Ansatz von Penman-Monteith von 625 mm (Periode 1997–1999). Der Unterschied zwischen potentieller und aktueller Verdunstung ist im Brugga-Einzugsgebiet relativ gering, da in den oberflächennahen Bereichen meist ganzjährig Wasser zur Evapotranspiration verfügbar ist.

## 2.3 Hydrogeologie

Das Brugga-Einzugsgebiet kann hydrogeologisch in die Einheiten des kristallinen Grundgebirges und der aufliegenden quartären Deckschichten bzw. Ablagerungen gegliedert werden.

Das *kristalline Grundgebirge* setzt sich vornehmlich aus Gneisen und Anatexiten zusammen und ist stellenweise von Intrusionsgesteinen durchzogen. Aufgrund des geringen Poren- und Kluftvolumens ist das Grundwasserspeichervermögen und die hydraulische Durchlässigkeit im Allgemeinen gering. Die hydraulische Leitfähigkeit liegt zwischen  $10^{-10}$  und  $10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ , nimmt mit der Tiefe ab und ist stark von der Klüftung abhängig (STOBER 1995, zit. in UHLENBROOK 1999). Das Kluftnetz bildet die Hauptfließwege der Wasserbewegung im Vergleich zur wesentlich geringer durchlässigen Gesteinsmatrix, in der immobiles Wasser gespeichert ist. Zusätzlich erhöht das durch den Jahrhunderte

langen Erzabbau geschaffene, weitverzweigte Stollensystem die Wasserwegsamkeit beispielsweise im Bereich des Schauinsland-Gipfels bedeutend. Natürlich vorkommende Störungen können eine ähnliche Wirkung haben und oberflächennah zu Quellaustritten führen. Neben den tieferen Zonen der Deckschichten kommt aus dem Kluftgrundwasserleiter im Allgemeinen ein Großteil des Basisabflusses.

Im Brugga-Einzugsgebiet liegen auf dem kristallinen Grundgebirge glaziale Ablagerungen, periglaziale Deckschichten oder holozäne Talfüllungen. Diese stellen die Hauptumsatzräume des Wassers im Brugga-Einzugsgebiet dar (UHLENBROOK 1999).

Die *quartären Deckschichten* wurden unter periglazialen Bedingungen während bzw. im Falle der ehemals vergletscherten Gebiete gegen Ende der Würmeiszeit gebildet. Nach (STAHR 1979, zit. in UHLENBROOK 1999) lassen sie sich folgendermaßen gliedern (Abb. 2.3): Auf dem Kristallin liegt eine Zone durch Verwitterung aufbereitetes, anstehendes Material. Je nach Aufbereitungsgrad kann hier von einer *Zerfallszone*, in der das Gestein noch im ursprünglichen Verband vorliegt, oder einer feinkörnigeren *Zersatzzone*, in der die physikalische und chemische Verwitterung stärker gewirkt hat, gesprochen werden. Die Mächtigkeiten bewegen sich zwischen ca. 30 – 50 cm, seltener bis zu 1 m. Die Hänge sind von den darüber liegenden Schuttdecken dominiert, die sich nach ihrer Korngrößenverteilung grob in drei Klassen unterteilen lassen:

- *Lehmig-steiniger Schutt* mit eckig bis kantengerundeten Steinen findet sich an unterschiedlich steilen Hängen und ist am weitesten verbreitet. Die Mächtigkeiten variieren je nach Ausgangsgestein, Hangneigung und Exposition. Sie können an Hangfüßen bis zu 10 m betragen, während der Schutt an steileren Oberhängen u.U. nicht ausgebildet bzw. wieder abgetragen wurde. Der Aufbau der Schuttdecken ist das Ergebnis periglazialer Solifluktuationsprozesse, die sich je nach Hangneigung unterschiedlich stark ausgeprägt haben (vgl. Kapitel 5.5.1). Auf einer teilweise sehr dichten *Basislage* mit eingeregelteten Steinen (Skelettgehalt 90 %) ruht eine lockere *Hauptlage* mit unregelmäßiger Lagerung (Skelettgehalt 10 – 40 %). Feinsand und Grobschluff bestimmen das Feinmaterial, ihre Mächtigkeit liegt zwischen 40 – 100 cm, seltener bis 1,5 m. Darüber hat sich vor allem in steileren Hanglagen durch Auswaschen des Feindetritus oder unterhalb von Fels-herausragungen eine *Decklage* aus vorwiegend Steinen und Blöcken gebildet. Diese ist in ihrer Mächtigkeit räumlich sehr variabel.
- *Schluffig-sandige Hanglehme* mit weniger als 10 % Skelettanteil bestimmen bevorzugt an Hangfüßen die Deckschichten in den tieferen Lagen. Stellenweise überlagert gröberer Hangschutt (Decklage) die bis zu mehreren Metern mächtigen Ablagerungen.
- *Steiniger Schutt, Blockschutt und Schuttkegel* finden sich vor allem unterhalb steiler Felswände, die glazial übersteilt wurden. Gekennzeichnet sind sie durch große Steine und Blöcke, zwischen denen das Feinmaterial ausgewaschen wurde.

Die *Moränen* im Brugga-Einzugsgebiet setzten sich im Allgemeinen aus kantengerundeten Geschieben unterschiedlicher Größe und einer lehmig-sandigen Grundmasse zusammen. Ausgedehnte Grundmoränen finden sich unterhalb der Kare und auf der Hochfläche zwischen Halde und Notschrei. Ihre Mächtigkeit und Dichte variiert räumlich. Seitenmoränen sind meist in den Hangschutt eingearbeitet, während Endmoränen an Karauslässen oder auf den Talböden zu erkennen sind.

*Holozäne Ablagerungen* finden sich vor allem auf den Talböden, wo sie mehrere Meter mächtig sein können. Sie setzen sich aus unterschiedlichen Schichten von lehmigem Feinmaterial bis großen Blöcken zusammen. Des weiteren haben sich holozäne Ablagerungen in Mulden, Karen und Hangnischen abgesetzt.

Die hydrologische Bedeutung der Deckschichten wird in Kapitel 5.5 im Rahmen der Konzeptionalisierung der einzelnen Deckschichtenspeicher detailliert beschrieben.

## 2.4 Pedologie

Im Brugga-Einzugsgebiet erfasst die Bodenentwicklung meist nicht die anstehenden Gesteine, die nur an steilen Hängen oder Karwänden zu Tage treten, sondern die periglazialen Deckschichten und holozänen Talablagerungen. Die Infiltrationskapazität ist auf allen Böden hoch und ist allgemein höher als die auftretenden Niederschlagsintensitäten. Die Wasserspeicherkapazität ist von den lokal bis zu mehreren Metern mächtigen Deckschichten abhängig und kann vor allem in den Hochlagen und Moränengebieten bedeutend sein (UHLENBROOK 1999). Die Böden lassen sich nach HÄDRICH & STAHR (1992) höhenabhängig in drei Zonen gliedern:

In der *lößbeeinflussten submontanen Hangfußzone* (ca. 450 – 500/600 m NN) finden sich vor allem Parabraunerden-Braunerden unter Laub-Nadel-Mischwald, die u.a. durch holozäne Tonverlagerung im Hangschuttmaterial (Hauptlage) entstanden sind. Am Hangfußbereich sind Pseudogleye, Gleye und in der Umgebung von Bächen Aueböden vorhanden.

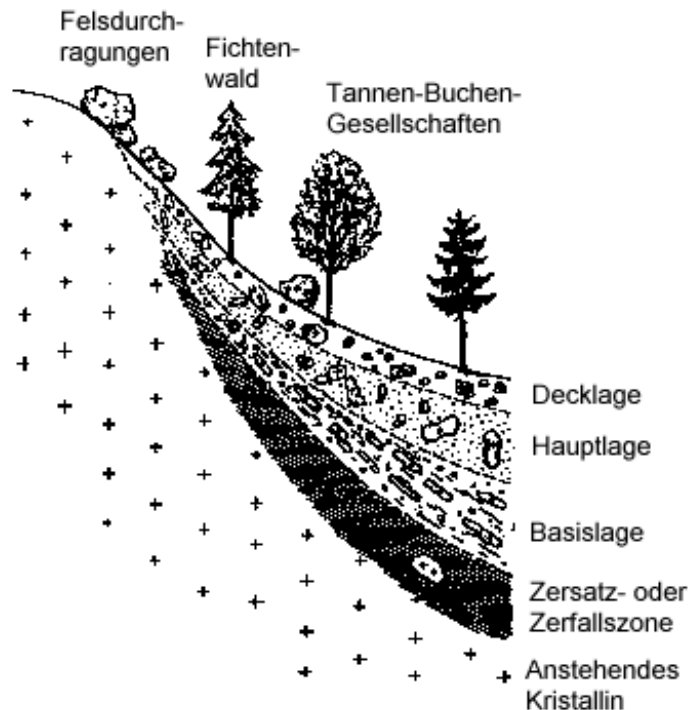


Abb. 2.3: Idealisierter Aufbau periglazialer Deckschichten (aus REHFUESS 1990, leicht verändert)

Die *Hänge der montanen Stufe* (ca. 500/600 – 900 m NN) sind durch Braunerden unter Tannen-Buchen-Gesellschaften dominiert. Diese Böden haben sich auf der etwa ein Meter mächtigen, lockeren, steinig-lehmigen Hauptlage durch Verbraunung, Verlehmung und mäßiger Versauerung gebildet. An vernässten Hangnischen finden sich auch hydromorphe Böden wie Hanggleye. Alle Böden sind in ihrem Wassergehalt als eher feucht einzustufen und meist mit Mull bedeckt.

Die *Hänge der ehemals glazialen Gebiet der montanen und hochmontanen Stufe* (900 – 1500 m NN) sind durch Moder-Braunerden charakterisiert. Seltener entwickelten sich hier Humus-Braunerden mit mächtigeren Ah-Horizonten. In Erosionslagen finden sich Syroseme und Ranker, in Senkenlagen Gleye mit Übergangsstufen zum Nieder- bzw. Hochmoor. Auf basenarmen, sandigen Endmoränen und Terrassenablagerungen sind die Böden stellenweise podsoliert.

## 2.5 Landnutzung

Das Brugga-Einzugsgebiet ist zu 75 % bewaldet. Hiervon überwiegen in den höheren Lagen Fichtenwälder, während die tieferen Lagen von Tannen-Buchen-Gesellschaften geprägt werden. Unbewaldete, meist beweidete Grün- und Brachlandflächen insbesondere auf den kuppigen Hochlagen und im den Talböden nehmen 21,9 % der Gesamtfläche ein. Dörflich besiedelte Flächen bedecken 3,1 % des Gebiets. Ackerbau findet im Brugga-Einzugsgebiet nicht statt.

## 2.6 Hydrologie

Das kristalline Grundgestein des Südschwarzwalds spiegelt sich im dichten, dendritischen Entwässerungsnetz des Brugga-Einzugsgebiets wider. Die Täler folgen hierbei bevorzugt tektonischen Störungen, Entlastungsklüften oder Kontaktzonen von unterschiedlichen Gesteinen.

Tabelle 2.1: Gewässerkundliche Hauptzahlen der Brugga (1934 - 1994) und des St. Wilhelmer Talbach (1955 - 1994) (LFU 1996)

		<b>Brugga</b> 40,12 km <sup>2</sup>	<b>St. Wilhelmer Talbach</b> 15,2 km <sup>2</sup>
HHQ	[m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	51,0 (23.11.44)	11,6 (22.12.91)
MHQ	[m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	15,75	6,6
MQ	[m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	1,54	0,66
MNQ	[m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	0,37	0,13
NNQ	[m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]	0,19 (03.09.64)	0,07 (02.09.55)
MHq	[l s <sup>-1</sup> km <sup>-2</sup> ]	393	434
Mq	[l s <sup>-1</sup> km <sup>-2</sup> ]	38,4	43,4
MNq	[l s <sup>-1</sup> km <sup>-2</sup> ]	9,7	8,55

Die jährlichen Abflussregimes der Brugga und des St. Wilhelmer Talbachs als wichtiges Teileinzugsgebiet ähneln sich sehr (Abb. 2.4). Im Sommer bewirkt die erhöhte Verdunstung die niedrigsten Abflüsse in diesen Monaten, während der herbstliche Rückgang der Verdunstung die Abflüsse ab September wieder ansteigen lässt. Die Wintermonate sind durch regelmäßige Warmlufteinbrüche gekennzeichnet, die zu Schneeschmelze

und flüssigem Niederschlag auch in höheren Lagen führen. Das Maximum der Abflussmengen schließlich liegt aufgrund der Schneeschmelze im Schwarzwald im April. Zusammenfassend können die Abflussregime dem nivo-pluvialen Typ zugeordnet werden. Die gewässerkundlichen Hauptzahlen der beiden Vorfluter gibt Tabelle 2.1 wieder. Die hohen Differenzen zwischen MQ und MHQ weisen auf die geringe Speicherfähigkeit des kristallinen Einzugsgebiets und den Einfluss schneller Abflusskomponenten hin (UHLENBROOK 1999).

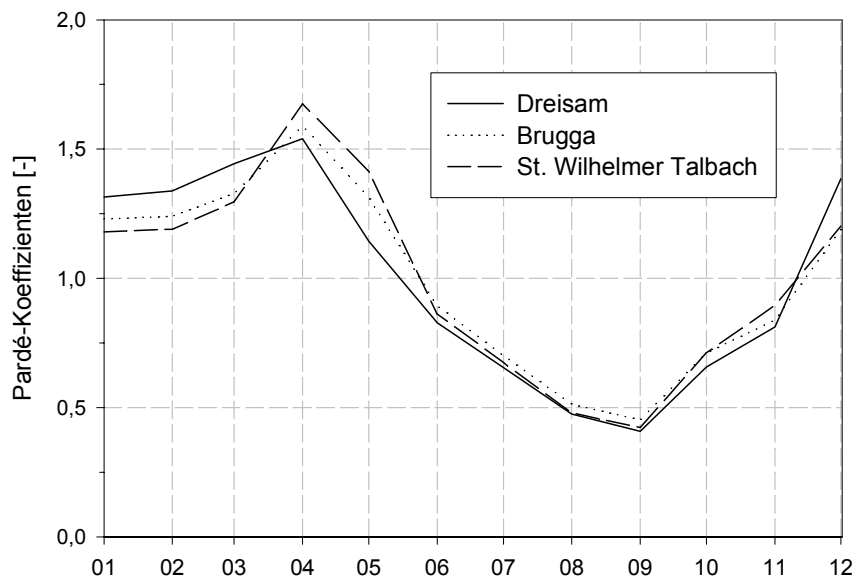


Abb. 2.4: Abflussregime nach Pardé der Brugga und des St. Wilhelmer Talbachs im Vergleich zur Dreisam (Periode 1970 –1992, aus UHLENBROOK 1999)

## 2.7 Fazit

Das untersuchte Einzugsgebiet der Brugga zählt mit etwa 40 km<sup>2</sup> zu den mesoskaligen Einzugsgebieten. Das weitgehend bewaldete Gebiet wird vor allem durch seine Lage im Kristallin des Südschwarzwalds und die starke Reliefierung gekennzeichnet. Auf dem kristallinen Grundgebirge, dem die Bildung des Basisabflusses zugeschrieben wird, liegen Moränen, periglaziale Deckschichten und holozäne Ablagerungen. Zusammen stellen sie die Hauptumsatzzone des Wassers dar und liefern neben den langsamen, vor allem die schnellen Abflusskomponenten im Gebiet. Sie werden daher in der Konzeptionalisierung der Speicherroutrinen der Abflussbildung eingehend berücksichtigt. Die hohe räumliche und zeitliche Variabilität der klimatischen Größen bedingt eine detaillierte und möglichst genaue Regionalisierung der meteorologischen Eingangsdaten durch geeignete Verfahren.

### 3 Das TAC-Modell in seiner ursprünglichen Form

#### 3.1 Modellkonzeption und -aufbau

Das semi-distribuierte Einzugsgebietsmodell TAC (tracer aided catchement model) wurde für das Einzugsgebiet der Brugga von UHLENBROOK (1999) entwickelt. Das konzeptionelle Modell gliedert sich in einzelne Module (Abb. 3.1), die teilweise von anderen konzeptionellen Modellen übernommen wurden. Das Abflussbildungsmodul hingegen basiert auf experimentellen Traceruntersuchungen zur Abflussbildung im Brugga-Einzugsgebiet und gibt komplexe hydrologische Prozesse mit relativ einfachen Speicheranalogien wieder. Die räumliche Diskretisierung beschränkt sich auf Teilflächen gleicher, dominanter Abflussbildungsprozesse unter Berücksichtigung einer Höhenzonierung (RUTENBERG ET AL. 1999). Das Modell kann neben Gesamtabfluss und dem Abfluss einzelner Fließsysteme auch Konzentrationen natürliche Tracer wie z.B. Silikat auf Tageswertbasis simulieren. Dafür benötigt es die über das Gebiet gemittelten Eingangsgrößen Niederschlag, Lufttemperatur, potentielle Verdunstung und Konzentration der betrachteten Tracer für verschiedene Abflusskomponenten.

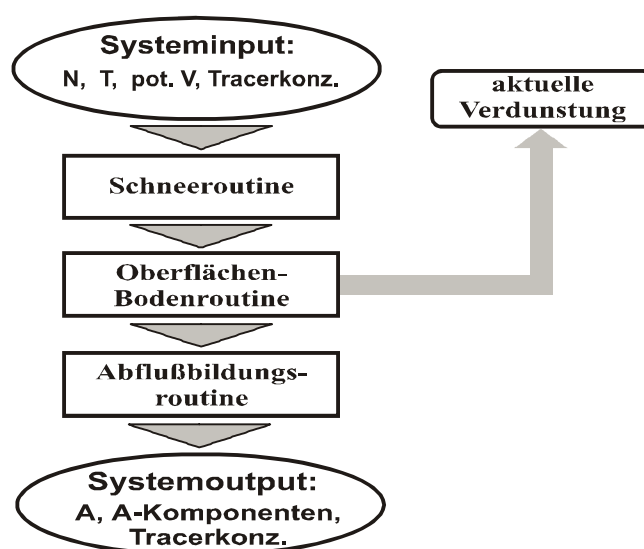


Abb. 3.1: Modularer Aufbau des TAC-Modells (aus UHLENBROOK 1999)

#### 3.2 Modellmodule

##### 3.2.1 Schneemodul

Die Eingangsgrößen Niederschlag und Temperatur werden entsprechend ihrer Höhenabhängigkeit für die einzelnen Höhenzonen modifiziert und fließen in das Schneemodul ein (UHLENBROOK 1999). Das Schneemodul beruht auf dem Tag-Grad-Verfahren und wurde ebenso wie das Bodenmodul dem konzeptionellen Einzugsgebietsmodell HBV (BERGSTRÖM 1992) entnommen. Hierbei wird der Niederschlag als Schnee simuliert, wenn die Tagesmitteltemperatur der jeweiligen Höhenzone kleiner als der Temperaturschwellenwert  $TT$  [ °C] („threshold temperature“) ist. Über den Parameter  $SFCF$  [-] („snow fall correction factor“) kann zusätzlich dem systematischen Fehler bei der Messung von festem Niederschlag entgegengewirkt werden. Im Gegenzug beginnt die Schneesmelze, wenn die Lufttemperatur den Schwellenwert  $TT$  überschreitet. Das Schmelzwasser pro Tag ( $melt_i$ ) berechnet sich wie folgt:

$$melt_t = CFMAX \cdot (T_t - TT) \quad (3.1)$$

mit:  $melt_t$  = Schmelzwasser am Tag  $t$  [mm d<sup>-1</sup>]  
 $CFMAX$  = Tag-Grad-Faktor [mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup>]  
 $T_t$  = Tagesmitteltemperatur der Höhenzone am Tag  $t$  [ °C]  
 $TT$  = Temperaturschwellenwert [ °C]

Die Schneedecke nimmt das Schmelzwasser dabei bis zu einem bestimmten Anteil am Wasseräquivalent, ausgedrückt durch den Parameter  $CWH$  [-] („coefficient of water holding capacity“), auf, während der Rest an die Bodenroutine weitergegeben wird. Sinkt die Tagesmitteltemperatur wieder unter den Schwellenwert  $TT$ , kann das gespeicherte Schmelzwasser, beeinflusst durch den Parameter  $CFR$  („refreezing coefficient“), wieder gefrieren. Die Schneeverdunstung wird im TAC nicht berücksichtigt.

### 3.2.2 Bodenmodul

Außer für Sättigungsflächen wird für die verschiedenen Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse das gleiche Bodenmodul verwendet, das jedoch jeweils unterschiedlich parametrisiert wird (UHLENBROOK 1999). Hierbei fasst das konzeptionelle Bodenmodul die Prozesse Interzeption, Muldenrückhalt, Bodenwasserspeicherung und Versickerung zusammen. Das Verhältnis von aktueller Bodenfeuchte zu Feldkapazität (Parameter  $FC$  [mm]), als maximal möglichem Bodenspeicherinhalt, bestimmt in einer nicht-linearen Funktion den Anteil des infiltrierten Wassers, der in diesem Zeitschritt an die Abflussbildungsroutine weitergegeben bzw. im Boden gespeichert wird. Außer über die Feldkapazität kann hierbei die unterschiedliche Reaktion der jeweiligen Bodentypen zusätzlich durch den Parameter  $BETA$  [-] berücksichtigt werden. Der Vorteil dieses Ansatzes liegt darin, dass auch ohne Aufsättigung des Bodens bereits Wasser zum Abfluss gelangt, wie es in der Natur als Makroporenabfluss beobachtet werden kann. Die aktuelle Evapotranspiration aus dem Bodenspeicher wird über den Parameter  $LP$  [-] gesteuert, der den Anteil der Feldkapazität bestimmt, unterhalb dessen die aktuelle Verdunstung als Anteil der potentiellen Verdunstung linear abgemindert wird. Diese Reduktion entspricht der Zunahme des Bestandeswiderstands bei geringen Bodenfeuchten im Ansatz von Penman-Monteith (UHLENBROOK 1999).

### 3.2.3 Abflussbildungs- und Abflusskonzentrationsmodul

In der Raumgliederung nach RUTENBERG ET AL. (1999) werden sieben Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse im Brugga-Einzugsgebiet unterschieden. Diesen Zonen werden unterschiedliche Speichersysteme zugeordnet, die die jeweiligen Abflussbildungsprozesse konzeptionell nachbilden. Einfache Ansätze sind hierbei der ausschließlich überlaufende Speicher der Sättigungsflächen und die Einzellinearspeicher der Hochlagen, der Blockschutthalde und der Moränengebiete. Die Zonen mit Groundwater Ridging werden hingegen mit einem komplexeren nicht-linearen Speicherkonzept dargestellt. Ein lineares Speicherkonzept mit mehreren Abflusssystemen bzw. zwei in Reihe geschaltete Einzellinearspeicher beschreiben die Zonen mit Blockschutt auf (peri-)glazialen Hangschutt bzw. der periglazialen Ablagerungen (UHLENBROOK 1999). Während diese Speicher für jede Zone einzeln modelliert und para-



metrisiert werden, wird der Kluftgrundwasserleiter einheitlich für das gesamte Einzugsgebiet wahlweise nach verschiedenen mathematischen Fließmodellen berechnet.

Im bisherigen TAC-Modell wurde bewusst auf ein separates Abflusskonzentrationsmodul verzichtet, da im knapp 40 km<sup>2</sup> großen Brugga-Einzugsgebiet davon ausgegangen werden kann, dass der gebildete Abfluss den Gebietsauslass innerhalb des Simulationszeitschrittes von einem Tag erreicht. Ferner integriert das Abflussbildungsmodul alle lateralen Fließbewegungen in den Hängen. Der Gesamtabfluss berechnet sich schließlich aus der Addition aller einzelnen Abflusskomponenten. Die Tracerkonzentrationen im Abfluss werden über einen linearen Mischungsansatz aus den Komponenten bestimmt (UHLENBROOK 1999).

### 3.3 Modellvalidierung

Die Beurteilung der Güte der Simulation erfolgte im TAC-Modell zum einen anhand des Gesamtabflusses mit den verbreiteten statistischen Gütemaßen Modelleffizienz  $R_{\text{eff}}$  bzw.  $\log R_{\text{eff}}$  nach NASH & SUTCLIFFE (1970), Bestimmtheitsmaß  $r^2$  und Volumenfehler pro Jahr. Zum anderen wurden aber auch die Simulation des Schneedeckenauf- und -abbaus, der Abfluss von Teileinzugsgebieten und die Konzentration von natürlichen Tracern zur Modellvalidierung herangezogen, so dass von einer Multiple-response validation gesprochen werden kann (UHLENBROOK 1999).

### 3.4 Fazit

Das semi-distribuierte, konzeptionelle Einzugsgebietsmodell TAC wurde aufbauend auf experimentellen Untersuchungen für das Brugga-Einzugsgebiet entwickelt und in diesem erfolgreich angewandt. Das prozessorientierte Modell unterteilt dabei das Gebiet in Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse und simuliert die hydrologischen Prozesse mit Hilfe von Speicheranalogien. Die Verwendung von zusätzlichen Daten führte zu einer umfangreichen Multiple-response validation. Der Wasserhaushalt und die Abflusskomponenten konnten über längere Zeiträume gut wiedergegeben werden.

Limitationen des bisherigen TAC-Modells liegen vor allem in der zeitlichen und räumlichen Auflösung. Durch die Simulation in Tagesschritten kann die Dynamik einzelner Hochwasserbildungsprozesse nur schwer nachgebildet werden. Der semi-distribuierte Ansatz vernachlässigt ferner die räumliche Lage und den lateralen Austausch der einzelnen Abflussbildungsflächen. So können die lateralen Fließbewegungen am Hang nur konzeptionell dargestellt werden. Durch die Größe des Brugga-Einzugsgebiets und die Auflösung in Tageswerten konnte im bisherigen TAC-Modell auf die separate Modellierung des Abfluss-routings verzichtet werden. In einem größeren Einzugsgebiet oder bei einer geringeren zeitlichen Auflösung ist dies jedoch notwendig. Schließlich ist eine Objektivierung der bisher empirischen Raumgliederung erstrebenswert, um das Modell auch in Gebieten ohne die entsprechend aufwendige Geländearbeit anwenden zu können.

## 4 Das dynamische GIS PCRaster

### 4.1 Konzeption

Das dynamische GIS PCRaster, Version 2, wurde nach einer intensiven Evaluierung als die geeignete GIS-Umgebung ausgewählt, das TAC-Modell zu integrieren. Das rasterbasierte Geoinformationssystem PCRaster wird seit Beginn der 90er Jahre an der Universität Utrecht, Niederlande, entwickelt, und von einer Vielzahl von Institutionen und Firmen verwendet (PCRASTER TEAM (a)). So wurden beispielsweise die hydrologischen Modelle ANSWERS (DE ROO 1993), RHINEFLOW (VAN DEURSEN & KWADIJK 1993) und LISEM (DE ROO ET AL. 1996) mit Hilfe von PCRaster entwickelt. PCRaster zeichnet sich gegenüber anderen Geoinformationssystemen durch die vollständige Integration der dynamischen Modellierung in das GIS aus, auch „high level linkage“ genannt (VAN DEURSEN 1995). Bei den sonst gebräuchlichen weniger engen Verknüpfungen zwischen Modell und GIS, der „low-“ bzw. „medium level linkage“, wird das Modell in einer eigenen Anwendung gerechnet, während das GIS meist nur die Funktion der Datenaufbereitung und –speicherung übernimmt. Der Datenaustausch erfolgt hierbei manuell bzw. automatisiert über ein Konversationsprogramm oder durch den gemeinsamen Zugriff auf eine Datenbank (Abb. 4.1).

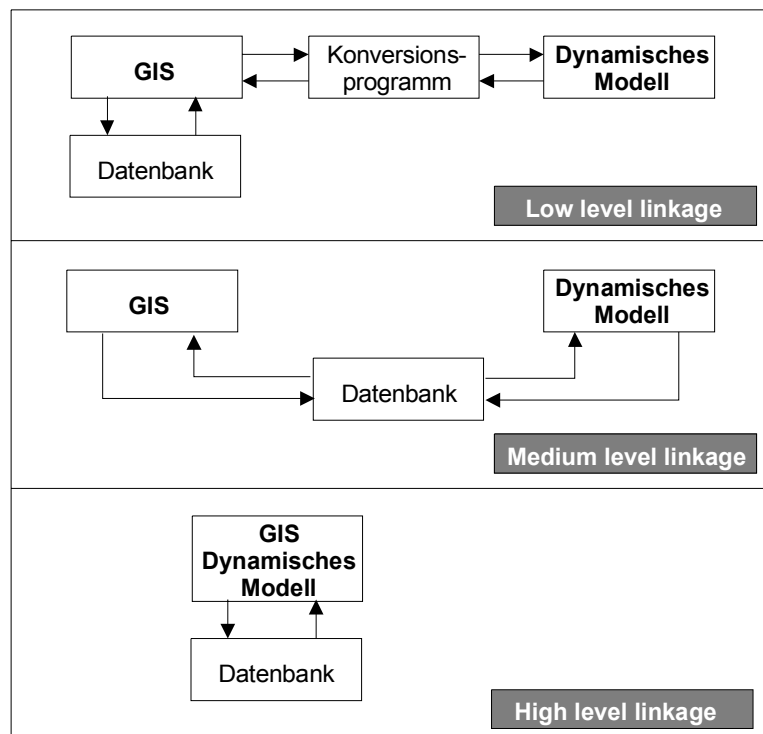


Abb. 4.1: Unterschiedliche Niveaus der Verknüpfung zwischen GIS und Dynamischen Modellen (nach VAN DEURSEN 1995)

In PCRaster hingegen stellt die Modellanwendung nur eines von mehreren eingebundenen Werkzeugen dar, die mit der räumliche Datenbank des GIS verbunden sind. Dadurch können neben statischen Daten, wie in den meisten GIS üblich, auch zeitlich kontinuierliche Daten räumlich be- und verarbeitet werden. Realisiert wird die dynamische Modellierung mit Hilfe der eigens entwickelten Dynamic Modelling Language als Erweiterung der sogenannten Map Algebra (VAN DEURSEN 1995). Map Algebra bezeichnet eine Sammlung von Operatoren, die in ein Modellskript aufgenommen werden können, um komplexe Kartenanalysen durchzuführen. In PCRaster stehen hierzu mittlerweile etwa 120 räumliche und zeitliche

Operatoren zur Verfügung, von denen zahlreiche speziell für die hydrologische Modellierung von oberflächennahen Flüssen entwickelt wurden. Des Weiteren können eigene Funktionen in Delphi bzw. C++ entworfen und über kompilierte Programm-Bibliotheken (Dynamic Link Libraries) aus dem Modellskript aufgerufen werden. Damit erweist sich PCRaster sehr flexibel in der Umsetzung individueller Fragestellungen. Streng vorgegeben ist jedoch eine klare Typisierung innerhalb der GIS-Datenbank, um unzulässige Kartenoperationen auszuschließen (WESSELING ET AL. 1996). Die in der Datenbank vorgehaltenen Rasterkarten, Nachschlagetabellen oder Zeitreihen sind definierten Datentypen wie Boolean-, Nominal- und Ordinalwerten sowie Kommazahlen, Himmels- oder Fließrichtungen zugeordnet. Des Weiteren unterscheidet PCRaster räumliche Daten (z.B. Temperaturverteilung) und nicht-räumliche Daten (z.B. Tag-Grad-Faktor).

Das methodisch zentrale Konzept von PCRaster besteht in der räumlichen Diskretisierung der Landschaft in Zellen (PCRASTER TEAM (b)). Jede Zelle als Informationsspeicher entspricht einer Sammlung von Attributen, die ihre Eigenschaft definieren. Darüber hinaus kann eine Zelle Informationen mit Nachbarzellen austauschen. Diese lateralen Beziehungen zwischen benachbarten Zellen werden in zweidimensionalen Karten umgesetzt. Vertikale Beziehungen, z.B. zwischen Bodenschichten, werden hingegen durch mehrere Attribute, die in jeder Zelle gespeichert werden, ausgedrückt. Dieser Ansatz wird als 2,5 D bezeichnet, da er 3D-Prozesse mittel eines 2D-Kartenstapels simuliert (Abb. 4.2). Mittels GIS-Operationen lässt sich also ein bestimmtes Attribut einer Zelle durch Berechnungen mit anderen Attributen derselben Zelle oder aufgrund nachbarschaftlicher Beziehungen ändern. Im konkreten Fall lassen sich dadurch sowohl laterale als auch vertikale Fließbewegungen in einem Einzugsgebiet modellieren.

Der Input bzw. Output eines PCRaster-Modells kann aus einzelnen Rasterkarten oder einer Folge derselben sowie Ganglinien bestehen. Die Karten bzw. die Werte der Ganglinien werden für jeden Zeitschritt eingelesen, können aber für jeden oder auch nur bestimmte Zeitschritte ausgelesen werden. Dadurch ist

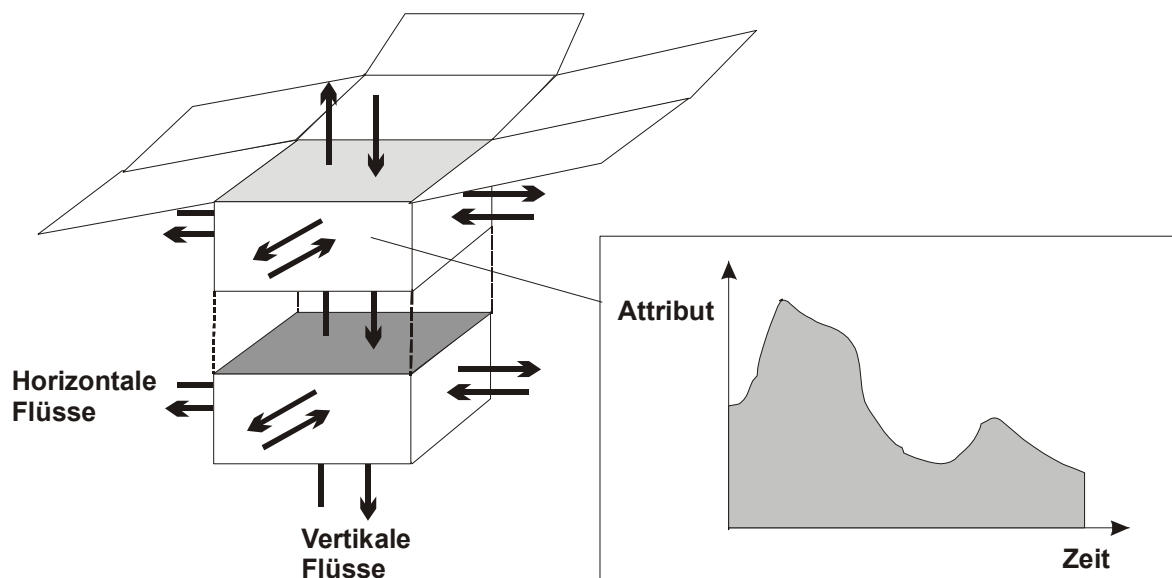


Abb. 4.2: Räumliche Fließbewegungen und zeitliche Änderung der Zellattribute in einem dynamischen 2,5-D-System (Ergänzt nach VAN DEURSEN 1995)

eine flexible, räumlich detaillierte Kontrolle der Modellgrößen, z.B. durch Kartenausgabe der Monatssummen, möglich. Ferner können ASCII-Tabellen innerhalb eines Modelldurchlaufs benutzt werden, um bestimmte Werte einander zuzuordnen. Die Rasterkarten lassen sich schließlich mit Hilfe der im GIS-Paket enthaltenen Präsentationssoftware in 2-D- oder 3-D-Karten als Einzelkarten oder Animationsfolge darstellen. Ebenfalls enthaltene Konversationsprogramme ermöglichen den Kartenaustausch mit anderen GIS-Programmen wie ArcView oder IDRISI.

## 4.2 Programmstruktur dynamischer Modelle in PCRaster

PCRaster bietet keine graphische Benutzeroberfläche. Einzelne Operationen lassen sich über die DOS-Befehlszeile ausführen, während die Anweisungen eines Modells in einer Skript-Datei zusammengefasst werden, die von PCRaster aufgerufen wird. Das Skript eines dynamischen Modells besteht aus einer Reihe von Anweisungen und gliedert sich in fünf Blöcke (Abb. 4.3). Der „*binding*“-Block verknüpft Variablen mit Ein- oder Ausgabedateien oder weist ihnen räumliche bzw. nicht-räumliche Attribute zu. Somit ist es bei einer erneuten Modellanwendung mit anderen Daten nur notwendig, die Dateinamen bzw. Parameter in diesem Abschnitt zu ändern, während das übrige Modellskript unverändert übernommen werden kann. Die im „*areamap*“-Abschnitt bestimmte Karte legt durch ihre Kartenattribute Zellgröße und Lagekoordinaten der im Modell generierten Karten fest. Der „*timer*“-Abschnitt reguliert die Zeitdauer und Zeitschrittlänge des Modells durch die drei Parameter: Startzeit, Endzeit und Zeitschrittlänge. Im „*initial*“-Block werden die benötigten Anfangswerte des Modells berechnet oder den Variablen in Form von Karten oder nicht-räumlichen Größen zugewiesen. Der „*dynamic*“-Block definiert die Abfolge der

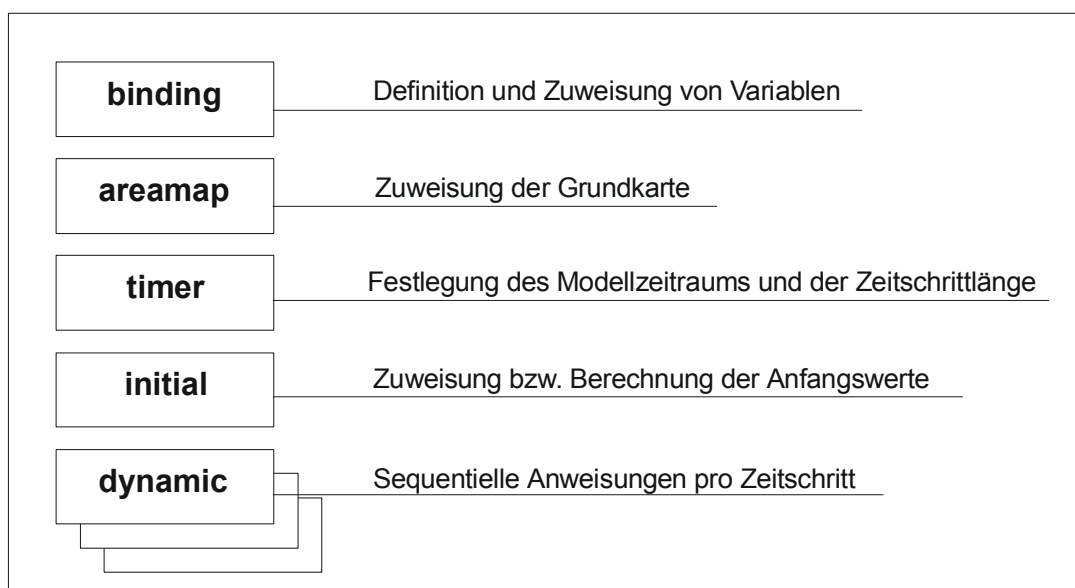


Abb. 4.3: Gliederung eines dynamischen Modells in Anweisungsblöcke in PCRaster

Anweisungen, die sequentiell für jeden Zeitschritt durchgeführt werden. Dabei wird pro Zeitschritt eine Karte der räumlichen Variablen bzw. ein Wert der nicht-räumlichen Variablen generiert, die entweder intern vorgehalten oder auch ausgegeben werden können.

Die Dynamic Modelling Language schließt mathematische und analytische Kartenoperationen sowie Konditionalkonstruktionen („if..then..else“) ein, jedoch sieht sie in ihrer bisherigen Form keine expliziten Schleifenstrukturen mit Ausnahme der zeitlich gesteuerten Schleife des dynamischen Blocks vor. Allerdings ist es über ein Array-Konstrukt (Variablenreihe) möglich, Schleifen auch während eines Zeitschrittes laufen zu lassen (vgl. Abschnitt „Channel routing“ im TAC-D-Skript, Anhang B).

### 4.3 Fazit

Das GIS PCRaster ist ein rasterbasiertes Geoinformationssystem, das sich gegenüber anderen GIS durch die vollständige Integration der dynamische Modellierung auszeichnet. So bietet es neben den üblichen GIS-Werkzeugen die Möglichkeit nicht nur statische Daten, sondern auch zeitlich kontinuierliche Daten zu bearbeiten. Seine Funktionalität wird durch eine Vielzahl speziell für die hydrologische Modellierung entwickelter Operatoren verstärkt.

PCRaster hat zwar keine graphische Benutzeroberfläche, ist aber durch die klare Struktur der Map Algebra, deren Anweisungen in der DOS-Befehlszeile oder im Modellskript eingegeben werden, relativ leicht zu erlernen. Auch die Datentypisierung und der Aufbau eines dynamischen Modells folgen klaren Vorgaben, die einerseits die Modellentwicklung erleichtern, sie andererseits aber auch im Vergleich zu höheren Programmiersprachen begrenzen. Dies wird teilweise dadurch ausgeglichen, dass komplexere, in Delphi oder C++ geschriebene, eigene Funktionen integriert werden können. Ein klares Defizit bleibt allerdings das beschränkte Angebot, Programmschleifen in der Dynamic Modelling Language umzusetzen. Des weiteren wird die Modellentwicklung komplexerer Zusammenhänge dadurch erschwert, dass im Vergleich zu anderen Programmiersprachen keine direkte Fehlersuche über Kontrollvariablen oder Haltepunkte möglich ist. Limitierend für die Modellanwendung ist zudem die Vorgabe, dass die Modellierung mit dem Zeitschritte „1“ beginnen muss. So bedarf jegliche Änderung des Modellierungszeitraums eine erneute Formatierung der Eingangsdaten bzw. -dateien.

Die Präsentationsprogramme für die ausgelesenen Karten und Zeitreihen schließlich entsprechen den Anforderungen gut, könnten allerdings in ihrer Bedienung teilweise benutzerfreundlicher gestaltet sein. Dem Modellanwender sehr entgegen kommt jedoch, die Möglichkeit in PCRaster jegliche Attribute einer bestimmten Zelle oder Fläche während eines Modelldurchlaufs als Karten oder Zeitreihen auslesen zu lassen. Dies macht PCRaster zu einem einsetzstarken Werkzeug der Modellkalibrierung und -validierung.

## 5 Die Erweiterung des TAC-Modells: TAC-D

### 5.1 Zeitliche Diskretisierung

Während im bisherigen TAC-Modell die Simulation des Wasserhaushaltes in Tagesschritten im Vordergrund stand, soll das erweiterte Einzugsgebietsmodell TAC-D auch für die Simulation von Hochwasserereignissen angewandt werden. Damit ist eine zeitliche Diskretisierung, z.B. in Stundenwerte, die diese besser abbildet, wünschenswert. Ferner erfordert die räumliche Diskretisierung des Gebietes in Rasterzellen kürzere Simulationszeitschritte, da eine Reduktion der räumlichen Skala auch eine Verkürzung der zeitlichen Skala bedingt (BECKER 1992). Im Falle der hier gewählten Rastergröße von 50 Meter könnte z.B. ansonsten die Dynamik der schnellen Fließbewegungen zwischen den Zellen nicht erfasst werden.

Zur Modellierung auf Stundenwertbasis müssen folglich stündliche Messwerte der klimatischen Eingangs- und der Abflussdaten vorliegen. Ist dies nicht der Fall, können die Messwerte u.U. zeitlich disaggregiert werden, wie in Kapitel 6.2.1.1 am Beispiel der Niederschlagsdaten beschrieben. Dabei ist jedoch eine genaue Überprüfung der Plausibilität des Verfahrens erforderlich.

### 5.2 Räumliche Diskretisierung

#### 5.2.1 Grundlegende Diskretisierung in Rasterzellen

Die flächendetaillierte Erweiterung des TAC-Modells vom semi-distribuierten zum distribuierten Ansatz erfordert eine räumliche Diskretisierung des Gebiets. Dazu wird das Gebiet in gleichgroße Rasterzellen unterteilt. Dadurch kann u.U. in Abhängigkeit von der gewählten Rastergröße die Topographie des Geländes schlechter wiedergegeben werden als in anderen kartographischen Modellen z.B. durch Verwendung eines Triangular Irregular Network (TIN) (BURROUGH & MCDONNELL 1998). Oft im Rasterformat vorliegende Raumdaten wie das digitale Höhenmodell können dafür aber direkt eingebunden werden.

Die Wahl der Rastergröße schließlich wird durch die Auflösung der räumlichen Eingangsdaten, die Größe des Einzugsgebiets, und damit der resultierenden Modelllaufzeiten und Rechenkapazitäten, sowie in Abstimmung mit der zeitlichen Auflösung bestimmt. Wenn die benötigten Raumdaten in unterschiedlicher Rasterauflösung bzw. in Vektordaten vorliegen, müssen diese auf das gewählte Rasterformat übertragen bzw. in Rasterzellen umgewandelt werden.

#### 5.2.2 Digitales Höhenmodell

Mit der Einbindung eines digitalen Höhenmodells in das TAC-D-Modell lässt sich primär die Höhe einer jeden Rasterzelle bestimmen sowie sekundär das Gefälle und die Exposition derselben berechnen. Das

Gefälle und die Exposition einer Zelle wird dabei in PCRaster über die acht benachbarten Zellen in einem 3 x 3 Zellen großen Fenster nach der von HILT (1981, zitiert in PCRASTER MANUAL) vorgeschlagenen Methode der finiten Differenzen dritter Ordnung berechnet.

Die Verwendung dieser Lageattribute ermöglicht eine detailliertere Regionalisierung bzw. Berechnung der klimatischen Größen und eine differenziertere Betrachtung der klimatischen und hydrologischen Prozesse gegenüber einem semi-distribuierten Ansatz. So dient z.B. die Höhe der Regionalisierung der Lufttemperatur über ihre Höhenabhängigkeit. Das Gefälle beeinflusst die lateralen Fließbewegungen zwischen den Zellen und den Wellenablauf im Gerinne, und die Exposition bestimmt die Höhe der potentiell eingehenden Globalstrahlung und damit die Verdunstung.

## 5.3 Regionalisierung der klimatischen Eingangsdaten

### 5.3.1 Niederschlag

Niederschlagsmessungen weisen einen systematischen Fehler auf, der durch Deformation des Windfelds, Benetzungs- und Vorratsverdunstung hervorgerufen wird (DYCK & PESCHKE 1995). Die Niederschlagsmessung liefert somit immer zu niedrige Werte, die durch eine Korrektur über die Windgeschwindigkeit ausgeglichen werden können. Im TAC-D wird dazu der Niederschlag in Anlehnung an SCHULLA (1997) mittels eines festen und eines von der regionalisierten Windgeschwindigkeit linear abhängigen Terms korrigiert:

$$P_{korr} = P_{gemessen} \cdot (a + b \cdot u_w) \quad (5.1)$$

mit:	$P_{korr}$ :	korrigierter Niederschlag [mm h <sup>-1</sup> ]
	$P_{gemessen}$ :	gemessener Niederschlag [mm h <sup>-1</sup> ]
	$u_w$ :	Windgeschwindigkeit [m s <sup>-1</sup> ]
	$a, b$ :	Korrekturfaktoren [-, s m <sup>-1</sup> ]

Im Gegensatz zu SCHULLA (1997) erfolgt die Korrektur einheitlich für flüssigen wie festen Niederschlag, da letzterer im Schneemodul des TAC-D noch einmal gesondert korrigiert wird (vgl. Kapitel 3.2.1).

Die jeweils korrigierten Stundenwerte der Niederschlagsstationen werden anschließend im TAC-D-Modell über eine Kombination aus Inverse Distance Weighting-Verfahren (IDW) und einer Modifikation über einen konstanten Höhenfaktor regionalisiert. Den jeweiligen Anteil steuert hierbei der Parameter *cPrecIDWPart*.

Das IDW-Verfahren verbindet die Idee der Stationsnähe der Thiessen-Polygone mit dem graduellen Übergang einer Trendoberfläche. Hierbei weist es jeder Zelle die gewichteten Mittelwerte der in diesem Zeitschritt verfügbaren Messstationen zu. In die Gewichtung der Interpolation geht dabei die inverse Potenz der Entfernung zwischen der betrachteten Zelle und den Messstationen ein:

$$z(x_0) = \frac{\sum z(x_i) \cdot d_{ij}^{-r}}{\sum d_{ij}^{-r}} \quad (5.2)$$

mit  $z(x_0)$ : gesuchter Wert an der zu berechneten Zelle  $x_0$   
 $z(x_i)$ : Messwerte an den Zellen  $x_i$   
 $d_{ij}$ : Entfernung zwischen der Zelle  $x_0$  und den Zellen  $x_i$   
 $r$ : Gewichtung des Entfernungsreziproks

Üblicherweise wird eine Gewichtung des Entfernungsreziproks von zwei gewählt, da hierdurch eine gleichmäßige Verteilung erreicht wird (BURROUGH & MCDONNELL 1998). Dennoch zeichnen sich oft Inseleffekte um die jeweiligen Messstationen ab (Abb. 5.1). Die Anzahl der in die Berechnung für eine Zelle eingehenden Messstationen lässt sich entweder durch einen maximalen Entfernungsradius um die Zelle (Parameter *cPrecRadius*) oder durch eine festgelegte maximale Anzahl von berücksichtigten Messstationen beschränken.

Das IDW-Verfahren gibt die lokale Niederschlagsverteilung gerade während konvektiver Niederschlagsereignisse gut wieder. Um jedoch der langjährig zu beobachtenden Höhenabhängigkeit des Niederschlags, die sich in der Betrachtung einzelner Stunden meist nicht widerspiegelt ( $r^2 \approx 0,2$ ), Rechnung zu tragen, werden die interpolierten Niederschlagswerte partiell über einen konstanten Höhenfaktor korrigiert (Abb. 5.2). Dieser wird über die Höhenabhängigkeit der langjährigen Niederschlagsmittel der Messstationen ermittelt. Dazu wird mit der gefundenen Regressionsgleichung eine Karte der mittleren jährlichen

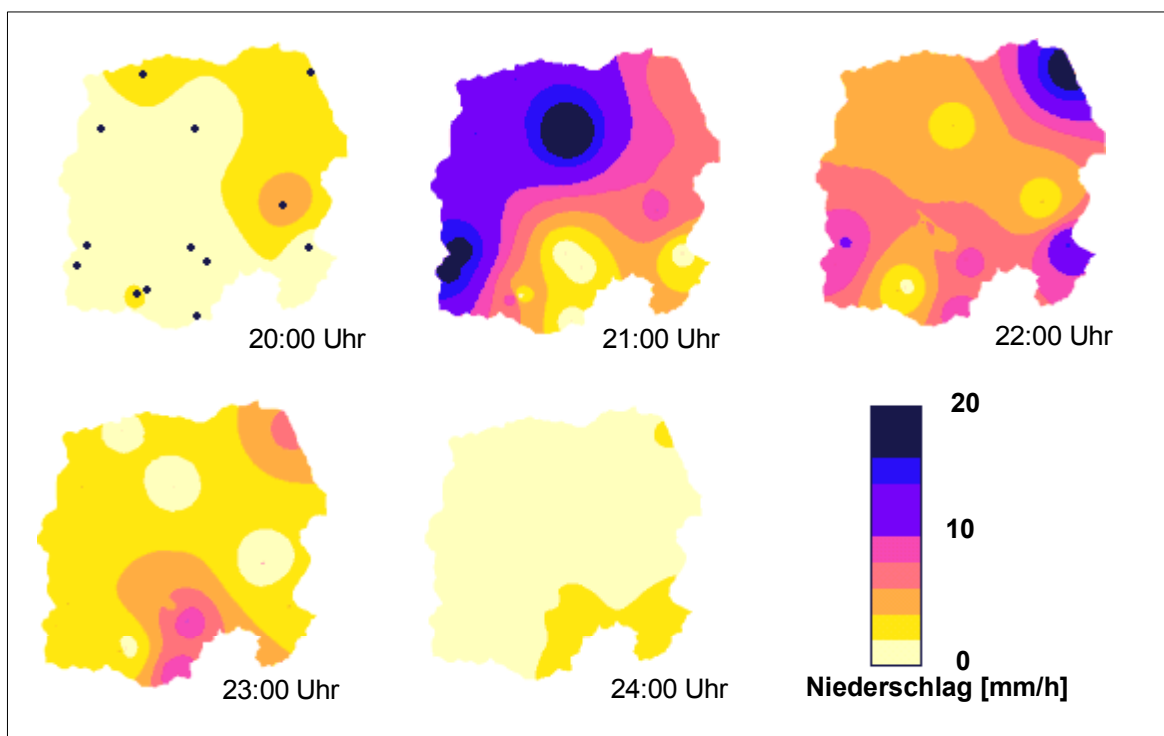


Abb. 5.1: Regionalisierung des Niederschlags über das Inverse Distance Weighting – Verfahren im Dreisam-Einzugsgebiet für ein Niederschlagsereignis am 12. September 1997 (Datengrundlage: 13 Niederschlagsstationen, gekennzeichnet im Zeitschritt 20:00 Uhr)



Nieder-schlagsverteilung erstellt, die mit dem langjährigen Gebietsniederschlag folgendermaßen verrechnet wird:

$$f_{\text{Höhenkorrektur}}(x_i) = 1 + \frac{N(x_i) - N_{\text{Gebietsmittel}}}{N_{\text{Gebietsmittel}}} \quad (4.3)$$

mit  $f_{\text{Höhenkorrektur}}$ : Höhenfaktor zur Niederschlagsmodifikation der Zelle  $x_i$  [-]  
 $N(x_i)$ : mittl., über Höhenregression berechneter Jahresniederschlag der Zelle  $x_i$  [mm]  
 $N_{\text{Gebietsmittel}}$ : mittl. langjähriger Gebietsniederschlag [mm]

Der für jede Zelle bestimmte Höhenfaktor liegt somit in den Talbereichen unterhalb eins und in den Höhenlagen oberhalb eins. Der Parameter  $c\text{PrecIDWPart}$  bestimmt den Anteil des über ein reines IDW-Verfahren interpolierten Niederschlags, z.B. 80 %, pro Zeitschritt. Der restliche Niederschlagsanteil wird nach der Interpolation für jede Zelle in jedem Zeitschritt durch Multiplikation mit dem Höhenfaktor modifiziert. So wird versucht die langjährige Höhenabhängigkeit des Niederschlags zumindest ansatzweise wiederzugeben.

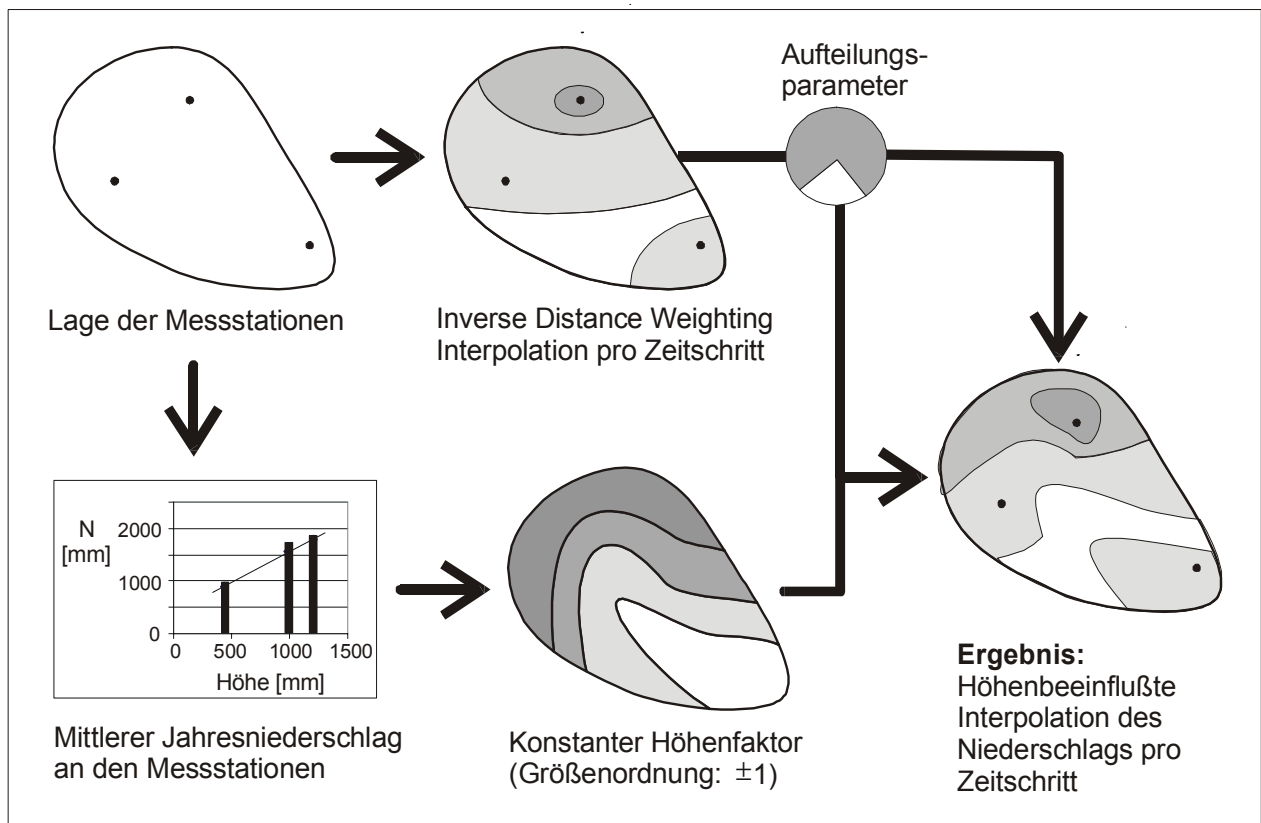


Abb. 5.2: Schematische Darstellung der Niederschlagsinterpolation als Kombination von Inverse Distance Weighting-Verfahren und Niederschlagsmodifikation über einen langjährigen Höhenfaktor (Nähere Erläuterungen im Text)

### 5.3.2 Lufttemperatur

Die Lufttemperatur weist normalerweise eine ausgeprägte Höhenabhängigkeit auf und wird somit im TAC-D über eine höhenabhängige Regression interpoliert. Um die vor allem im gebirgigen Gebiet häufig vorkommenden Inversionswetterlagen zu berücksichtigen, erfolgt die Regression mittels abschnittsweiser Höhengradienten. Diese müssen im Preprocessing mit geeigneter statistischer Software, z.B. SPSS oder Excel, für jeden Zeitschritt berechnet werden und gehen direkt in das Modell ein. Dabei wird für jeden Zeitschritt der Achsenabschnitt und die Steigung der jeweiligen Regression eines Höhenabschnitts eingelesen. In der momentanen Version des TAC-D-Modells muss aufgrund programmieretechnischer Schwierigkeiten ein zeitlich konstanter Höhenstützpunkt festgelegt werden, der die Regression in zwei Teilregressionen teilt. Dieser ist so zu wählen, dass der am Höhenstützpunkt auftretende Temperatursprung, ausgedrückt durch den Betrag der Temperaturabweichung bei Näherung von oben bzw. unten, über den Untersuchungszeitraum hinweg in der Summe möglichst klein ist, und innerhalb des in der Natur beobachteten Höhenbereichs der Inversionsgrenze liegt (vgl. Kapitel 6.2.2.2).

### 5.3.3 Globalstrahlung

Zur Ermittlung des für die Verdunstung verfügbaren Energieangebots wird die Globalstrahlung  $R_G$  benötigt. Die tatsächliche Globalstrahlung wird innerhalb eines eigenständigen Verdunstungsmodells ETP unter Verwendung des von VAN DAM (2000) für PCRaster entwickelten Modells POTRAD (Potential Radiation Equator model, Version 5) aus der maximal möglichen Globalstrahlung bei theoretisch wolkenfreiem Himmel und der gemessenen Sonnenscheindauer berechnet (Abb. 5.3). Dieser Ansatz wurde gewählt, da zum einen die Sonnenscheindauer normalerweise an mehr Klimastationen als die Globalstrahlung gemessen wird, und so zum anderen der Einfluss der Topographie auf die Höhe der eingehenden Strahlung stärker berücksichtigt wird. Ferner entspricht der Ansatz einer konsequenten Umsetzung der flächendetaillierten Raumbetrachtung im TAC-D und wird auch in anderen Modellen wie z.B. WASIM-ETH (SCHULLA 1997) angewandt. Liegen zusätzlich gemessene Werte der Globalstrahlung vor, können diese zur Überprüfung der Plausibilität der simulierten Werte herangezogen werden.

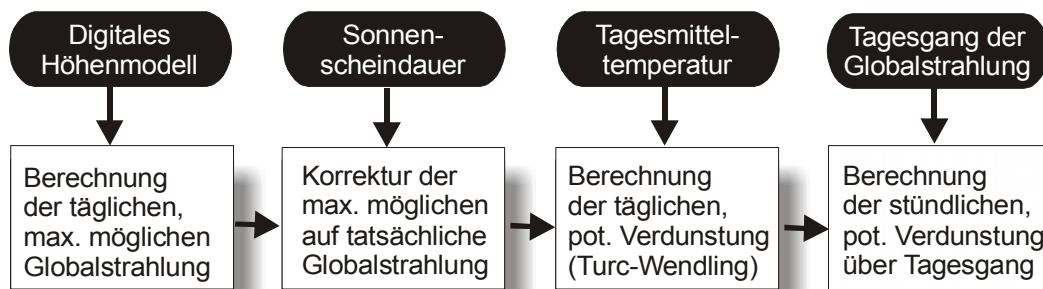


Abb. 5.3: Schematische Zusammenfassung der Berechnungsschritte für eine stündlich aufgelöste potentielle Verdunstung im Verdunstungsmodell ETP

Die maximal mögliche Globalstrahlung wird nach dem Schema von OKE (1987, zit. in VAN DAM 2000) aus den tages- bzw. jahreszeitlich variablen Sonnenständen und verschiedenen topographischen Attributen wie der Hangneigung, der Exposition und insbesondere der Abschattung der einzelnen Zellen berechnet. Der Anteil der bei wolkenfreiem Himmel maximal möglichen direkten, kurzwelligigen Strahlung wird anschließend über die tatsächliche, relative Sonnenscheindauer pro Zeitschritt reduziert.

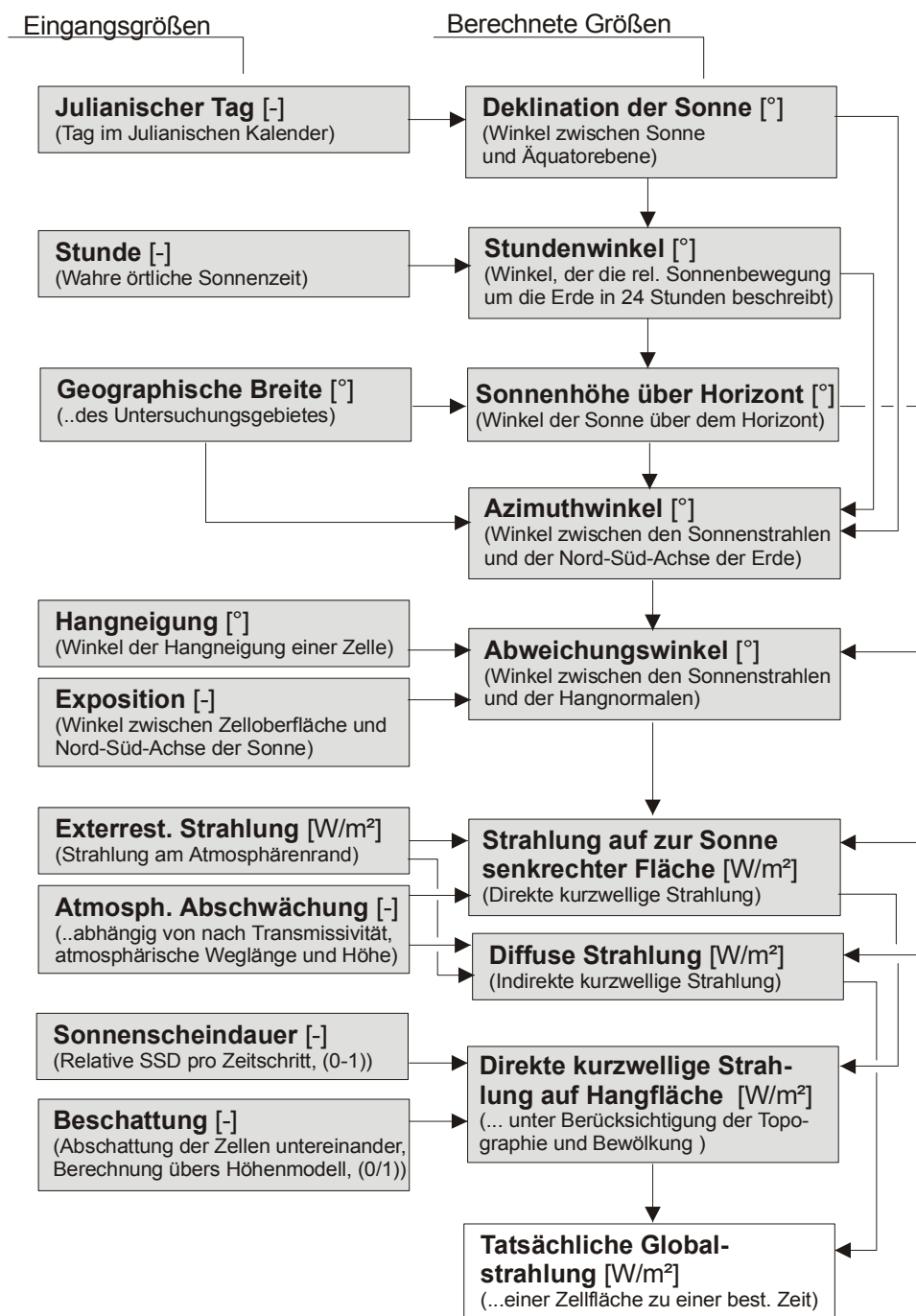


Abb. 5.4: Schema der Berechnung der tatsächlichen Globalstrahlung unter Berücksichtigung der topographischen und himmelsmechanischen Gegebenheiten im von VAN DAM (2000) entwickelten PCRaster Modell POTRAD5

Zusammen mit der diffusen, kurzwelligen Strahlung ergibt der reduzierte Anteil schließlich die tatsächliche Globalstrahlung  $R_G$ . Die relative, gemessene Sonnenscheindauer der Klimastationen wird über das Inverse Distance Weighting Verfahren interpoliert. Sie gibt den relativen Anteil der direkten Sonnenscheindauer während eines Zeitschritts an und liegt zwischen 0 (kein Sonnenschein) und 1 (voller Sonnenschein in der Zeitspanne). Die Berechnung der Globalstrahlung wird hier nur schematisch wiedergegeben (Abb. 5.4). Die zugrunde liegenden Gleichungen sind dem Handbuch von VAN DAM (2000) zu entnehmen.

### 5.3.4 Potentielle Evapotranspiration

Die Verdunstung als wichtige Größe des Wasserhaushaltes sollte möglichst realistisch und flächendetailiert bestimmt werden. Demnach wäre die Anwendung eines physikalisch begründeten Ansatzes wie nach Penman-Monteith wünschenswert. Oftmals, wie auch im Brugga-Einzugsgebiet, stehen jedoch die erforderlichen Daten nicht in befriedigender Auflösung bzw. Verteilung zur Verfügung oder ihre Regionalisierung erweist sich als sehr aufwendig und schwierig, wie z.B. bei der Windgeschwindigkeit. In der momentanen Version von TAC-D errechnet sich die potentielle Evapotranspiration deshalb nach dem empirischen Ansatz von Turc-Wendling (DVWK 1996). Dieser zeigt in vergleichenden Berechnungen relativ geringe Abweichungen von dem als Referenz dienenden Verfahren nach Penman-Monteith (DVWK 1996, SCHULLA 1997). Die Verdunstungsformel nach Turc-Wendling lautet folgendermaßen:

$$ETP_{TURC-WENDLING} = \frac{(R_G + 93 \cdot f_k) \cdot (T + 22)}{150 \cdot (T + 123)} \quad (5.4)$$

mit:  $ETP_{TURC-WENDLING}$ : Potentielle Evapotranspiration nach Turc-Wendling [ $\text{mm d}^{-1}$ ]  
 $R_G$ : Tagessumme der Globalstrahlung [ $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$ ]  
 $T$ : Tagesmittelwert der Lufttemperatur [ $^{\circ}\text{C}$ ]  
 $f_k$ : Küstenfaktor, im Binnenland = 1.0 [-]

Da die Formel nach Turc-Wendling empirisch begründet ist und somit keine kleineren Zeitschritte als Tage zulässt, werden die benötigten Eingangsdaten zunächst aggregiert. Die Tagessumme der Globalstrahlung addiert sich im TAC-D für jede Zelle aus den in den Zeitschritten berechneten Einzelwerten der tatsächlichen Globalstrahlung. Ebenso wird der Tagesmittelwert der Temperatur aus den Zeitschrittswerten gewonnen. Die Aggregation auf Tageswerte bewirkt, dass der Output des ETP-Modells in der Stundenversion um 24 Zeitschritte verschoben wird, da die Tagessumme erst nach Ablauf des Tages gebildet werden kann, aber bereits im betrachteten Zeitschritt benötigt wird. Die in der Verdunstungsformel 5.4 berechnete Tagessumme der potentielle Verdunstung wird schließlich über den Tagesgang der tatsächlichen Globalstrahlung auf die entsprechenden Zeitschritte disaggregiert. Die Disaggregation mittels der Globalstrahlung bietet sich an, da diese die Verdunstung im Mittel zu 80 % bestimmt (WENDLING 2001).

Abbildung 5.5 gibt einen Überblick über die im Verdunstungsmodell ETP verwendeten Größen und ihre Verknüpfungen. Die Verteilung der potentielle Verdunstung wird vom ETP-Modell in jedem Zeitschritt als Rasterkarte gespeichert. Die Karten sind in ihrer Abfolge dann die Eingangsdateien des TAC-D.

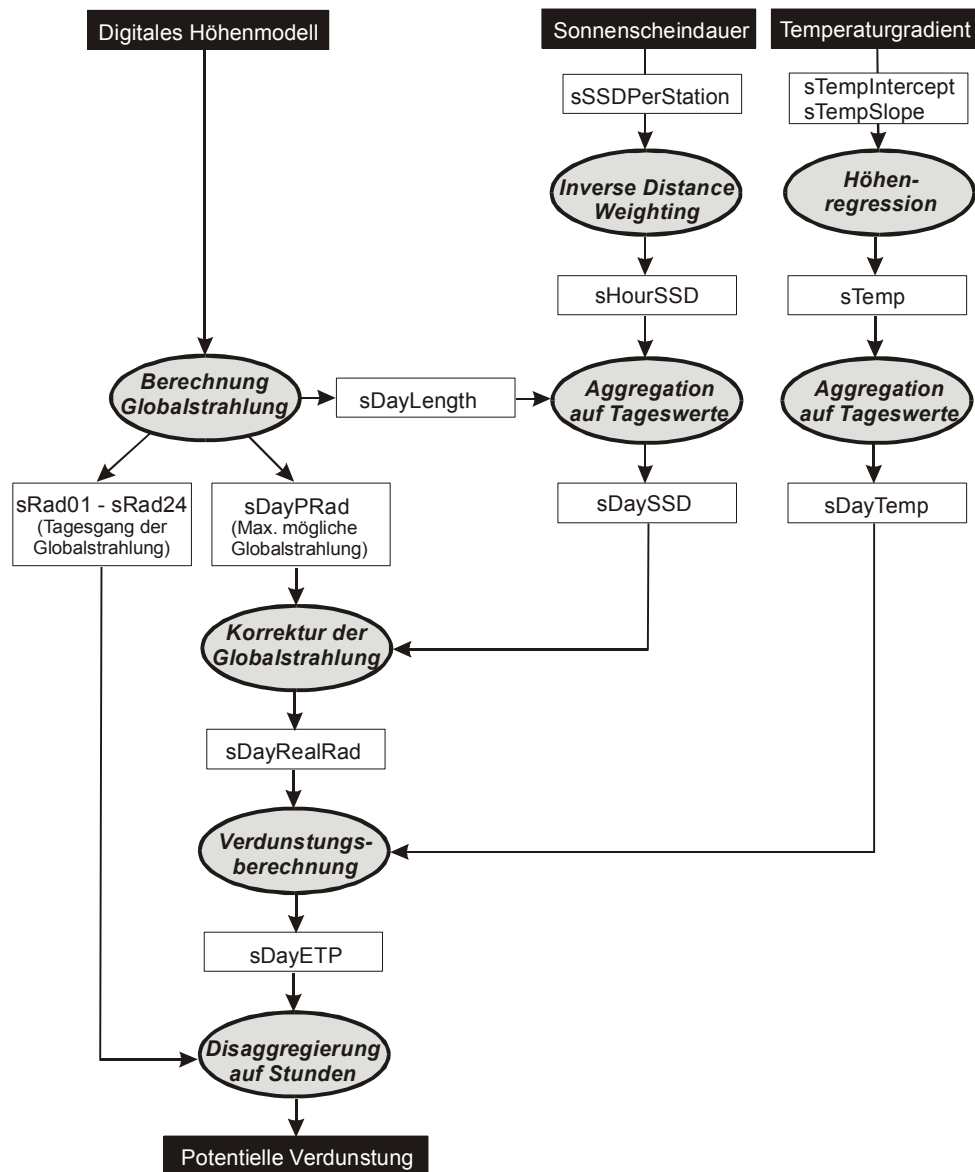


Abb. 5.5: Fließdiagramm der im Verdunstungsmodell ETP verwendeten Größen und ihre Verknüpfungen

### 5.3.5 Aktuelle Evapotranspiration

Die Ermittlung der aktuellen Verdunstung erfolgt wie im bisherigen TAC-Modell abhängig von der aktuellen Bodenfeuchte bzw. der Speicherfüllung der Sättigungsflächen (vgl. Kapitel 3.2.2). Zusätzlich wird jedoch die Schneeverdunstung über monatlich konstante Verdunstungshöhen von 0,01 – 0,3 mm pro Tag berücksichtigt (BMU 2000b).

## 5.4 Entwässerungs- und Gerinnenetz

Um die Fließbewegungen im Einzugsgebiet nachzubilden, müssen Fließbeziehungen zwischen benachbarten Zellen festgelegt werden. Dazu kann in PCRaster ein Entwässerungsnetz auf Basis des digitalen Höhenmodells erstellt werden. Die Fließrichtung von einer Zelle in die nächste folgt dabei der Richtung der steilsten Neigung. So ergeben sich acht mögliche Fließrichtungen, diagonal oder orthogonal, die entsprechend der Beschriftung einer Nummerntastatur von Eins bis Neun benannt und so im Datentyp „local drain direction“ abgespeichert werden (Abb. 5.6). Mulden oder Senken, aus denen kein Wasser lateral abfließt, bekommen die Fünf zugeordnet. Der gewählte Ansatz, auch D8-Verfahren oder „one-directional flow“ genannt, wurde von O'CALLAGHAN & MARK (1984, zit. in TARBOTON 1997) entwickelt und ist

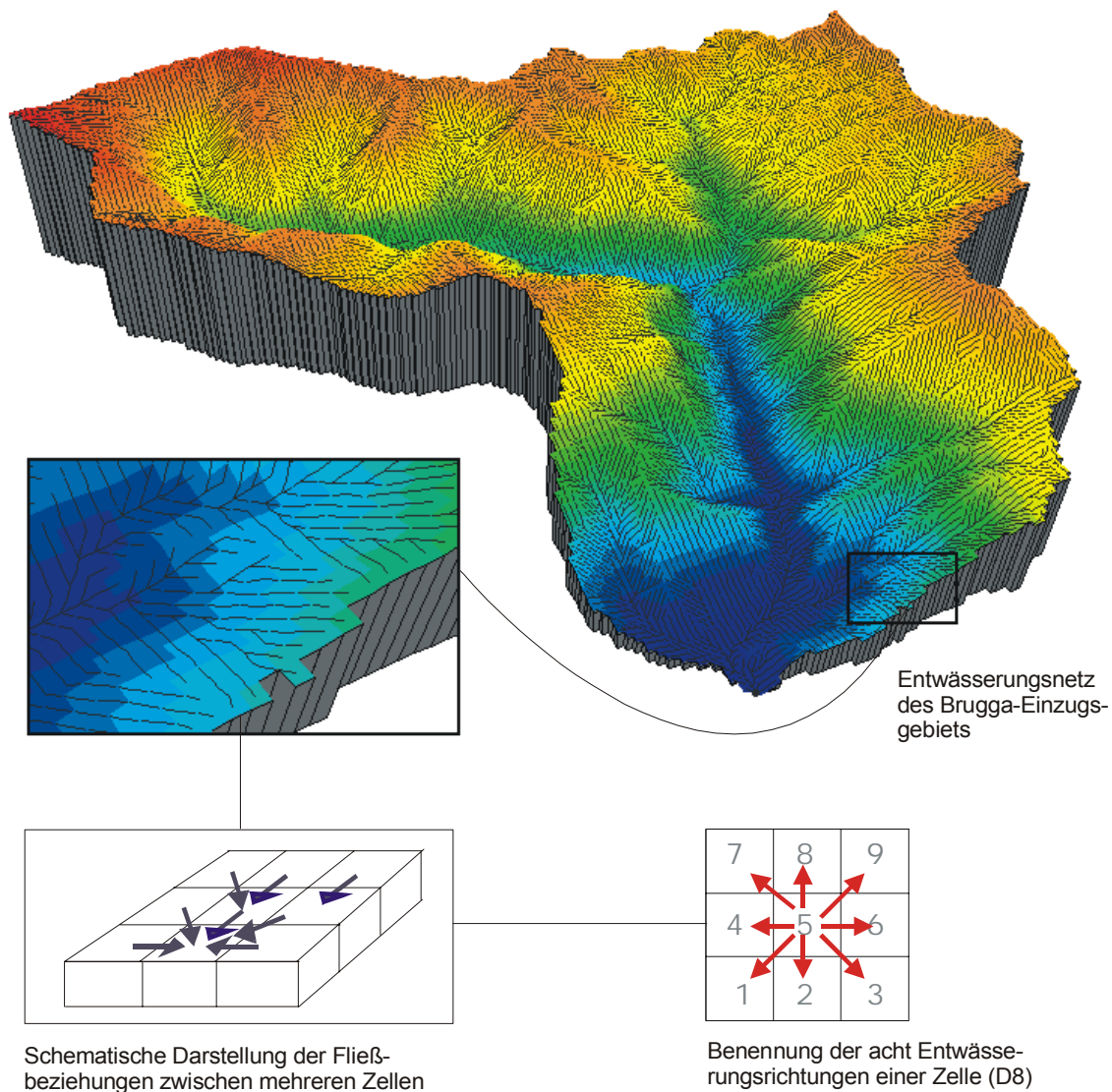


Abb. 5.6: Lokales Entwässerungsnetz des Brugga-Einzugsgebiets und schematische Erläuterung des "one-directional flows" einer Zelle nach dem D8-Prinzip

die einfachste und am weitesten verbreitete Methode zur Bestimmung der Fließrichtung. In gebirgigen Einzugsgebieten kann er oberflächennahe Fließbewegungen adäquat wiedergeben (vgl. Kapitel 8.2).

Mit einem entsprechende Schwellenwert der Fließakkumulation ließe sich in PCRaster aus dem Entwässerungsnetz ein Gerinnenetz regenerieren. Dieses gibt jedoch aufgrund der anthropogenen Überprägung, der unterschiedlichen Geologie und der Ungenauigkeiten im digitalen Höhenmodell oftmals nicht das reale Gerinnenetz wieder. Deshalb wird vorgeschlagen, im Preprocessing das digitalisierte Gerinnenetz in das digitale Höhenmodell „einzubrennen“. Dazu wird die Geländehöhe der Zellen, durch die ein Gerinne fließt, rechnerisch tiefer gesetzt. Das Entwässerungsnetz wird nun mit dem künstlich eingeschnittenen, digitalen Höhenmodell ermittelt und gibt so den tatsächlichen Gerinneverlauf realistischer wieder (vgl. Kapitel 6.2.7.2). Für alle anderen Berechnungen und die Modellanwendung bleibt das digitale Höhenmodell in seiner ursprünglichen Form erhalten.

## 5.5 Abflussbildungsmodul

### 5.5.1 Raumgliederung aufgrund dominanter Abflussbildungsprozesse

Der konzeptionelle Ansatz des TAC-Modells, die Abflussbildung mit Hilfe einfacher, auf einer hydrogeologischen Raumgliederung beruhenden Speicheranalogien zu modellieren, wird im TAC-D beibehalten. Der Raumgliederung als Grundlage der prozessorientierten Einzugsgebietsmodellierung kommt somit eine große Bedeutung zu. Die bisherige Anwendung des TAC im Brugga-Einzugsgebiet beruht auf einer empirischen Raumgliederung, wohingegen der im Rahmen des DFG-Projekts entwickelte Ansatz in einer objektiveren Raumgliederung münden soll, um auch auf anderen Teileinzugsgebiete des Dreisam-Einzugsgebiets übertragbar zu sein. Die hier angewandte Raumgliederung gibt die Umsetzung dieses Ansatzes im Brugga-Einzugsgebiet wider und stellt einen Zwischenstand der im DFG-Projekt laufenden Arbeiten dar (vgl. TILCH & UHLENBROOK. 2001).

Mit Hilfe der Raumgliederung wird das Einzugsgebiet in hydrotopähnliche Bereiche struktureller Ähnlichkeit unterteilt, die aufgrund der physiographischen Gebietseigenschaften von einem Abflussbildungsprozess dominiert werden. Das räumliche und zeitliche Zusammenspiel der unterschiedlichen Flächen gibt dann die im Einzugsgebiet zu beobachtende Überlagerung verschiedener Abflussbildungsprozesse wieder. Hierbei kommt den quartären Deckschichten im Hangbereich ein besonderes Augenmerk zu, da sie der Hauptumsatzraum des Wassers im Brugga-Einzugsgebiet sind (UHLENBROOK 1999).

Sättigungsflächen und Moränengebiete als Raumgliederungsklassen werden entsprechend ihrer Geländeaufnahme bzw. über Kartenwerke (forstliche Standortkartierung, geologische Karten) ausgewiesen, wohingegen die periglazialen Deckschichten sowie die Hoch- und Tallagen über den zusammen mit TILCH & UHLENBROOK (2001) entwickelten Raumgliederungsansatz differenziert werden. Diesem liegt die Annahme zugrunde, dass laterale und vertikale Litho- und Strukturvarianzen innerhalb der quartären

Deckschichten das Resultat periglazialer und holozäner Prozesse sind, die vor allem über die Hangneigung gesteuert wurden. So tritt nach BÜDEL (1977) Solifluktion im periglazialen Bereich bei einer Hangneigung unter  $2^\circ$  nicht, bei  $2-6^\circ$  nur episodisch und erst bei  $6-25^\circ$  periodisch auf, wodurch die Hauptlage gebildet wird. Bei Hangneigungen über  $34^\circ$  findet keine Solifluktion mehr statt, da die Materialien sich hier stürzend oder fließend bewegen. Deswegen erreicht die Deckschicht in diesen Bereichen nur eine geringe Mächtigkeit, da sich kaum Material abgelagert. Neben der Solifluktion bestimmt die syn- und postgenetische Abtragung und Ablagerung von Feindetritus die Beschaffenheit der Deckschichten. So nimmt ab  $12^\circ$  Neigung die Drainagespülung und flächenhafte Hangabspülung mit wachsender Hangneigung zu, so dass vermehrt Feindetritus ausgespült wird und eine Decklage entsteht (TILCH & UHLENBROOK 2001). Der ausgewaschene Feindetritus lagert sich zum Teil wiederum am Hangfuß oder in der Talsohle ab. Daher ist anzunehmen, dass auch die Akkumulationsbereiche am Hangfuß, vor allem im Bereich von Schuttfächern, durch bedeutsame Lithovarianzen (durchlässige und undurchlässige Lagen) gekennzeichnet sind.

Die Gesamtmächtigkeit der quartären Deckschichten im Südschwarzwald wurde von FEZER (1953) untersucht. Er konnte eine Abhängigkeit der Varianz der durchschnittlichen Mächtigkeit und Schichtabfolge von der Hangneigung feststellen. Für das Brugga-Einzugsgebiet lässt sich diese wie in Abbildung 5.7 gezeigt darstellen. Die angewandte Raumgliederung fasst folglich allgemeine Geländebeobachtungen, geologische Kartierung und genetische Erklärungsansätze zusammen und überträgt diese auf das Brugga-Einzugsgebiet.

Im Einzelnen werden in der Raumgliederung des Brugga-Einzugsgebiets folgende Klassen unterschieden:

**(1) Hochlagen**

Im Tertiär angelegte Verwitterungsdecke; Hochflächen und Gipfellagen; Hangneigung  $0-6^\circ$ ; grusiges Substrat; lange Verweilzeiten des Wassers.

**(2) Klassische periglaziale Deckschichten**

Lagiger periglazialer Lithofazies der Hanglagen (vgl. Kapitel 2.3); Hangneigung  $6-25^\circ$ ; vorwiegend lehmiger Hangschutt; gute hydraulische Leitfähigkeit der Hauptlage durch Makroporenfluss; Stauwasserbildung auf Basislage oder Zersatzzone möglich.

**(3) Decklage auf Hauptlage**

Mäßig geschichtetes Substrat mit flächenhaft vorkommender, schuttreicher Decklage auf lockerer Hauptlage; Hangneigung  $25-34^\circ$ ; sehr gute bzw. gute hydraulische Leitfähigkeit der Deck- bzw. Hauptlage.

**(4) Blockschutt**

Schuttlagen unterhalb von Klippenzonen und in steilen Hangbereichen ( $> 34^\circ$ ); teilweise sehr große Blöcke; sehr gute hydraulische Leitfähigkeit durch Makroporenfluss.



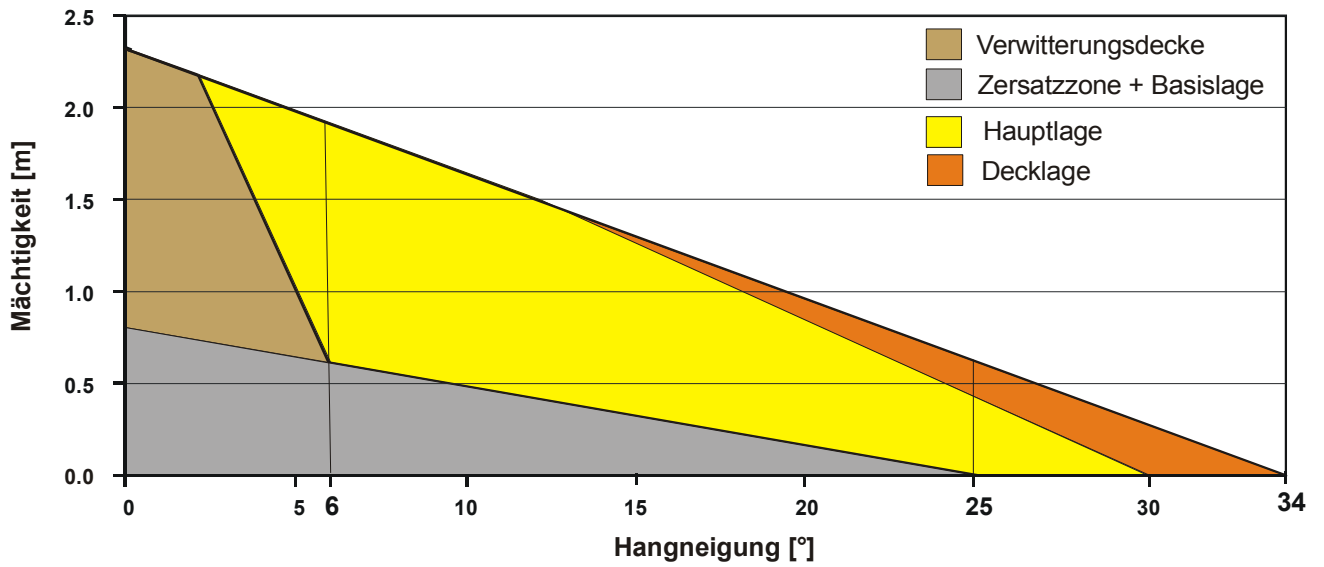


Abb. 5.7: Variation von Mächtigkeit und Schichtenfolge der periglazialen Deckschichten in Abhängigkeit von der Hangneigung im Brugga-Einzugsgebiet

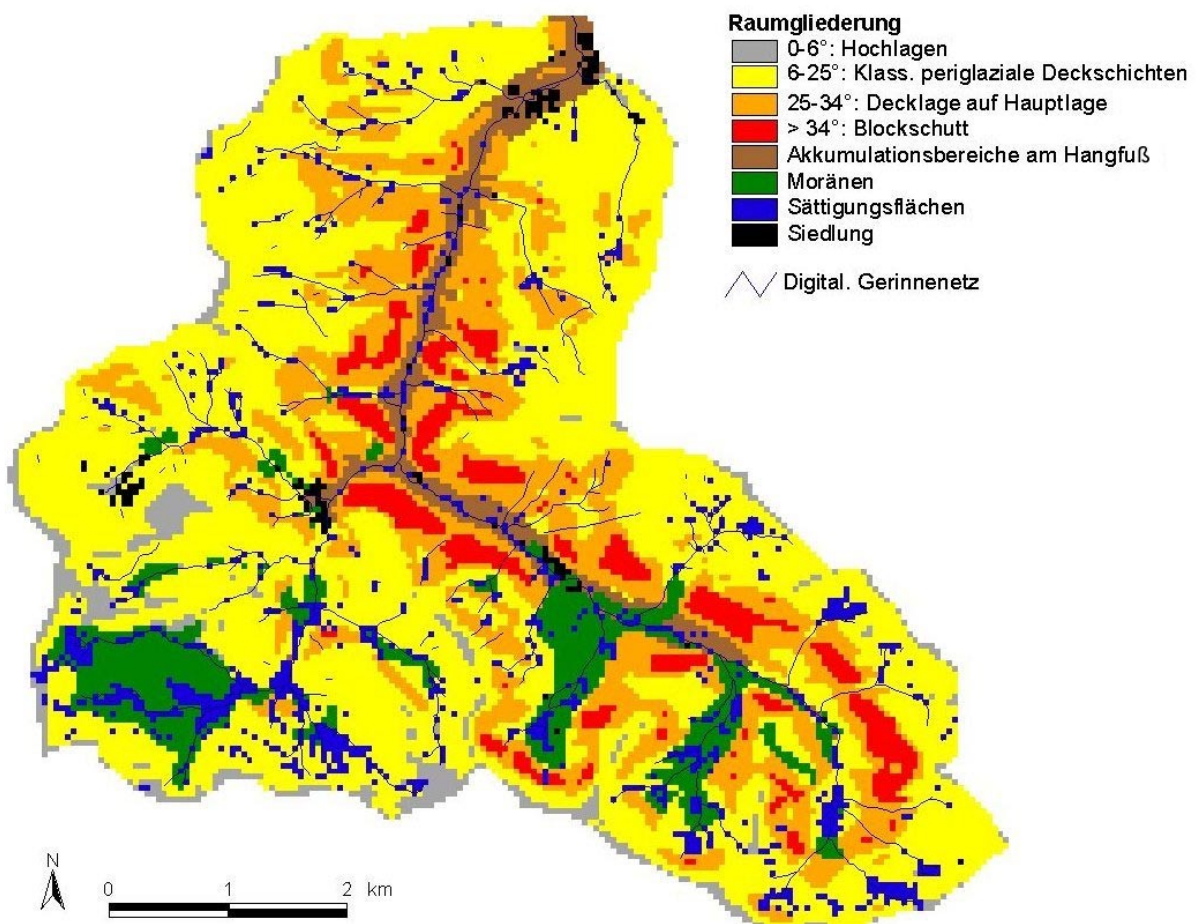


Abb. 5.8: Raumgliederung im Brugga-Einzugsgebiet nach Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse unter Berücksichtigung der Geologie, Hangneigung und Genese der periglazialen Deckschichten

**(5) Akkumulationsbereiche am Hangfuß**

Vorfluternahe Gebiete und Schuttfächer am Hangfuß; Hangneigung 0–25 °; wechselnde Lagerung von meist holozänen Talfüllungen aus umgelagerten Hangschutt und Feinmaterial; sehr gute hydraulische Leitfähigkeit in schuttreichen Schichten oder durch Makroporen, mäßige Leitfähigkeit der feinkörnigeren Schichten.

**(6) Moränengebiete**

Unregelmäßiges Moränenmaterial; wechselnde Hangneigung; sehr schwankender Skelettanteil; relativ hohe Ton- und Schluffanteile; mäßige hydraulische Durchlässigkeit, oft Bildung von Staunässe.

**(7) Sättigungsflächen**

Ganzjährig feuchte Stellen; quellige Lagen, moorige Bereiche und gerinnetdurchflossener Blockschutt; hydraulisch meist an Vorfluter angeschlossen.

Die detaillierte Vorgehensweise zur Ausweisung der Raumgliederungsklassen im Brugga-Einzugsgebiet wird in Kapitel 6.2.8 beschrieben. Das Ergebnis der Raumgliederung zeigt Abbildung 5.8, die jeweiligen Flächenanteile und gemittelten Hangneigungen pro Klasse finden sich in Tabelle 5.1.

Tabelle 5.1: Flächenanteile und mittlere Hangneigung der jeweiligen Raumgliederungsklassen in den Einzugsgebieten der Brugga und des St. Wilhelmer Talbachs

Raumgliederungsklasse	Flächenanteil [%]		Mittlere Hangneigung [°]	
	Brugga	Talbach	Brugga	Talbach
Hochlagen	4.3	3,1	4.4	4.4
Klass. periglaziale Deckschichten	52,0	42,1	16.4	17.2
Decklage auf Hauptlage	20.6	26,6	29,0	29.4
Blockschutt	5.2	8,9	37.3	37.5
Akkumulationsbereiche am Hangfuß	4.3	3,2	13.9	14.2
Moränen	7.1	9,2	13.6	16.4
Sättigungsflächen	6.5	6,9	14.4	14.9

### 5.5.2 Speicherkonzepte der Raumgliederungsklassen

Die Abflussbildung der unterschiedlichen Raumgliederungsklassen wird über relativ einfache Speichersysteme konzeptionalisiert. Dabei gehen auch experimentelle Untersuchungen und Geländebeobachtungen der MitarbeiterInnen des DFG-Projektes ein. Die Speichersysteme beruhen je nach Prozessvorstellung auf Einzellinearspeichern oder zwei in Reihe geschalteten Linearspeichern. Die allgemeine Speichergleichung eines Einzellinearspeichers lautet ohne Berücksichtigung der Hangneigung (Kap. 5.5.4):

$$Q = k \cdot S \quad (5.5)$$

mit:  $Q$ : Speicherabfluss [mm/h]  
 $k$ : Speicherkonstante [ $\text{h}^{-1}$ ]  
 $S$ : Speicherinhalt [mm]

Abbildung 5.9 zeigt schematisch das Prinzip der Einzelinearspeicher und die im TAC-D verwendeten Parameter und Bezeichnungen. Die Bezeichnungen „US“ bzw. „LS“ stehen dabei für den oberen Speicher („upper storage“) bzw. den unteren Speicher („lower storage“), die Bezeichnung „MTD“ für den Muldenrückhalt der Sättigungsflächen („micro-topographic depression“). Der Speicherinhalt wird durch die Größen  $s_{US\_box}$ ,  $s_{LS\_box}$  bzw.  $s_{MTD\_box}$  [mm] beschrieben, der Speicherabfluss durch  $sQ_{US}$ ,  $sQ_{LS}$  bzw.  $sQ_{SOF}$  [mm  $\text{h}^{-1}$ ]. Die Speicherkonstanten  $c_{US\_K}$ ,  $c_{LS\_K}$  bzw.  $c_{MTD\_K}$  [ $\text{h}^{-1}$ ] regulieren den Speicherabfluss und dienen als Modellparameter der jeweiligen Raumgliederungsklasse. Die Perkolation vom oberen zum unteren Speicher bestimmt ggf. der Parameter  $c_{US\_T}$  [mm  $\text{h}^{-1}$ ], die Wasserabgabe vom untersten Speicher in den Kluftgrundwasserspeicher der Parameter  $c_{All\_P}$  [mm  $\text{h}^{-1}$ ]. Letzterer wird für alle Raumgliederungsklassen gleich parametrisiert, da davon ausgegangen wird, dass die Versickerung in den Kluftgrundwasserspeicher in allen Bereichen ähnlich ist. Der Speicher werden in ihrer Füllhöhe durch die Parameter  $MTD\_H$ ,  $US\_H$  bzw.  $LS\_H$  [mm] begrenzt. Im Falle der Sättigungsflächen und zwei der unteren Speichersysteme dient dies der Charakterisierung der Speichersysteme, wohingegen die Begrenzung der

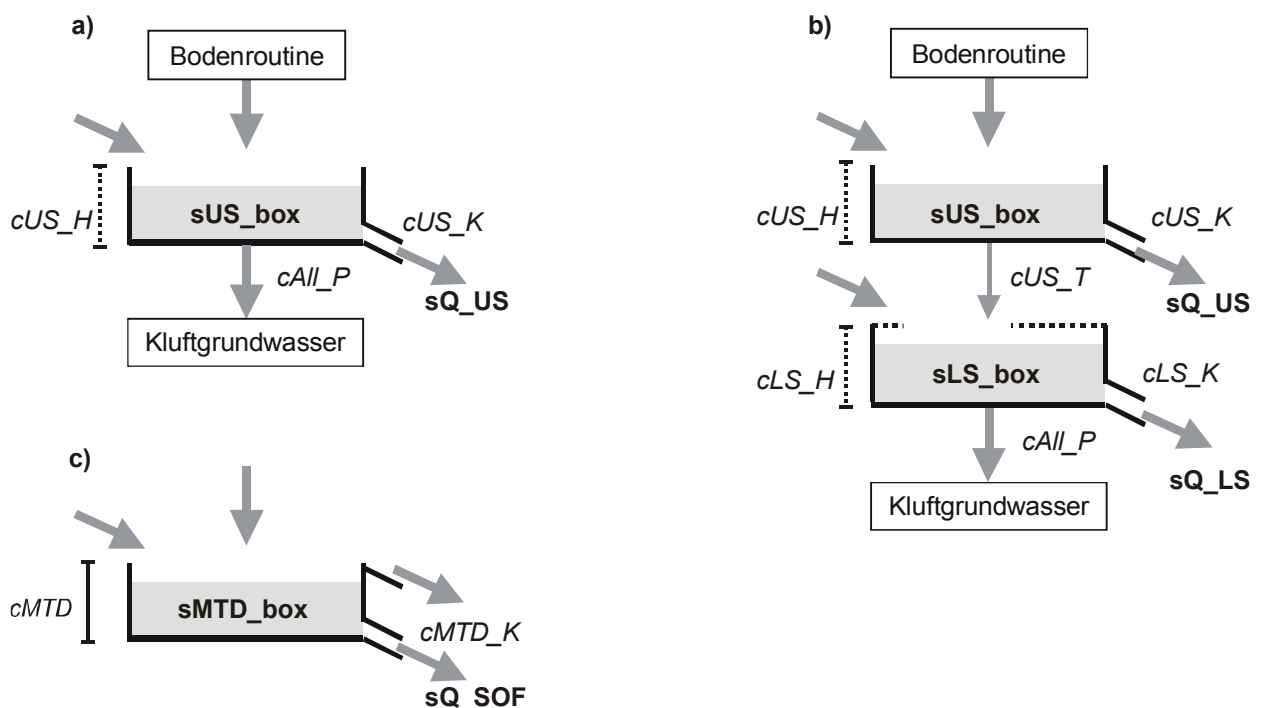


Abb. 5.9: Genereller Aufbau der verwendeten Speicherkonzepte und ihre Parameter im TAC-D

- Einfacher Einzelinearspeicher
  - Zwei in Reihe geschaltete Linearspeicher
  - Speichersystem der Sättigungsflächen
- (Nähere Erläuterungen und Parameterbeschreibung siehe Text)

Füllhöhe bei den restlichen Speichern nur eingeführt wurde, um ein unrealistisches Volllaufen der Speicher an konvergierenden Fließwegen zu verhindern. Wird der Schwellenwert überschritten, wird das Wasser entweder in den darauffolgenden Speicher oder die nächste Zelle geleitet. Dies entspricht folglich einer nach oben gerichteten Aufsättigung des Bodens, durch die es zu Oberflächenabfluss kommen kann (*return flow*). Im Falle des überlaufenden Kluftgrundwasserleiters entstehen im übertragenen Sinn temporäre Quellaustritte und Sättigungsflächen.

Abbildung 5.10 gibt einen Überblick über die entwickelten Speicherkonzepte und ihre hydraulische Verbindung an einem idealisierten Hang. Im Einzelnen wird die Abflussbildung der Raumgliederungsklassen wie folgt konzeptionalisiert:

### **(1) Hochlagen**

Die Verwitterungsdecke und die Zersatzzone in den Hochlagen werden zu einem Einzellinearspeicher zusammengefasst, da sie sich hydrologisch ähnlich verhalten. Generell sind sie mäßig hydraulisch durchlässig und zeigen im Vergleich zu den Hangbereichen eine relativ träge Abflussdynamik. Die in den Hochlagengebieten vorhandenen schnell reagierenden Sättigungsflächen werden eigens ausgewiesen und modelliert.

### **(2) Klassische periglaziale Deckschichten**

Der geschichtete Aufbau der periglazialen Deckschichten prägt ihre Abflussdynamik. Die hydraulische Leitfähigkeit nimmt mit der Tiefe ab. So können sich auf einer schlechter durchlässigen Basislage, die in die Zersatzzone übergeht, aufgesetzte Grundwasserkörper in der Hauptlage ausbilden. Dieser Abflussbildungsprozess wird durch zwei Einzellinearspeicher modelliert, die in Reihe geschaltet sind. Der untere Speicher (Basislage/Zersatzzone) reagiert gedämpfter, während der obere Speicher (Hauptlage) aufgrund der höheren hydraulischen Durchlässigkeit (u.a. Makroporenabfluss) einen schnelleren, wenngleich verzögerten Abfluss ermöglicht. Die Zusickerung von oberen in den unteren Speicher ist geringer als in den vergleichbaren Speichersystemen, da die Basislage im oberen Bereich oft verschlemmt ist.

### **(3) Decklage auf Hauptlage**

Die Abflussbildung in dieser Raumgliederungsklasse wird wie die klassisch periglazialen Schichten von ihrer Schichtenabfolge bestimmt und wird ebenso durch zwei in Reihe geschaltete Linearspeicher konzeptionalisiert. Hier ist jedoch die mit dem gleichen Wert parametrisierte Hauptlage der langsamer reagierende Speicher als die darauffolgende Decklage. Die Decklage ist hydraulisch sehr durchlässig und kann schnellen Makroporenabfluss generieren. Die Perkolation von der Decklage in die Hauptlage ist relativ gering. Die Hauptlage hat aufgrund ihrer in diesem Hangbereichen begrenzten Mächtigkeit eine limitierte Wasseraufnahmekapazität. Ist also der untere Speicher durch laterale Zuflüsse aufgefüllt, wird das Wasser in den oberen Speicher geleitet, in dem es schneller zum Abfluss kommt.

#### **(4) Blockschutt**

Die Abflussdynamik in den Blockschuttbereichen ist aufgrund ihrer sehr hohen hydraulischen Durchlässigkeit sehr groß. Das Abflussverhalten wird mit einem Einzellinearspeicher modelliert, der mit dem gleich hohen Wert wie die Decklage und der Blockschutt im Akkumulationsbereich am Hangfuß parametrisiert wird.

#### **(5) Akkumulationsbereiche am Hangfuß**

Der Akkumulationsbereich am Hangfuß ist durch die Wechsellagerung von feineren Sedimenten und gröberem Schutt gekennzeichnet, die je nach Lage unterschiedliche Abfolgen zeigt. Diese Wechsellagen werden durch zwei in Reihe geschaltete Linearspeicher konzeptionalisiert. Hierbei repräsentiert der obere Speicher die sehr gut durchlässigen Schuttschichten bzw. Makroporen und der untere Speicher die schlecht durchlässigen Schichten aus (lehmigem) Feinmaterial, wenngleich die reale Schichtungsabfolge deutlich komplexer ist. Der untere Speicher wird in seiner Wasseraufnahmekapazität begrenzt, so dass weiter zufließendes Wasser im oberen Speicher schneller abfließt.

#### **(6) Moränengebiete**

Die Moränengebiete zeigen unterschiedliche Abflussbildungsprozesse, die sich schwer abgrenzen lassen. Sie werden deshalb vereinfacht mit einem Einzellinearspeicher modelliert. Generell zeigen die Moränen mäßige hydraulische Durchlässigkeiten und generieren langsamere Abflusskomponenten. Die auf den Moränen häufig vorhandenen Sättigungsflächen werden eigens modelliert und liefern die schnellen Abflusskomponenten aus diesen Gebieten.

#### **(7) Sättigungsflächen**

Die Sättigungsflächen können aufgrund ihrer häufigen Vorfluternähe direkten, schnellen Abfluss liefern. Dazu muss allerdings erst der Interzeptions- und Muldenrückhalt der Sättigungsflächen aufgefüllt werden. So wird die Abflussbildung über einen Einzellinearspeicher konzeptionalisiert, der ab einer bestimmten Füllhöhe das überschüssige Wasser ohne große Verzögerung lateral weitergibt. Der normale Speicherabfluss ist verzögert und wird entsprechend parametrisiert. Der eingehende Niederschlag fällt direkt auf die Sättigungsflächen, ohne eine Bodenroutine zu durchlaufen. Die Verdunstung erfolgt auch direkt aus den Sättigungsflächen, die ganzjährig feucht sind. Somit kann davon ausgegangen werden, dass die aktuelle gleich der potentiellen Verdunstung ist. Eine Versickerung ins Kluftgrundwasser erfolgt nicht, da die Sättigungsflächen im Brugga-Einzugsgebiet effluente Verhältnisse aufweisen.

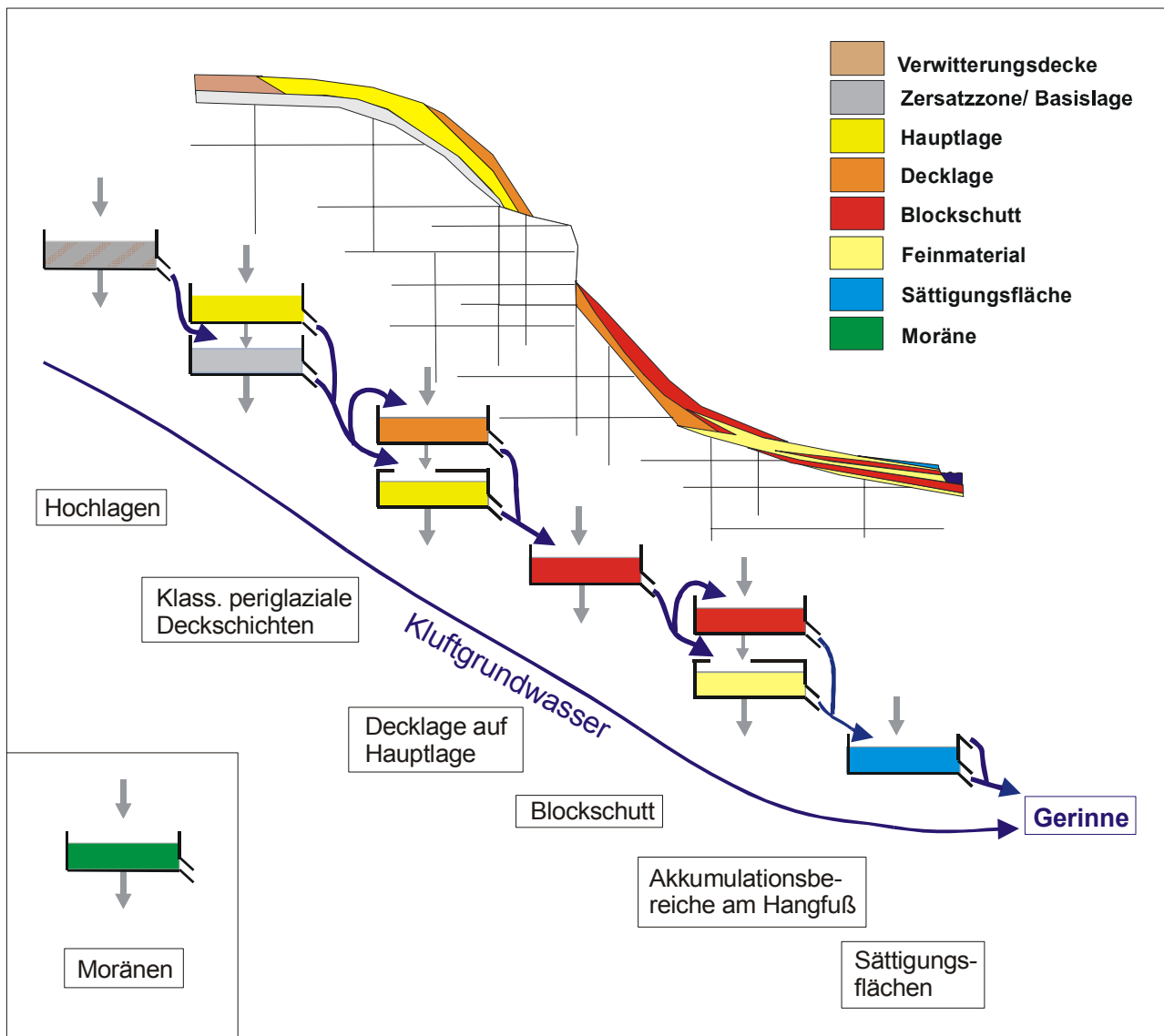


Abb. 5.10: Die Speicherkonzepte der Raumgliederungsklassen und ihre lateralen und vertikalen Fließbeziehungen an einem idealisiertem Hangprofil

### 5.5.3 Speicherkonzept des Kluftgrundwasserleiters

Der Kluftgrundwasserleiter liegt unterhalb der quartären Deckschichten im kristallinen Grundgebirge und wird als Einzellinearspeicher konzeptionalisiert. Das Kluftgrundwasser weist eine sehr träge Abflussdynamik auf und liefert den Großteil des Basisabflusses im Gebiet. Es wird mit einem im Gebiet einheitlichen Parameter reguliert. Der Speicher wird mit Ausnahme der Sättigungsflächen aus dem darüber liegenden Abflussbildungsmodul gespeist. Die lateral gesammelten Wasserflüsse fließen nach Durchlauf der Kluftgrundwasser-Hangstrecken direkt in die Vorfluter.

### 5.5.4 Laterale Flüsse

Das beschriebene Abflussbildungskonzept des TAC-Modells wird im TAC-D dahingehend ergänzt, dass laterale Flüsse zwischen den Zellen entsprechend ihrer wirklichen Lage im Raum und der Hangneigung einbezogen werden. So stellt jede Zelle im Gebiet ein eigenständiges Speichersystem dar, das über das Entwässerungsnetz mit den Nachbarsystemen verbunden ist. Bildlich übertragen entspricht dieser Ansatz einer Ansammlung am Hang angeordneter Gefäße, aus denen Wasser von einem ins andere fließt

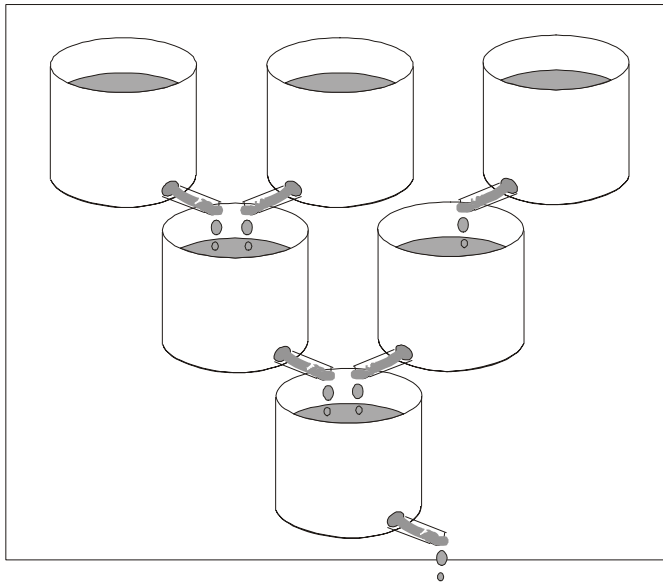


Abb. 5.11: Bildhafte Darstellung der Fließbeziehung zwischen den Speichersystemen am Hang

(Abb. 5.11). An langen Hängen entsteht dadurch eine längere Speicherkaskade, deren Retentionswirkung die wirkliche Fließverzögerung am Hang recht gut wieder geben kann. Aufgrund der Retentionswirkung entsteht auch eine Größenabhängigkeit der einzelnen Speicherkoeffizienten von der gewählten Zelllänge. Bei gleicher Zeitschrittlänge muss der Speicherkoeffizient umgekehrt proportional zur Zelllänge sein, um eine ähnliche Abflussdynamik zu erzielen. Die Ergebnisse eines simulierten Hangabflusses als Durchlauf einer Speicherkaskade bei unterschiedlichen Zellweiten verdeutlichen dies (Abb. 5.11).

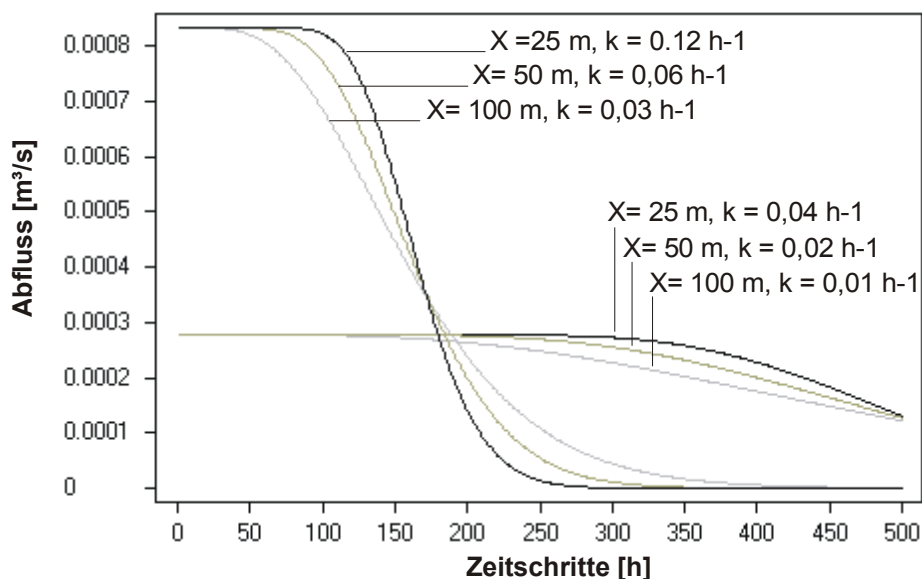


Abb. 5.12: Vergleich der Speicherausläufe am Ende einer linearen Speicherkaskade bei unterschiedlichen Zellgrößen und zwei Größenordnungen von unterschiedlichen Speicherkonstanten (Datengrundlage: Synthetischer Hang mit Hanglänge 500 m und Hangbreite 100 m, Zellgrößen: 25 m, 50 m und 100 m, gleichmäßig verteilter Speicherinhalt zu Beginn: 10 mm, Zeitschritt: 1 h)

Ein Wasserpartikel durchläuft bei einer kürzeren Zelllänge auf derselben Fließstrecke eine größere Anzahl von Speichern, bis er das Gerinne erreicht. Die Verweilzeit in einem einzelnen Speicher muss also geringer sein als beim Durchlauf von wenigen, größeren Speichern. Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Wahl der Zellweite und damit die Anzahl der zu durchlaufenden Speicher den Verlauf der Abflussdynamik deutlich beeinflusst, was aber durch die Anpassung entsprechender Speicherkoeffizienten ausgeglichen werden kann.

Die Fließgeschwindigkeit der lateralen Flüsse hängt neben den Speichereigenschaften stark von der Hangneigung ab. In Anlehnung an den Gefällegradienten im Darcy-Gesetz wird im TAC-D deshalb die allgemeine Abflussgleichung eines Einzellinearspeichers um einen Neigungsfaktor ergänzt und lautet nun:

$$Q = k \cdot S \cdot \left( 1 + \frac{\tan \beta}{\tan \bar{\beta}} \right) \quad (5.6)$$

mit:

- $Q$ : Speicherabfluss [mm/h]
- $k$ : Speicherkonstante [ $\text{h}^{-1}$ ]
- $S$ : Speicherinhalt [mm]
- $\beta$ : Neigung der betrachteten Zelle [°]
- $\bar{\beta}$ : Neigung aller Zellen der entsprechenden Raumgliederungsklassen [°]

Der Neigungsfaktor leitet sich aus dem Verhältnis der Neigung in der betrachteten Zelle zur durchschnittlichen Neigung aller Zellen einer Raumgliederungsklasse ab. So fließt das Wasser verstärkt aus steilen Hangspeichersystemen, während es in flacheren Speichersystemen im Verhältnis länger verweilt. Der gewählte Ansatz bietet zudem den Vorteil, dass die Hangneigung Eingang in die Modellierung findet, ohne dass ein zusätzlicher Parameter eingeführt werden muss.

Da es im Laufe eines Hanges zu einer unterschiedlichen Abfolge von verschiedenen Speichersystemen kommt, werden die Fließwege von einem Speichersystem zum nächsten im TAC-D nach folgendem Entscheidungsmuster definiert: Gehört die unterhalb liegende Zielzelle der gleichen Raumgliederungsklasse wie die Ausgangszelle an, so verbleibt das Wasser in der selben Speicherebene. Dadurch wird gewährleistet, dass die innerhalb einer Schicht gebildeten Wegsamkeiten erhalten bleiben und das Wasser sich in dieser Schicht weiterbewegen kann. Liegt eine andere Raumgliederungsklasse vor, so fließt das Wasser in den unteren Speicher, falls dieser vorhanden ist. Ansonsten wird alles Wasser in dem einzigen Speicher der Zielzelle zusammengeführt (vgl. Abb. 5.10).



## 5.6 Abflusskonzentration und Wellenablauf

### 5.6.1 Anschluss der Zellen ans Gerinne

Bei der Einbindung eines Gerinnenetzes in ein Kartenraster tritt üblicherweise das Problem auf, dass ein Gerinne die volle Zellbreite einnimmt, wenn man ihm eine Abfolge an kompletten Zellen zuweist. Bei einer Modellanwendung wie im Brugga-Einzugsgebiet, in dem die Gerinnebreite unter einem bis maximal mehrere Meter beträgt, während eine Zellweite von 50 Metern gewählt wurde, würde dies eine extreme Überschätzung der Fließgewässerbreite bedeuten. Deswegen wurde im TAC-D ein Ansatz entwickelt, in dem Gerinnezellen zwei Funktionsebenen besitzen (Abb. 5.13). Der gefallene Niederschlag wird zunächst entsprechend dem Verhältnis von realer Gerinnebreite und Zellweite zwischen den zwei Ebenen aufgeteilt. Während der Gerinneanteil sofort an die Gerinnenetz-Ebene weitergegeben wird, durchläuft der restliche Anteil die Ebene der Abflussbildungs- bzw. Bodenroutine. Diese Ebene unterscheidet sich nicht von der Abflussbildungs- bzw. Bodenroutine der übrigen Zellen im Gebiet. Sie gehört einer Raumgliederungsklasse an und wird entsprechend parametrisiert. Auch durchlaufen die an den Gerinnezellen eintreffenden lateralen Flüsse bei kleineren Fließgewässern die Abflussbildung der Gerinnezelle, bevor sie über den Auslauf der Gerinnezelle ins Gewässer münden. Bei größeren Fließgewässern, die entweder einen Großteil der Rasterzellen einnehmen oder über eine sehr gute hydraulische Anbindung mit der

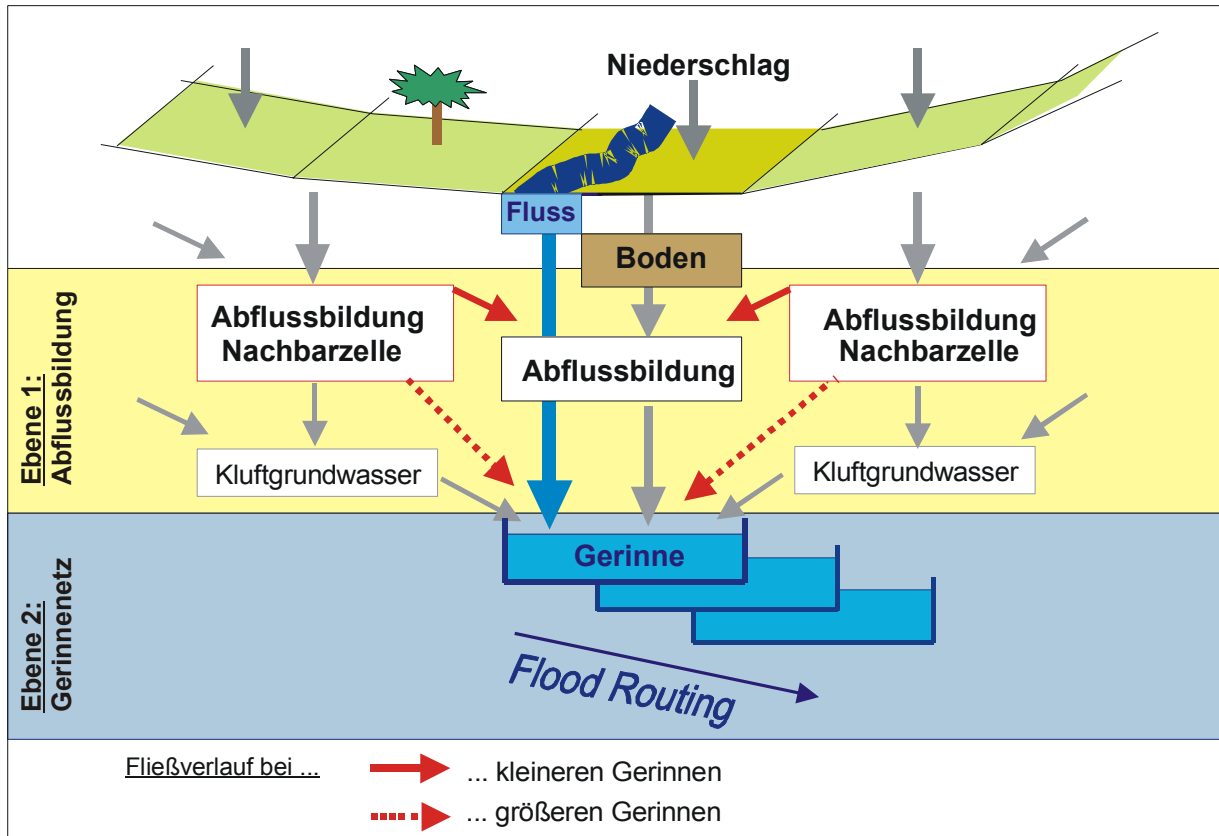


Abb. 5.13: Darstellung der zwei Funktionsebenen einer Gerinnezelle mit den zugehörigen Fließbeziehungen

Umgebung verfügen, können die lateralen Flüsse auch direkt ins Gerinne geleitet werden (Abb. 5.13). Der Niederschlag auf das Gewässer, die Abflüsse aus der Abflussbildungsebene der Gerinnezellen und die lateralen Zuflüsse aus dem Grundwasser und evtl. aus angrenzenden Zellen vereinigen sich in der zweiten Ebene der Gerinnezellen, die zusammen ein Gerinnenetz bildet. In der Gerinnenetz-Ebene wird der Wellenablauf im Fließgewässer in einem eigenen Modul modelliert, in dem das Wasser aus dem Einzugsgebiet geleitet wird (vgl. Kapitel 5.6.3). Anschaulich gesprochen entspricht das Gerinnenetz also einem offenen Kanalnetz, das die Abflüsse zusammenfasst und abführt.

Der entwickelte Ansatz bietet die Möglichkeit ein feingliedriges Gewässernetz in die Rasterstruktur des Modells zu integrieren, ohne den Gerinnen einen unverhältnismäßig großen Flächenanteil zuzuweisen und ohne die ebenso in den Gerinnezellen stattfindenden Abflussbildungsprozesse zu vernachlässigen. Die reale Breite und Länge der Fließgewässer wird über den in Kapitel 6.2.7.3 beschriebene Ansatz im TAC-D berücksichtigt und in die Modellierung einbezogen.

### 5.6.2 Direkter Abfluss von versiegelten Flächen

Die Versiegelung innerhalb der Siedlungsflächen kann deutlich zu schnell reagierendem direkten Abfluss eines Einzugsgebiets beitragen. Deshalb wird die Abflussbildung auf versiegelten Flächen im TAC-D eigens berücksichtigt. Über die auf einer eigenen Karte ausgewiesenen Siedlungsflächen wird über den Parameter *cUrbanSplit*, der den Versiegelungsgrad der Siedlungsflächen angibt, der Anteil der versiegelten Fläche pro Zelle bestimmt. Der fallende Niederschlag bzw. das Schmelzwasser einer Zelle wird nun dementsprechend aufgeteilt:

Auf der unversiegelten Fläche wird das Wasser an die Bodenroutine bzw. den Sättigungsflächenspeicher weitergegeben, während das Wasser auf den versiegelten Flächen direkt oberflächlich abgeführt wird. Das Wasser folgt dabei dem Entwässerungsnetz und fließt direkt von teilversiegelter Zelle zu teilversiegelter Zelle bis es eine komplett unversiegelte Zelle oder das Gerinne erreicht. In der unversiegelten Zelle wird das Wasser der Bodenroutine bzw. dem Sättigungsflächenspeicher zugeführt, in der Gerinnezelle fließt es direkt in das Fließgewässer. Ein Teil des Wassers versickert entsprechend dem Versiegelungsgrad der Zellen auf dem Weg, da nicht davon ausgegangen werden kann, dass alle versiegelten Flächen innerhalb einer Siedlung hydraulisch miteinander verbunden sind. In der Anwendung des TAC-D im Brugga-Einzugsgebiet fließt das Oberflächenwasser aufgrund der wenig ausgedehnten Siedlungsflächen innerhalb des Zeitschrittes von einer Stunde ins Gerinne bzw. eine unversiegelte Zelle ab. Dies wird über die PCRaster-Funktion *accufluxfraction* simuliert. In größeren Siedlungsgebieten bzw. bei einem kürzeren Zeitschritt sollte der Wellenablauf innerhalb der Stadtentwässerung stattdessen genauer, z.B. mit der kinematischen Wellengleichung (vgl. Kapitel 5.6.3), simuliert werden, da hier nicht mehr alles Wasser innerhalb eines Zeitschrittes die Siedlungsflächen durchläuft.

### 5.6.3 Wellenablauf im Gerinne

Das ins Gerinne eintretende Wasser erfährt auf der Gewässerfließstrecke zum einen eine zeitliche Verschiebung ohne Formänderung (Translation) und zum anderen aufgrund der Flussbettspeicherung eine zeitliche Verschiebung mit Dämpfung (Retention) (DYCK & PESCHKE 1995). Das Ausmaß beider hängt von der Gerinnegeometrie ab und bestimmt Verlauf und Form der Hochwasserwellen. Abbildung 5.14 zeigt dies beispielhaft für das Brugga-Einzugsgebiet an einem virtuell an einer Quelle am Feldberg ins Gerinne eingespeisten Rechteckimpuls.

Im TAC-D wird der Wellenablauf im Gerinne mittels des kinematischen Wellenansatzes modelliert. Dieser Ansatz kann angewendet werden, wenn die Trägheits- und Druckkräfte eine untergeordnete Rolle spielen (CHOW ET AL. 1988). Die Gravitations- und Reibungskräfte sind dann im Gleichgewicht, so dass die kinematische Welle nicht nennenswert beschleunigt. Das Energieliniengefälle entspricht dem Sohl-liniengefälle. Voraussetzung dafür sind keine signifikanten Rückstauereffekte und eine relativ steile Sohl-neigung (Faustregel  $I_s \geq 0,001$ ), so dass die Änderung der Wassertiefe innerhalb eines Zeitschrittes klein gegenüber der Sohlhöhendifferenz ist.

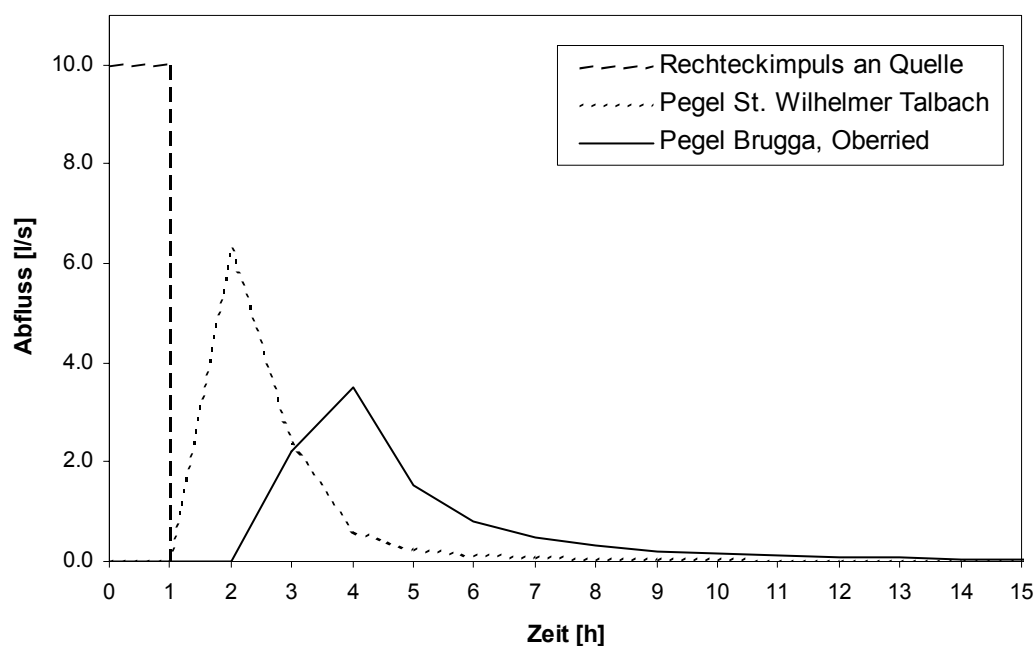


Abb. 5.14: Translations- und Retentionswirkung des kinematischen Wellenansatzes in TAC-D (Beispiel eines simulierten Rechteckimpulses von 10 l/s über eine Stunde an einer Quelle am Feldberg, Fließstrecke bis zum Pegel: 6.8 km bzw. 12.1 km, Rauigkeitswert nach MANNING: 0.08, Berechnung als Stundenwerten bei einem internen Zeitschritt von 60 s)

Eine genaue Beschreibung des kinematischen Wellenansatzes findet sich bei CHOW ET AL. (1988).

Demnach liegt dem Ansatz folgende Gleichungen zugrunde:

$$\text{Kontinuitätsgleichung: } \frac{\delta Q}{\delta x} + \frac{\delta A}{\delta t} = q \quad (5.6)$$

mit

$Q$ :	Abfluss [m <sup>3</sup> /s]
$x$ :	Fließstrecke [m]
$A$ :	Gerinnequerschnitt [m <sup>2</sup> ]
$t$ :	Zeit [s]
$q$ :	Laterale Zuflüsse [m <sup>3</sup> /s · m <sup>-1</sup> ]

$$\text{Energiegleichung: } I_S = I_E \quad (5.7)$$

$$\text{bzw. anders ausgedrückt als } A = \alpha \cdot Q^\beta \quad (5.8)$$

mit

$I_S$ :	Sohlliniengefälle [-] (= Gravitationsterm)
$I_E$ :	Energieliniengefälle [-] (= Reibungsterm)
$\alpha, \beta$ :	Parameter [-]

$$\text{Manning-Strickler-Gleichung: } V = \frac{R^{2/3} \cdot I_S^{1/2}}{n} \quad (5.9)$$

mit

$V$ :	Fließgeschwindigkeit [m/s]
$R$ :	Hydraulischen Radius [m]
$I_S$ :	Energieliniengefälle [-]
$n$ :	Rauhigkeitsbeiwert nach Manning [-]

Die Manning-Strickler-Gleichung kann mit  $I_S = I_E$  und  $R = A / U$  auch wie folgt ausgedrückt werden:

$$A = \left( \frac{n \cdot U^{2/3}}{\sqrt{I_S}} \right)^{3/5} \cdot Q^{3/5} \quad (5.10)$$

mit

$U$ :	Benetzter Umfang [m]
-------	----------------------

Womit sich nach Gleichung 5.9 für  $\alpha$  und  $\beta$  folgendes ergibt:

$$\alpha = \left( \frac{n \cdot U^{2/3}}{\sqrt{I_S}} \right)^{0,6} \quad \text{und} \quad \beta = 0,6 \quad (5.11)$$

Durch die differentielle Ableitung von Gleichung 5.8 und Einsetzen in Gleichung 5.6 erhält man eine Gleichung mit dem Abfluss  $Q$  als einzige abhängige Variable:

$$\frac{\delta Q}{\delta x} + \alpha \cdot \beta \cdot Q^{\beta-1} \cdot \frac{\delta Q}{\delta t} = q \quad (5.12)$$

PCRaster berechnet nun in der Funktion *kinematic* den Abfluss in jedem Zeitschritt durch iteratives, näherungsweise Lösen der Differentialgleichung mittels Finiter Differenzen. Es verwendet dabei ein impliziertes nicht-lineares Verfahren (vgl. CHOW ET AL. 1988). Im Gegensatz zum einfacheren, oft angewandten expliziten Verfahren, in dem die unbekanntenen Abflusswerte nicht gleichzeitig, sondern schrittweise entlang der Fließstrecke errechnet werden, zeichnet sich das implizite Verfahren durch eine hohe Stabilität und Genauigkeit aus. Ferner erlaubt es eine signifikante Variation der Gerinnegeometrie von einer Zelle zur anderen (CHOW ET AL. 1988). Auch wenn das implizite Verfahren nicht wie das explizite der Courant-Bedingung unterliegt, die die Simulationszeitschrittlänge abhängig von Zellgröße und Wellengeschwindigkeit beschränkt, ergeben sich bei der Wahl eines zu großen Zeitschrittes in Relation zur Zellgröße größere Ungenauigkeiten. In TAC-D kann der kinematische Wellenablauf in einer eigenen Schleife modelliert werden, die den generellen Modellierungszeitschritt in angepasste kleinere Zeitschritte unterteilt. So wird z.B. in der Modellanwendung im Brugga-Einzugsgebiet mit einer Zellgröße von 50 Metern und einem Simulationszeitschritt von einer Stunde der Wellenablauf in Zeitschritte von 60 Sekunden berechnet. Die der Zellgröße optimal angepasste Zeitschrittlänge sollte in Beispielrechnungen über die Ganglinienform und die Wasserbilanz als Kontrollgrößen ermittelt werden.

Die für die Berechnung des Wellenablaufs benötigten Fließgewässerdaten wie Gerinnelänge und -breite sowie Rauigkeitsbeiwerte müssen im Gelände aufgenommen bzw. über Karten oder die lokale Einzugsgebietsgröße abgeleitet werden.

## 5.7 Zusammenfassende Übersicht des TAC-D

Die Fülle der verschiedenen alten und neuen Ansätze im TAC-D lassen die Arbeit mit dem Modell und seinen verwendeten Variablen leicht unübersichtlich werden. Abbildung 5.16 fasst deswegen die Modellmodule mit ihren Übergabegrößen und Parametern in einem Fließdiagramm zusammen.

## 5.8 Fazit

Die Vorteile der zeitlichen und räumlichen Diskretisierung im TAC-D zeigen sich bereits bei der Aufbereitung der Modelleingangsdaten. So kann bei der Regionalisierung der klimatischen Größen auf komplexere flächendetaillierte Verfahren zurückgegriffen werden. Der Niederschlag und die Sonnenscheindauer werden über das Inverse Distance Weighting Verfahren und die Temperatur über abschnittsweise Höhengradienten interpoliert. In die flächendetaillierte Berechnung der Verdunstung fließen Topographie, Sonnenstand, Sonnenscheindauer und Temperatur ein.

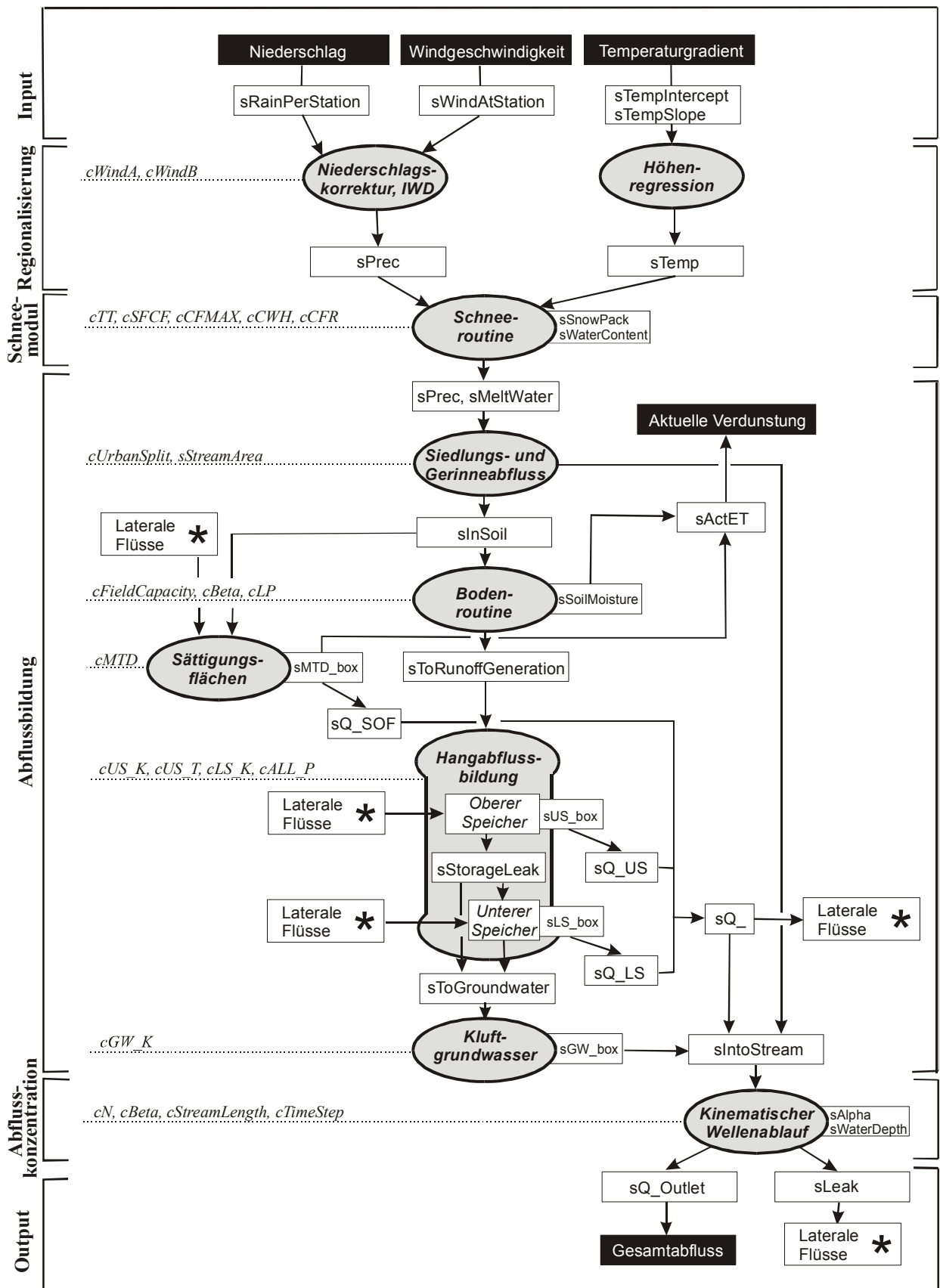


Abb. 5.15: Fließdiagramm der Modellmodule und ihrer Übergabegrößen und Parameter (kursive Darstellung) im TAC-D

---

Aber auch die Simulation der hydrologischen Prozesse innerhalb des Modells gewinnt durch den distribuierten Ansatz. Das zugrunde liegende digitale Höhenmodell beispielsweise erlaubt die Erstellung eines Entwässerungsnetzes, das oberflächliche und oberflächennahe laterale Fließwege definiert. Somit treten die Speichersysteme, die die unterschiedlichen Abflussbildungsprozesse konzeptionalisieren, in nachbarschaftliche Fließbeziehungen, wodurch das natürliche Fließverhalten am Hang realistischer wiedergegeben wird als im semi-distribuierten Ansatz. Die Topographie fließt ferner über die Hangneigung in die Auslaufdynamik der einzelnen Speichersysteme ein. Auch die angewandte Raumgliederung in Gebiete gleicher dominanter Abflussprozesse stützt sich neben der Ausweisung geologischer Flächen auf die Hangneigung als Schlüsselfaktor verschiedener genetischer Prozesse. Im Brugga-Einzugsgebiet führt sie so zu zufriedenstellenden Ergebnissen. Der Wellenablauf im Gerinne wird schließlich in einer eigenständigen Modellierungsebene über den kinematischen Wellenansatz simuliert. Auch hier fließen topographische bzw. gewässermorphologische Eigenschaften wie Gefälle, Gerinnebreite und -länge sowie Gerinnerauhigkeit ein. Der distribuierte Ansatz im TAC-D integriert folglich die gegebenen räumlichen Informationen vielfältig und flächendetailliert in die prozessorientierte Modellierung.

## **6 Anwendung von TAC-D im Brugga-Einzugsgebiet**

### **6.1 Einführung**

Ein wichtiger Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit ist die Anwendung des TAC-D-Modells im Brugga-Einzugsgebiet, um die entwickelten distribuierten Ansätze in ihrer Umsetzung und Eignung zu erproben und im Vergleich zu anderen im Brugga-Einzugsgebiet eingesetzten Modellen zu bewerten. Aufgrund der für andere Modelle teilweise bereits aufbereiteten Eingangsdaten auf Stundenwertbasis und der insgesamt guten Datenqualität wurde ein Modellierungszeitschritt von einer Stunde im Zeitraum vom 01.08.95 bis 31.07.99 gewählt. Die geographische Lage der meteorologischen Stationen kann der Kartenabbildung 2.2 sowie deren Betreiber und die Art der Aufzeichnung können der Übersichtstabelle im Anhang A entnommen werden.

### **6.2 Aufbereitung der Eingangsdaten (Preprocessing)**

#### **6.2.1 Niederschlag**

##### **6.2.1.1 Datenauswahl und -aufbereitung**

Die Aufbereitung der stündlichen Niederschlagsdaten wurde auf 18 Klimastationen für das gesamte Dreisam-Einzugsgebiet ausgeweitet, um zusätzliche Datenreihen für eine spätere Modellanwendung im Dreisam-Einzugsgebiet aus dem aufwendigen Verfahren zu gewinnen. Eine überarbeitete Aufbereitung war vor allem notwendig, weil neuerdings hochaufgelöste Ombrometerdaten des Landesamtes für Umweltschutz (LfU) ab April 1997 zur Verfügung standen.

Für das Brugga-Einzugsgebiet selbst wurden sieben Niederschlagsmessstationen im bzw. außerhalb des Gebietes in die Regionalisierung des Niederschlags einbezogen, die z.T. längere Datenlücken aufweisen. Davon zeichnen nur drei Stationen mindestens im Stundentakt auf, während die restlichen Stationen Tagessammler des Deutschen Wetterdienstes (DWD) sind. Somit musste ein Verfahren zur zeitlichen Disaggregation der Tageswerte auf Stundenwerte angewandt werden. Dabei konnte auf Erfahrungen von KLEINHANS (2000) im Dreisam-Einzugsgebiet zurückgegriffen werden. Das Verfahren unterstellt, dass sich die prozentualen Niederschlagsverteilungen von benachbarten Stationen gleichen, während die Stationen sich in den absoluten Mengen des gefallenen Niederschlags, z.B. aufgrund der unterschiedlichen Höhenlage, unterscheiden. Zyklonale Niederschlagsereignisse dürften befriedigende Ergebnisse liefern, wohingegen diese Annahme bei konvektiven Niederschlägen mit hoher räumlicher Variabilität kritisch zu betrachten ist. Letztere Niederschlagsereignisse dürften auch zu den problematischen Fälle führen, in denen ein Tagessammler deutliche Werte aufgezeichnet hat, während der nächstgelegene



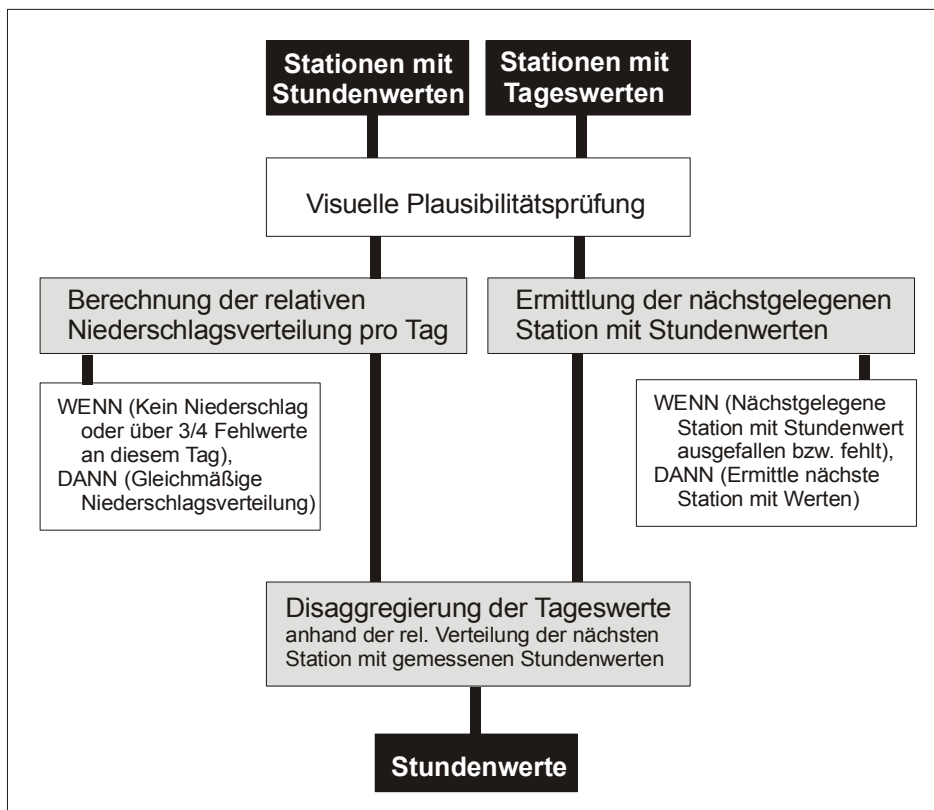


Abb. 6.1: Schematische Darstellung des angewandten Verfahrens zur Disaggregation der Tagessummen des Niederschlags auf Stundenwerte für das Brugga- bzw. Dreisam-Einzugsgebiet.

Stundenwertaufzeichner an diesem Tag sehr wenig oder gar keinen Niederschlag registriert. Um den Tageswert nun nicht willkürlich einer bestimmten Stunde zuzuordnen zu müssen, wird der Tageswert regelmäßig über den Tag verteilt. Mit diesem Ansatz wird versucht, die Niederschlagsabweichungen in Bezug auf die Regionalisierung, in der sich unrealistisch verteilte hohe Stundenwerte deutlich auswirken, gering zu halten.

Die Disaggregation der Tageswerte erfolgte Schritt für Schritt über programmierte Makros im Tabellenkalkulationsprogramm Excel. Abbildung 6.1 zeigt das zugrunde liegende Schema. Als Ergebnis lagen im Durchschnitt pro Zeitschritt für den Kalibrierungszeitraum insgesamt 5,9 und für den Validierungszeitraum 6,3 Niederschlagswerte pro Stunde vor.

### 6.2.1.2 Regionalisierung des Niederschlags

Der Niederschlag im Brugga-Einzugsgebiet wurde über eine Kombination des Inverse Distance Weighting-Verfahrens (IDW) und einem konstanten Höhenfaktor regionalisiert (vgl. Kapitel 5.3.1). Der Anteil des über den Höhenfaktor korrigierten Niederschlags wurde aufgrund des Bestimmtheitsmaßes der stündlichen Höhenregression von  $r^2 \approx 0,2$  auf 20 % festgelegt. Zusätzlich wurden verschiedene Gewichtungen visuell auf ihre Plausibilität geprüft und der Niederschlagseintrag mit der Wasserbilanz verglichen. Generell ist anzunehmen, dass die großräumige Struktur des Schwarzwaldes das Niederschlagsverhalten im Brugga-Einzugsgebiet vor allem bei zyklonalen Niederschlägen stärker bestimmt als die kleinräumigen Talstrukturen.

Für das IDW-Verfahren wurde der Radius, innerhalb dessen Messstationen in die Berechnung der betrachteten Zelle einfließen, auf sechs Kilometer gesetzt. Dieser Wert erscheint zwar hoch angesichts der relativ hohen Messstationsdichte, aber aufgrund zeitweiser Datenlücken kann nur so gewährleistet werden, dass für alle Stunden im Modellierungszeitraum genügend Messstationen zur Verfügung stehen.

Der Höhenfaktor wurde, wie in Kapitel 5.3.1 ausgeführt, aus den mittleren, windkorrigierten, jährlichen Niederschlagsmengen der Messstationen innerhalb des Modellierungszeitraums bestimmt. Da die Jahresniederschläge keine lineare Höhenabhängigkeit zeigen, wurde der Niederschlagshöhengradient über eine exponentielle Regression beschrieben (Abb. 6.2). Der schließlich relativ zum mittleren windkorrigierten Gebietsniederschlag von 1945 mm/a berechnete Höhenfaktor beträgt im Mittel 0,99 und bewegt sich zwischen 0,75 im Bereich Oberried und 1,06 am Feldberg. Die stärkere Reduktion des Niederschlags in den Talbereichen beruht auf der nicht-linearen Höhenregression, die in diesen Bereichen einen stärker Abfall der Niederschlagsmenge mit der Höhe propagiert.

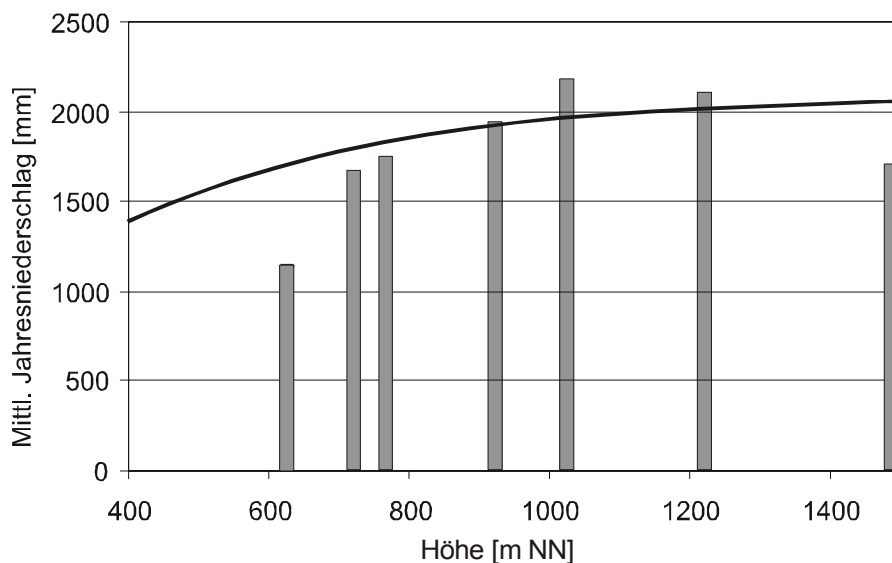


Abb. 6.2: Höhenabhängigkeit der mittleren, windkorrigierten Jahresniederschläge im Brugga-Einzugsgebiet im Zeitraum 01.08.94 - 31.07.99 mit angepasster exponentieller Funktion:

$$N = 2100 \cdot (1 - e^{(-0,0027 \cdot \text{Höhe})}); r^2 = 0,54$$

(Datengrundlage: DWD-Stationen: Zastler Tal (625 m NN), St. Wilhelm (920 m NN), Hofsgrund (1023 m NN), Feldberg (1486 m NN); UBA-Station: Schauinsland (1218 m NN); IHF-Stationen: Zastler Tal (720 m NN), St. Wilhelm (765 m NN))

## 6.2.2 Lufttemperatur

### 6.2.2.1 Datenauswahl

Wie in Kapitel 5.3.2 beschrieben zeigt die Lufttemperatur in gebirgigen Einzugsgebieten wie dem Brugga- bzw. Dreisam-Einzugsgebiet eine deutliche Höhenabhängigkeit. Zur Bestimmung der Höhenregression für das Brugga-Einzugsgebiet wurden zusätzlich die vorhandenen Klimastationen im Dreisam-Einzugsgebiet herangezogen, um einerseits mehr Werte für eine verlässliche Regressionsberechnung zu bekommen und andererseits das Fehlen von Klimastationen im niedrigergelegenen Bereich des Brugga-Einzugsgebiets auszugleichen. Im Dreisam-Einzugsgebiet stehen zehn Klimastationen zur Verfügung, von den sieben eine zeitliche Auflösung von mindestens einer Stunde liefern. An den drei Klimastationen

des DWD wird jeweils um 7:00, 14:00 und 21:00 Uhr ein Momentanwert gemessen. Zusammen mit den Datenlücken ergeben sich durchschnittlich 5,8 Messwerte pro Zeitschritt. Um zumindest eine tiefergelegene Station (unter 350 m NN) in der Höhenregression für das Dreisam-Einzugsgebiet zu berücksichtigen, wurde die Klimastation Freiburg-Mitte in die Berechnung einbezogen, wenn die ähnlich hoch gelegene Station Ebnet Datenlücken aufwies. Ansonsten wurde der stadtklimatische Einfluss an der Station Freiburg-Mitte, der sich in der im Vergleich meist deutlich höheren Lufttemperatur widerspiegelt, als nicht repräsentativ für das ländliche Resteinzugsgebiet angesehen.

### 6.2.2.2 Regionalisierung der Lufttemperatur

Die Regionalisierung der Lufttemperatur im Brugga-Einzugsgebiet erfolgte wie in Kapitel 5.3.2 beschrieben über abschnittsweise Höhengradienten, die das Höhenprofil in zwei Abschnitte unterteilen. Eine Ausnahme bildeten Zeitspannen, in denen alle Klimastationen der Mittellage Datenlücken aufwiesen, deshalb in solchen Fällen nur eine durchgehende Höhenregression berechnet wurde. Ansonsten wurde der Höhenbereich der Inversionsgrenze in Anlehnung an TRENKLE (1988) zwischen 600-800 m ü. NN vorgewählt. In diesen Bereich fallen vor allem die typischen Winterinversionen bei Hochdruckwetterlagen, deren richtige Erfassung bedeutenden Einfluss auf die Modellierung des Schneespeichers hat. Der genaue Höhenstützpunkt für die Berechnung der abschnittswisen Höhenregression wurde dann so festgelegt, dass am Höhenstützpunkt eine über den gesamten Untersuchungszeitraum möglichst geringe kumulative, absolute Abweichung zwischen den beiden Temperaturprofilen zu beobachten ist (Abb. 6.3). Im Untersuchungszeitraum liegt der Höhenstützpunkt bei 750 m ü. NN, wodurch die mittlere absolute Temperaturdifferenz dort 0,146 °C beträgt. Der dadurch bedingte Fehler scheint für die Regionalisierung der Temperatur im Brugga-Einzugsgebiet vertretbar.

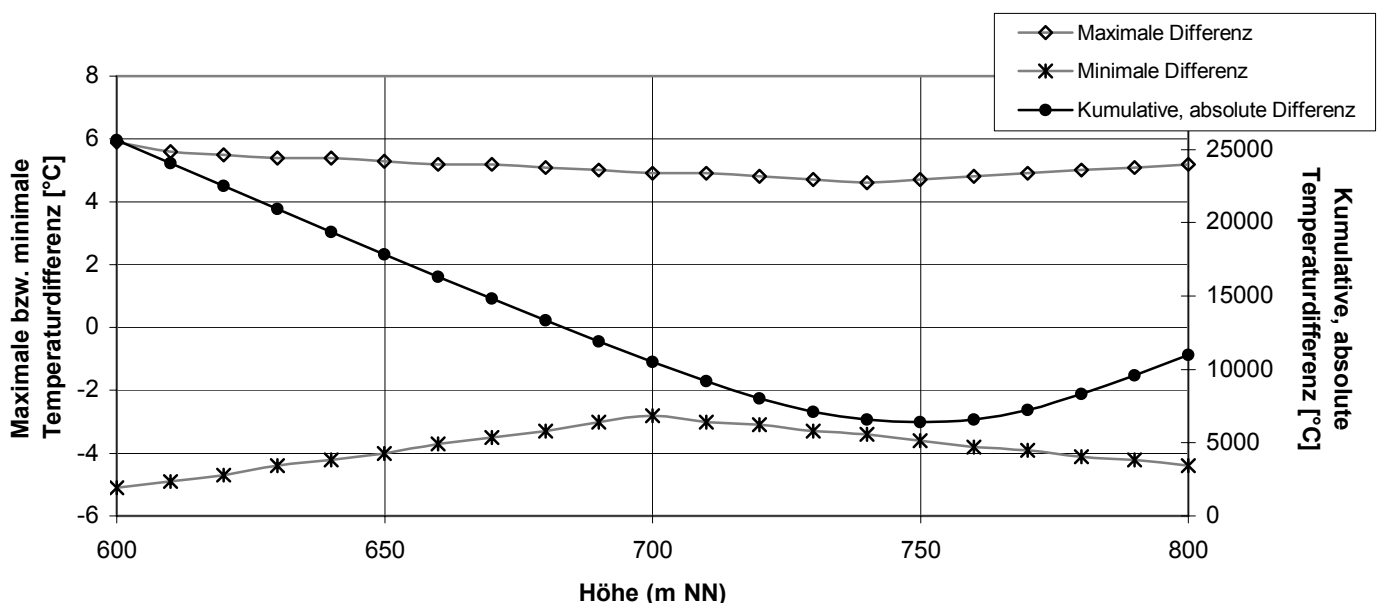


Abb. 6.3: Maximale und minimale Temperaturdifferenzen sowie kumulative, absolute Temperaturabweichung am Höhenstützpunkt bei unterschiedlich gewählten Teilabschnitten der stündlichen Höhenregression (Datengrundlage: 10 Klimastationen im Dreisam-Einzugsgebiet, Zeitraum: 01.08.94 – 31.07.99: 43824 h)

Abbildung 6.4 zeigt beispielhaft fünf Temperaturprofile als Ergebnis der Höhenregression, in denen sich teilweise unterschiedlich ausgeprägte Inversionswetterlagen widerspiegeln. Das Temperaturprofil am 11.08.96 ist hierbei ein Beispiel für eine relativ große Temperaturabweichung am Höhenstützpunkt. Die anderen Profile zeigen hingegen einen fließenderen Übergang. Die Ergebnisse stimmen gut mit den Ergebnissen von KLEINHANS (2000) überein, der mit dem Modell WaSiM-ETH eine im Ansatz vergleichbare, aber genauere Temperaturregionalisierung für das Dreisam-Einzugsgebiet durchführte.

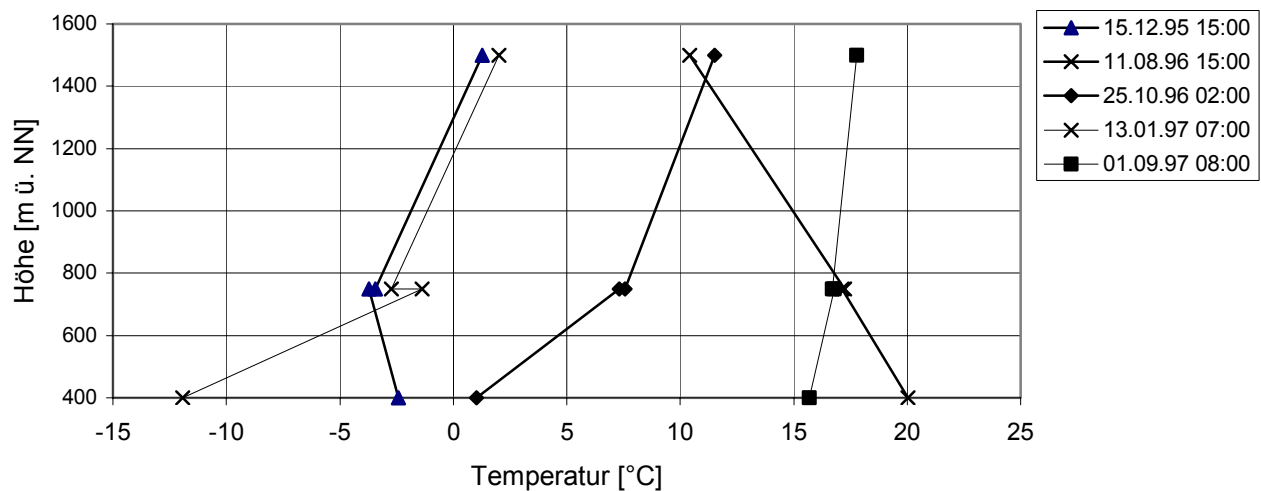


Abb. 6.4: Ausgewählte Temperaturprofile als Ergebnis der stündlichen, abschnittswisen Höhenregression im Brugga- bzw. Dreisam-Einzugsgebiet

### 6.2.3 Sonnenscheindauer

Die stündliche Sonnenscheindauer wird im Brugga-Einzugsgebiet nur an der Station Feldberg gemessen, so dass die DWD-Stationen Hinterzarten, Buchenbach und Freiburg in die Regionalisierung über das IDW-Verfahren einbezogen wurden (vgl. Kapitel 5.3.3). Die Werte lagen bereits als relative Stundenwerte von null bis eins vor.

### 6.2.4 Wind

Die Windgeschwindigkeit wird an den Stationen Schauinsland, Feldberg und St. Wilhelm in mindestens einstündiger Auflösung gemessen. Die Regionalisierung des Windes ist in einem gebirgigen Gebiet wie dem Brugga-Einzugsgebiet äußerst schwierig, da lokale Windsysteme die Geschwindigkeitsverteilung beherrschen und somit die Windgeschwindigkeit kleinräumig sehr variiert. Um dennoch die benötigten Winddaten für die Niederschlagsmessstationen, an denen keine Windgeschwindigkeit gemessen wird, zu übertragen, wurde die einfache direkte Übertragung der Daten mit wahrscheinlich großen Abweichungen gewählt. Dabei wurde sowohl die Windexposition der Messstationen, als auch die Lage zueinander

berücksichtigt. In umstrittenen Fällen wie der Station Hofgrund, die zwar der windexponierten Schauinsland-Station räumlich sehr nahe ist, aber in Bezug auf den Wind deutlich geschützter liegt, wurde das arithmetische Mittel zwischen der Station Schauinsland und der windgeschützteren Station St. Wilhelm berechnet. Trotz der Abweichungen stellt das angewandte Verfahren einen Kompromiss zwischen der Datenlage und der wirklichen Windgeschwindigkeitsverteilung dar.

## 6.2.5 Potentielle Evapotranspiration

Die potentielle Verdunstung im Brugga-Einzugsgebiet wurde, wie in Kapitel 5.3.3 und 5.3.4 beschrieben, im Modell ETP unter Berücksichtigung der Topographie, dem Sonnenstand und der gemessenen Sonnenscheindauer berechnet. Die an den Stationen Schauinsland und St. Wilhelm gemessene Globalstrahlung wurde zur Überprüfung der im Modell ETP simulierten Globalstrahlung verwendet.

## 6.2.6 Abfluß

Für den Zeitraum vom 01.07.95 – 19.05.99 lagen Abflussdaten des Pegels Oberried am Gebietsauslass des Brugga-Einzugsgebiets und des Pegels St. Wilhelmer Talbach am Auslass dieses Teileinzugsgebiets in stündlicher Auflösung zur Verfügung.

## 6.2.7 Raumbezogene Daten

### 6.2.7.1 Digitales Höhenmodell

Das Digitale Höhenmodell des Landesvermessungsamtes Baden-Württemberg mit 50 Meter-Rasterweite diente als Grundlage der räumlichen Modellierung. Da die aus Fernerkundungsdaten ermittelten Höhen nicht um die Bestandhöhe reduziert sind, ist vor allem in bewaldeten Gebieten mit einer Überschätzung der tatsächlichen Höhen zu rechnen.

### 6.2.7.2 Gerinne- und Entwässerungsnetz

Das Gerinnenetz im Brugga-Einzugsgebiet lag im Vektorformat vor, das aus der topographischen Karte TK50 bzw. stellenweise TK25 digitalisiert wurde. Um eine zufriedenstellende Überführung ins Rasterformat zu erreichen, wurden verschieden Verfahren erprobt. Als problematisch erwies sich dabei vor allem die Überschätzung der Zellen, die bei einer direkten Übertragung ins Rasterformat als Gerinnezellen definiert werden, wenn ein Fließgewässer beispielsweise durch leichtes Mäandrieren zwei nebeneinanderliegende Zellen schneidet oder eine Zelle nur an einer Ecke kreuzt (Abb. 6.5a). Dadurch kann sich u.U. die Fließstrecke durch das Zellenraster bedeutend verlängern. Eine möglichst enge Abfolge an Gerinnezellen, die den tatsächlichen Verlauf des Fließgewässers realistisch generalisiert nachbildet, wurde dadurch erreicht, dass das digitalisierte Gerinnenetz zunächst in ArcView in ein 25 Meter-Rasterformat übertragen wurde (Abb. 6.5b). Anschließend wurde dieses in PCRaster in ein 50 Meter-Raster

überführt, wodurch nur die Zellen als Gerinnezellen definiert wurden, die zu einem Großteil durchflossen und nicht nur peripher vom Gerinne geschnitten werden.

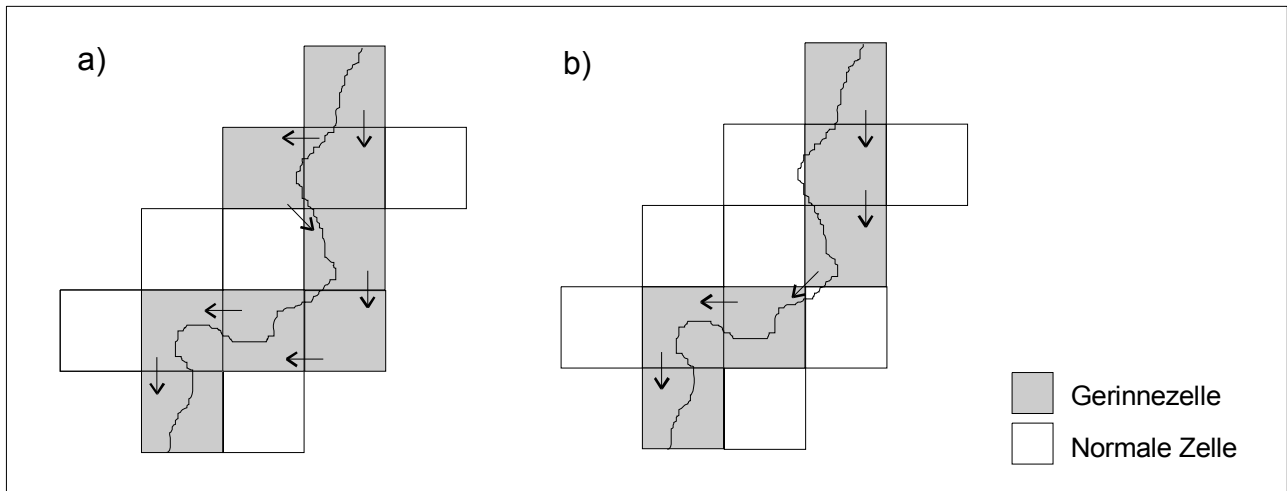


Abb. 6.5: Beispielhafte Ergebnisse der unterschiedlichen Übertragung des digitalisierten Fließgewässernetzes in das Rasterformat und die daraus resultierenden Entwässerungsrichtungen  
 a) Direkte Übertragung in das 50 Meter-Rasterformat  
 b) Übertragung zunächst in das 25 Meter- und anschließend in das 50 Meter-Rasterformat

Das so generierte Gerinnenetz wurde zunächst um alle versickernde Bäche von nur einer oder zwei Zellenlänge reduziert und anschließend wie in Kapitel 5.4 beschrieben in das digitale Höhenmodell eingebrannt. Bei versickerten Gerinnen musste dabei darauf geachtet werden, dass ein zu tiefes Einbrennen die hangabwärtsgerichtete Entwässerung nicht umkehrt. Im Allgemeinen wurde dies durch eine zeitweilige Erniedrigung der Gerinnezellen um 25 Metern erreicht. In wenigen Fälle musste der Gerinneverlauf oder die Entwässerungsrichtung abschließend von Hand geändert werden. Das entstandene Gerinnenetz zeigt Abbildung 6.9.

### 6.2.7.3 Gerinnelänge und -morphologie

Der kinematische Wellenansatz des Abflussroutings im Fließgewässer benötigt für jede Gerinnezelle die jeweilige Gerinnelänge, -breite und den Rauigkeitsbeiwert nach Manning.

Die Fließgewässer im Brugga-Einzugsgebiet wurden dazu in einheitlich große Gewässerabschnitte unterteilt, da dies eine eindeutigere Bestimmung des Simulationszeitschritts für das Abflussrouting erlaubt und somit ein stabileres Ergebnis liefert. Um die Gesamtfließstrecke in die Berechnung eingehen zu lassen, wurde die Gerinnelänge als gemittelte Fließstrecke pro Gerinnezelle aus der Länge der digitalisierten Fließgewässer und der Gesamtanzahl der Gerinnezellen bestimmt. Die in den Karten projizierte Fließlänge wurde dabei über die Hangneigung modifiziert. Die gemittelte Fließstrecke im Brugga-Einzugsgebiet beträgt 60,6 m pro Gerinnezelle. Die reale Fließstrecke ist aber wahrscheinlich noch länger, wie ein Vergleich mit im Untersuchungsgebiet gemessenen Fließgeschwindigkeiten zeigt (FRITZ 2001).

Die Gerinnebreite wurde über eine empirisch aufgestellte logarithmische Beziehung aus der lokalen Einzugsgebietsgröße ermittelt. Dazu wurden im Brugga-Einzugsgebiet dreißig Gerinnebreiten an verschiedenen Stellen aufgenommen und gegen ihre lokale Einzugsgebietsgröße aufgetragen (Abb. 6.6). Da die Beziehung für lokale Einzugsgebiete unter 0,5 km<sup>2</sup> unrealistische Werte liefert, wurde die Gerinnebreite dieser Zellen beziehungsunabhängig entsprechend der Geländebeobachtungen bestimmt. So bekamen lokale Einzugsgebiete unter 0,1 km<sup>2</sup> eine Gewässerbreite von 0,3 Metern, zwischen 0,1 und 0,3 km<sup>2</sup> von 0,6 Metern und zwischen 0,3 und 0,5 km<sup>2</sup> von 1,0 Metern zugeordnet. Die

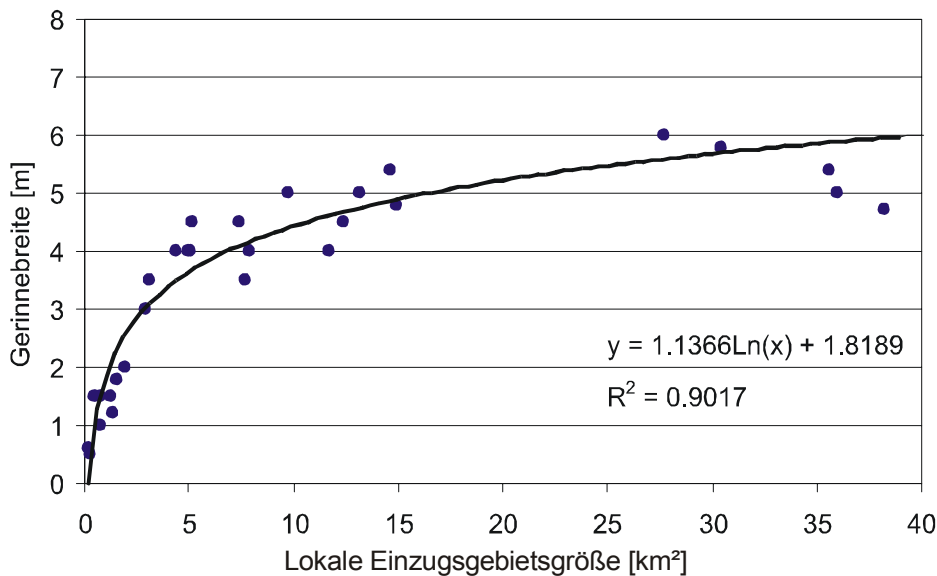


Abb. 6.6: Empirische Beziehung zwischen im Brugga-Einzugsgebiet gemessenen Gerinnebreiten und lokalen Einzugsgebietsgrößen (n = 30)

Verteilung der resultierenden Gerinnebreiten im Brugga-Einzugsgebiet zeigt Abbildung 6.9.

Der Rauigkeitsbeiwert nach Manning wurde im Gelände visuell in Anlehnung an BARNES 1967 abgeschätzt. Daraus wurde eine lineare Abhängigkeit des Rauigkeitsbeiwerts von der lokalen Einzugsgebietsgröße abgeleitet, die wie folgt lautet:

$$n = -0,0005 \cdot A_{EZG} + 0,08. \quad (6.1)$$

mit:  $n$ : Rauigkeitsbeiwert nach Manning [-]  
 $A_{EZG}$ : Lokale Einzugsgebietsgröße [km<sup>2</sup>]

Die Rauigkeitsbeiwerte bewegen sich demnach zwischen 0,08 für sehr kleine Bäche und 0,06 für die Brugga am Gebietsauslass.

#### 6.2.7.4 Fließweglänge

Über das Entwässerungsnetz kann in PCRaster die Länge der laterale Fließwege von einer einzelnen Zelle bis ins nächste Gerinne bestimmt werden. Dabei gehen im Brugga-Einzugsgebiet orthogonale Fließstrecken mit 50 m und diagonale mit 70,71 m ein. Die Fließweglänge kann bei Gebietsvergleichen, vor allem auch über die Anzahl der durchlaufenen Zellen, Anhaltspunkte für die Höhe der zu wählenden Speicher-

konstanten geben, da die Länge der Speicherkaskaden am Hang die Abflussganglinienform beeinflusst (vgl. Kapitel 5.5.4).

Im Brugga-Einzugsgebiet beträgt die durchschnittliche Fließweglänge bis ins Gerinne 235,3 m (Median 175,2 m; Maximum 1660 m). Der Median der Anzahl der durchflossenen Speicher liegt bei 2,6.

## 6.2.8 Raumgliederung

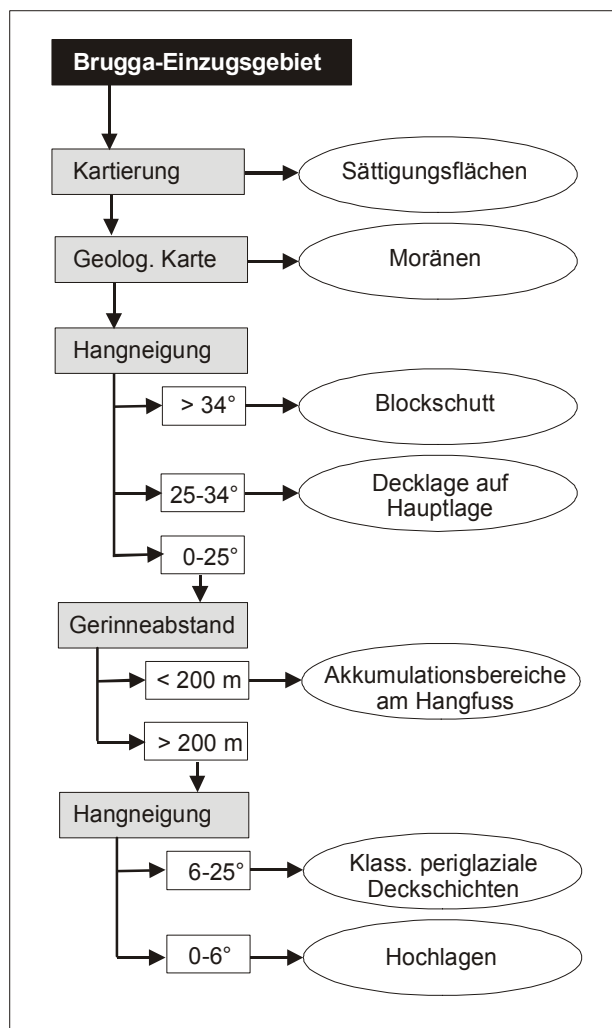


Abb. 6.7: Schematische Darstellung der schrittweisen Ausweisung der Raumgliederungszonen

Die Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse im Brugga-Einzugsgebiet wurden nach dem in Kapitel 5.5.1 beschriebenen Raumgliederungsansatz schrittweise ausgewiesen (Abb. 6.7). Zunächst wurden die von GÜNTNER (1997) im Brugga-Einzugsgebiet kartierten Sättigungsflächen in ArcView aus dem vorgelegenen Vektorformat ins 50 Meter-Rasterformat übertragen und ausgegliedert. Dabei wurde die Flächensumme der Sättigungsflächen annähernd erhalten (6,5 % statt 6,4 % der Gebietsfläche) und eine plausible Verteilung der gerasterten Zellen erzielt (Abb. 6.8). Analog dazu wurden die Moränenflächen behandelt, die aus der Geologischen Karte TK25 digitalisiert worden waren. Die Unterscheidung der restlichen Fläche beruhte vornehmlich auf der Hangneigung (vgl. Kapitel 5.5.1), die in PCRaster aus dem digitalen Höhenmodell berechnet wurde. Demnach wurde den Zellen mit einer Neigung steiler als 34 ° Blockschutt zugewiesen, während die Zellen zwischen 25-34 ° Hangneigung durch

die Lagerung der Decklage auf der Hauptlage charakterisiert werden. Die Zellen mit einer Hangneigung kleiner als 25 ° werden im nächsten Schritt bezüglich ihres Abstands zum Fließgewässer unterschieden, um die nur in ausgeprägten Tallagen vorzufindenden Akkumulationsbereiche am Hangfuß auszugliedern. Dabei wurde empirisch ein Abstand von kleiner als 200 Metern um diejenigen Gerinne festgelegt, die nach der über alle Zellen des Entwässerungsnetzes bestimmten Gewässerordnung nach Strahler einen Wert größer als Fünf haben. Die beiden Grenzwerte wurden so gewählt, dass sie am besten mit den Geländegegebenheiten übereinstimmten. Die verbleibenden Zellen der Hanglagen wurden schließlich



erneut über die Neigung differenziert. Die klassischen periglazialen Deckschichten nehmen dabei Zellen mit einer Neigung von  $6-25^\circ$  ein, während die Hochlagen ab einer Neigung kleiner als  $6^\circ$  anzutreffen sind. Die Siedlungsflächen, die in der Abflussbildungsroutine des TAC-D separat behandelt werden, wurden entsprechend der Landnutzungsclassifizierung, die auf einer Landsat-Aufnahme von 1993 beruht, ausgewiesen und anhand der topographischen Karte TK50 nachbearbeitet. So wurde z.B. die fälschliche Ausweisung von Felsflächen als Siedlungsflächen korrigiert.

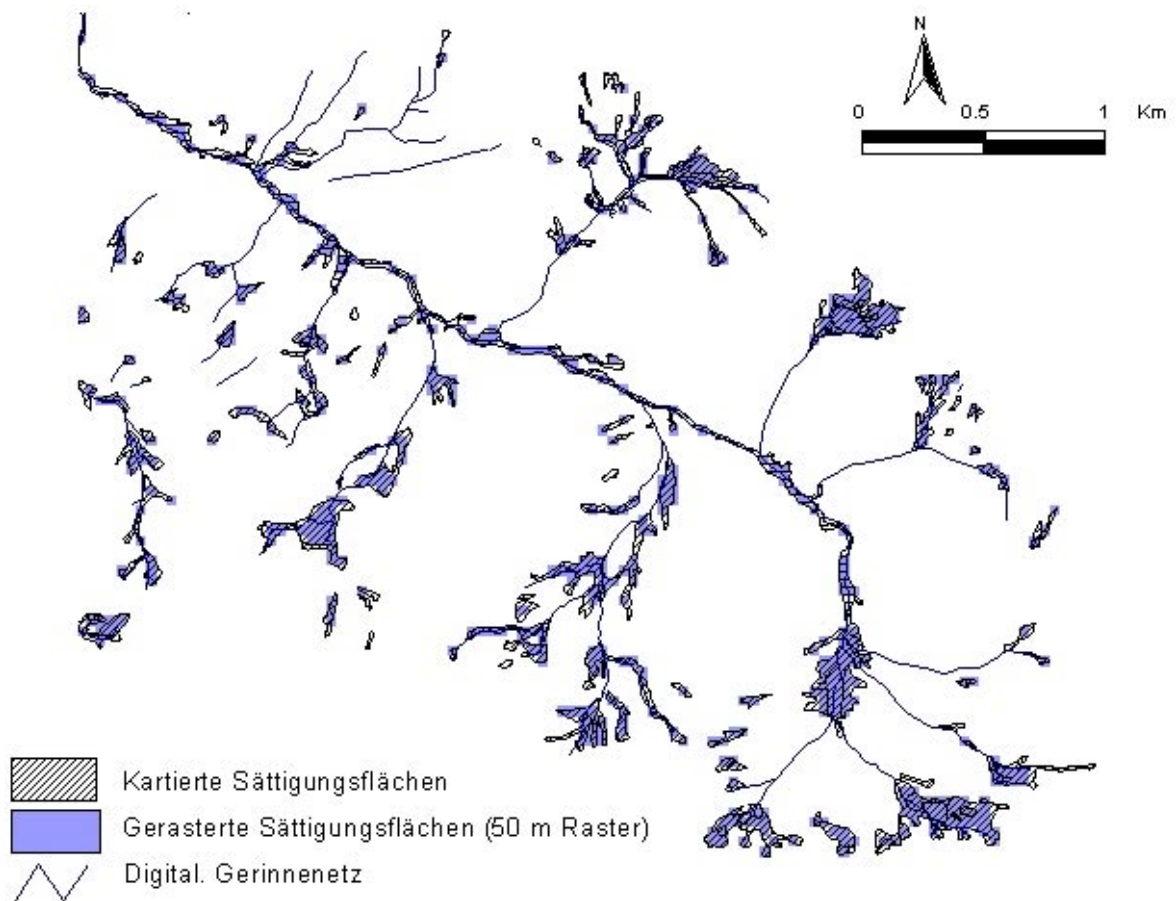


Abb. 6.8: Vergleich der gerasterten Sättigungsflächen mit den kartierten, digitalisierten Flächen im St. Wilhelmer Tal

## 6.2.9 Fazit

### 6.2.9.1 Preprocessing der meteorologische Eingangsdaten

Für die Anwendung des TAC-D im Brugga-Einzugsgebiet liegen im Untersuchungszeitraum meteorologische Eingangsdaten in insgesamt zufriedenstellender, zeitlicher und räumlicher Auflösung vor. Teilweise ist jedoch die Messnetzdicke der stündlich aufzeichnenden Klimastationen gering, so dass beispielsweise beim Niederschlag gemessenen Tageswerte über die nächstgelegene Station mit Stundenwerten in einem aufwendigen Verfahren disaggregiert werden müssen. Dies erhöht die Unsicherheit

der Niederschlagsdaten, da konvektive Niederschläge vor allem in ihrer zeitlichen Verteilung nur bedingt richtig erfasst werden. Die gebirgige Topographie des Einzugsgebiets dient zwar einerseits der Regionalisierung wie im Falle der Temperaturhöhenregression und der Höhenkorrektur des Niederschlags, andererseits erschwert sie aber eine einfache Regionalisierung wie z.B. in Bezug auf die Windgeschwindigkeit. Letztere kann wegen der hohen lokalen Variation im Brugga-Einzugsgebiet nur mäßig zufriedenstellend regionalisiert werden, da zu wenig aufzeichnende Stationen zur Verfügung stehen. Gleiches gilt für die gemessene Globalstrahlung. Der stattdessen gewählte Ansatz, diese über die Topographie, den Sonnenstand und die gemessene Sonnenscheindauer zu berechnen, ergibt jedoch sehr flächendetaillierte und plausible Werte. Die Temperaturverteilung im Brugga-Einzugsgebiet wird über die abschnittswisen Höhengradienten gut wiedergegeben, da so auch Inversionswetterlagen miteinbezogen werden. Die verfahrensbedingte Temperaturabweichung um den Höhenstützpunkt sollte jedoch durch eine verbesserte Berechnung der Höhenregression beseitigt werden.

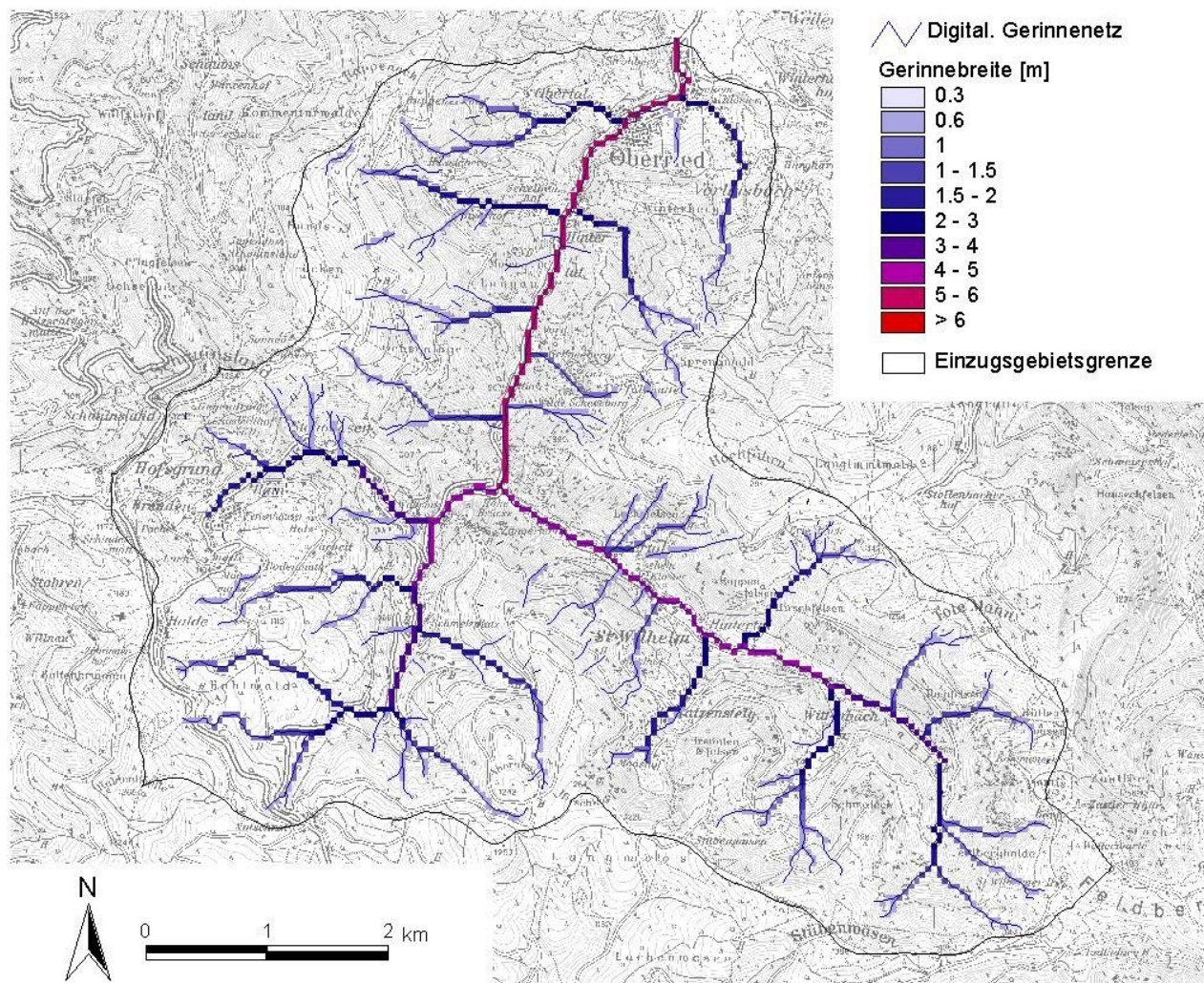


Abb. 6.9: Gerinnebreite der gerasteten Fließgewässer im Brugga-Einzugsgebiet, berechnet in Abhängigkeit von der lokalen Einzugsgebietsgröße

### 6.2.9.2 Preprocessing der Raumdaten

Die Rasterweite der Modellanwendung im Brugga-Einzugsgebiet wurde durch die Rasterweite des zugrunde liegenden Digitalen Höhenmodells auf 50 m beschränkt. Die dadurch bedingte Generalisierung der Topographie und der Flächenverteilung der abflussbildenden Prozesse erscheint jedoch ein akzeptabler Kompromiss zu sein zwischen einer physiographisch möglichst genauen Wiedergabe und einer konzeptionellen Abstraktion. Durch die Einbindung detaillierter Bearbeitungsmethoden konnte auch gerade in Bezug auf das Gerinnenetz eine wirklichkeitsnahe Wiedergabe erreicht werden, in der die erhobenen Geländedaten einfließen. Die im Brugga-Einzugsgebiet aufgestellte Raumgliederung nach dominanten Abflussbildungsprozessen basiert zwar vor allem bezüglich der Unterteilung der periglazialen Deckschichten nach der Hangneigung auf relativ groben Verallgemeinerungen, gibt jedoch den momentanen Wissensstand der stattfindenden hydrologischen Prozesse und ihrer Verteilung im Brugga-Einzugsgebiet weitgehend zufriedenstellend wieder.

## 6.3 Modellanwendung (Processing)

### 6.3.1 Modellierungszeitraum

Für die Modellanwendung im Brugga-Einzugsgebiet werden die vorhandenen Zeitreihen in eine Initialisierungs-, Kalibrierungs- und Validierungsphase aufgeteilt. Dies entspricht der üblicherweise empfohlenen Vorgehensweise, dem sogenannten „split sample test“. Jedoch wurde die Zeitreihe nicht, wie oftmals vorgeschlagen, in zwei gleichlange Teile zur Kalibrierung bzw. Validierung unterteilt, um eine zu lange Rechenzeit bei der Kalibrierung zu vermeiden.

Die dreimonatige Initialisierungsphase reicht vom 01.05.95 – 31.07.95 und dient dazu, die Speicher zu füllen bzw. ein repräsentatives Gleichgewicht zwischen ihnen herzustellen. Die Boden- und der Kluftgrundwasserspeicher werden zusätzlich bereits zu Beginn der Initialisierungsphase mit einer bestimmten Wassermenge gefüllt. Die einjährige Periode vom 01.08.95 – 31.7.96 wird zur Kalibrierung verwendet. Ihr Beginn wurde so gewählt, dass die Speicher relativ leer sind und kein Schnee mehr im Gebiet liegt. Zudem fallen in diesen Zeitraum sowohl zwei größere Winter- als auch zwei Sommerhochwasser, die sich gut für die Anpassung des Hochwasserverhaltens des Modells eignen. Der Validierungszeitraum umfasst die drei Folgejahre vom 01.08.96 – 31.07.99, in denen mehrere Hochwasser bei unterschiedlichen Randbedingungen liegen, so dass die Modellgüte hier gut geprüft werden kann.

### 6.3.2 Modellkalibrierung

Die Modellkalibrierung dient dazu die Simulation des TAC-D über einen Parametersatz optimal an das Brugga-Einzugsgebiet anzupassen. Die Kalibrierung erfolgte über ein Trial-Error-Verfahren, in welchem die Parameter manuell eingegeben werden und aufgrund der Güte der anschließend durchgeführten

Modellsimulation bewertet werden. Zur Beurteilung der Güte werden neben dem visuellen Vergleich der simulierten und der gemessenen Abflussganglinie auch zusätzliche Daten wie die Schneedeckenhöhe und vor allem berechnete, statistische Gütemaße herangezogen.

Aufgrund der langen Rechenzeit von durchschnittlich fünf Stunden pro Jahr wurde die Kalibrierung nur mit etwa 80 Modell- und Modellteildurchläufen durchgeführt. Dies war auch deswegen möglich, da bereits nach wenigen Durchläufen eine sehr gute Modellanpassung erreicht wurde und auf Erfahrungen von UHLENBROOK (1999) bei der Anwendung des TAC-Modells im Brugga-Einzugsgebiet zurückgegriffen werden konnte. Der damaligen Anwendung lagen mehr als 70 000 Kalibrierungsdurchläufe zugrunde. Auf ein „Feintuning“ der Modellparameter bzw. eine Monte-Carlo-Simulation, in der eine Vielzahl möglicher Parameterkombinationen getestet wird, wurde im Rahmen dieser Arbeit aus Zeitgründen verzichtet.

Tabelle 6.1: Optimierter Parametersatz von TAC-D im Brugga-Einzugsgebiet nach der Kalibrierung im Zeitraum 01.08.95 - 31.07.96

Parameter	Beschreibung	Bestimmungsmöglichkeit	Wert [Einheit]	
<b>Niederschlagskorrektur</b>				
<i>cWindA</i>	Korrekturfaktore	Kalibrierung	1,01	[-]
<i>cWindB</i>	Niederschlag	Kalibrierung	0,01	[s m <sup>-1</sup> ]
<b>Niederschlagsregionalisierung</b>				
<i>cPrecRadius</i>	max. Entfernung beim IDW-Verfahren	Stationsdichteabhängig	6000	[m]
<i>cPrecIDWPart</i>	Anteil des nur über IDW regionalisierten Niederschlags	Abschätzung über Bestimmtheitsmaß der Höhenregression	0,8	[-]
<b>Schneeroutine</b>				
	<u>Temperaturschwellenwerte:</u>	Kalibrierung		
<i>cTT</i>	- Schneefall	(Richtwerte in Literatur)	0,1	[°C]
<i>cTT_melt</i>	- Schneeschmelze auf offener Fläche		0,5	[°C]
<i>cTT_melt_forest</i>	- Schneeschmelze im Wald		1,5	[°C]
<i>cCFMAX</i>	Stunden-Grad-Faktor	Kalibr. (Richtwerte in Literatur)	0,075	[mm °C <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup> ]
<i>cCWH</i>	Koeffizient für Wasserspeicherung	Literatur (BERGSTRÖM 1992)	0,1	[-]
<i>cFR</i>	Koeffizient für Wiedergefrieren	Literatur (BERGSTRÖM 1992)	0,05	[-]
<b>Direktabfluss von Siedlungsflächen</b>				
<i>cUrbanSplit</i>	Versiegelungsgrad	Literatur [PESCHKE ET AL. 1999)	0,4	[-]
<b>Bodenroutine</b>				
<i>cLP</i>	Reduktion der potentiellen Verdunstung	Literatur (MENZEL 1997)	0,6	[-]
	<u>max. Speicherkapazität des Bodens:</u>	über bodenphysikalische Eigenschaften und Landnutzung abschätzbar		
<i>cFC_H</i>	- Hochlagen		250	[mm]
<i>cFC_P</i>	- klass. periglazialen Deckschichten		130	[mm]
<i>cFC_D</i>	- Decklage auf Hauptlage		90	[mm]
<i>cFC_B</i>	- Blockschuttbereiche		30	[mm]
<i>cFC_F</i>	- Akkumulationsbereiche am Hangfuß		200	[mm]
<i>cFC_M</i>	- Moränen		220	[mm]



**Bodenroutine (Fortsetzung)**

	<u>Bodenparameter</u>	Kalibrierung bzw. über boden-physikalische Eigenschaften abschätzbar		
<i>cBETA_H</i>	- Hochlagen		3,6	[-]
<i>cBETA_P</i>	- klass. periglazialen Deckschichten		3,0	[-]
<i>cBETA_D</i>	- Decklage auf Hauptlage		2,5	[-]
<i>cBETA_B</i>	- Blockschuttbereiche		2,0	[-]
<i>cBETA_F</i>	- Akkumulationsbereiche am Hangfuß		3,0	[-]
<i>cBETA_M</i>	- Moränen		3,5	[-]
<b>Abflussbildungsroutine</b>				
<u>Zonen der Hochlagen</u>				
<i>cH_K</i>	Speicherkonstante	Kalibrierung	0,001	[h <sup>-1</sup> ]
<u>Zonen mit klassischen periglazialen Deckschichten</u>				
<i>cP_K_u</i>	Speicherkonstante der Hauptlage	Kalibrierung (wie <i>cD_K_l</i> )	0,024	[h <sup>-1</sup> ]
<i>cP_K_l</i>	Speicherkonstante d. Zersatz-/Basislage	Kalibrierung	0,005	[h <sup>-1</sup> ]
<i>cP_T</i>	Sickerung von Haupt- zu Basislage	Kalibrierung	0,2	[mm h <sup>-1</sup> ]
<i>cP_H</i>	Begrenzung der unteren Speicherfüllung	Kalibrierung	400	[mm]
<u>Zonen mit Decklage auf Hauptlage</u>				
<i>cD_K_u</i>	Speicherkonstante der Decklage	Kalibr. (wie <i>cB_K</i> & <i>cF_K_u</i> )	0,2	[h <sup>-1</sup> ]
<i>cD_K_l</i>	Speicherkonstante der Hauptlage	Kalibrierung (wie <i>cP_K_u</i> )	0,024	[h <sup>-1</sup> ]
<i>cD_T</i>	Sickerung von Deck- zu Hauptlage	Kalibrierung	0,6	[mm h <sup>-1</sup> ]
<i>cD_H</i>	Begrenzung der unteren Speicherfüllung	Kalibrierung	80	[mm]
<u>Zonen mit Blockschutt</u>				
<i>cB_K</i>	Speicherkonstante	Kalibr. (wie <i>cD_K_u</i> & <i>cF_K_u</i> )	0,2	[h <sup>-1</sup> ]
<u>Zonen der Akkumulationsbereiche am Hangfuß</u>				
<i>cF_K_u</i>	Speicherkonstante des Grobmaterials	Kalibr. (wie <i>cB_K</i> & <i>cD_K_u</i> )	0,2	[h <sup>-1</sup> ]
<i>cF_K_l</i>	Speicherkonstante des Feinmaterials	Kalibrierung	0,007	[h <sup>-1</sup> ]
<i>cF_T</i>	Sickerung von Grob- zu Feinmaterial	Kalibrierung	0,6	[mm h <sup>-1</sup> ]
<i>cF_H</i>	Begrenzung der unteren Speicherfüllung	Kalibrierung	15080	[mm]
<u>Zonen mit Moränen</u>				
<i>cM_K</i>	Speicherkonstante	Kalibrierung	0,002	[h <sup>-1</sup> ]
<u>Zonen mit Sättigungsflächen</u>				
<i>cMTD</i>	Muldenrückhalt	Kalibrierung	30	[mm]
<i>cMTD_K</i>	Speicherkonstante	Kalibrierung	0,01	[h <sup>-1</sup> ]
<u>Kluftgrundwasser</u>				
<i>cGW_K</i>	Speicherkonstante	Kalibrierung	0,001	[h <sup>-1</sup> ]
<i>cGW_H</i>	Begrenzung der Speicherfüllung	Abschätzung nach Gebietseigenschaften	1000	[mm]
<i>cAll_P</i>	Sickerung von Deckschichten ins Kluftgrundwasser (bis auf Sättigungsflächen)	Kalibrierung	0,075	[mm h <sup>-1</sup> ]
<u>Allgemein für alle oberen Speichersysteme</u>				
<i>cUS_H</i>	Begrenzung der Speicherfüllung	Abschätzung nach Gebietseigenschaften	800	[mm]
<b>Abflussrouting</b>				
<i>sStreamWidth</i>	Gerinnebreite	Geländeaufnahme	0,3-6,1	[m]
<i>sStreamLength</i>	Gerinnelänge pro Zelle	Kartenanalyse	60,6	[m]
<i>cN</i>	Rauhigkeitsbeiwert nach Manning	Geländeaufnahme	0,06–0,08	[m <sup>1/3</sup> s <sup>-1</sup> ]
<i>cBeta</i>	Parameter des kinemat. Wellenansatzes	Literatur (CHOW ET AL. 1988)	0,6	[-]
<i>cTimeStep</i>	Zeitschrittlänge des Abflussroutings	abhängig von Gerinnelänge	60	[s]

Als Parameter dienten zum einen empirisch bzw. physikalisch abgeleitete Literaturwerte oder physiographische Kennwerte, die anhand der Gebietseigenschaften abgeschätzt wurden. Andere Parameter sind nicht direkt messbar oder ableitbar, sondern dienen vor allem der Kalibrierung. Dennoch wird, wenn möglich, wie beispielsweise bei den Speicherkonstanten versucht, anfängliche Referenzwerte über Analogiebetrachtungen zu gewinnen. So diene das Verhältnis der abgeschätzten hydraulischen Durchlässigkeiten ( $k_f$ -Werte) der jeweiligen vorherrschenden Substratart der Speicher zueinander als Ausgangspunkt der Speicherkonstanten-Kalibrierung. Im Sinne einer prozessorientierten Modellierung unterstützt dieser Ansatz auch die Plausibilität der Simulation. Die in dieser Arbeit optimierten Parametersätze und ihre Bestimmungsmöglichkeiten fasst Tabelle 6.1 zusammen.

Tabelle 6.2:: Gütemaße der Abflusssimulation von TAC-D im Brugga- bzw. St. Wilhelmer Talbach-Einzugsgebiet für den Kalibrierungszeitraum (01.08.95 - 31.07.96) im Vergleich mit der Anwendung des WaSiM-ETH (KLEINHANS 2000) im gleichen Kalibrierungszeitraum

Gütemaße	Brugga	Talbach	Brugga (WaSiM-ETH)
Modelleffizienz, $R_{eff}$ [-]	0,939	0,852	0,818
Log. Modelleffizienz, $\ln R_{eff}$ [-]	0,987	0,896	0,805
Bestimmtheitsmaß, $r^2$ [-]	0,942	0,984	(k.A.)
Volumenfehler, $VE$ [ $\text{mm a}^{-1}$ ]	- 44	- 49	2

In der Kalibrierung wurde eine äußerst gute Anpassung der simulierten Abflussganglinie der Brugga an die gemessene erreicht, die sowohl die Hochwasserdynamik als auch die Höhe der Mittel- und Niedrigwasser sehr gut wieder gibt. So wurden auch entsprechend gute Gütemaße in der Kalibrierungsperiode erzielt (Tabelle 6.2). In die Modelleffizienz  $R_{eff}$  nach NASH & SUTCLIFFE (1970) gehen dabei Hochwässer stärker ein, weshalb zusätzlich die logarithmische Transformation der Abflüsse zur besseren Beurteilung der Mittel- und Niedrigwässer mit  $\ln R_{eff}$  betrachtet wurde. Hier konnte eine außergewöhnlich hohe Güte erreicht werden. Der Volumenfehler  $VE$  als aufs Jahr standardisierte Differenz zwischen gemessenem und simuliertem Abfluss zeigt einen leichten, simulierten Wasserüberschuss an. Der Werte im Einzugsgebiet des St. Wilhelmer Talbachs sind im allgemeinen schlechter, was zum einen daran liegt, dass die Kalibrierung anhand des Abflusses der Brugga erfolgte. Zum anderen machen sich in kleineren Einzugsgebieten Abweichungen z.B. bei der Regionalisierung der Klimadaten stärker bemerkbar, die in größeren Einzugsgebieten u.U. durch die Überlagerung verschiedener Teilabflüsse wieder ausgeglichen werden (vgl. hierzu das Visualisierungsbeispiel in Kapitel 7.2.5). Die Gütemaße des TAC-D im Brugga-Einzugsgebiet liegen im Vergleich zur Anwendung des WaSiM-ETH (KLEINHANS 2000) im selben Zeitraum, der dort auch zur Kalibrierung auf Stundenwertbasis diene, höher (Tabelle 6.2). Jenes Modell wurde jedoch im gesamten Dreisam-Einzugsgebiet angewandt.

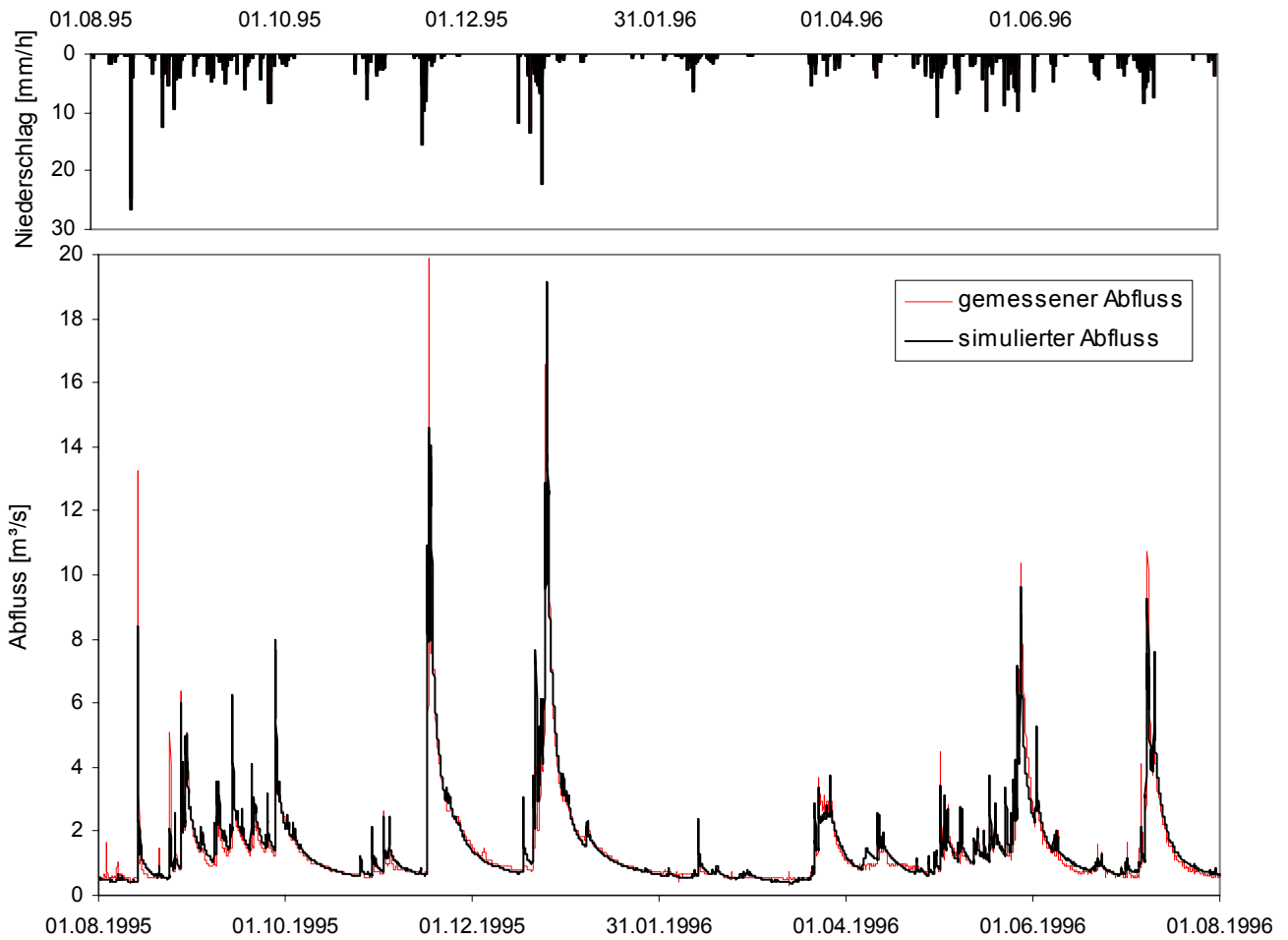


Abb. 6.10: Niederschlags-Abfluss-Simulation für das Brugga-Einzugsgebiet in der Kalibrierungsperiode (01.08.95-31.07.99)

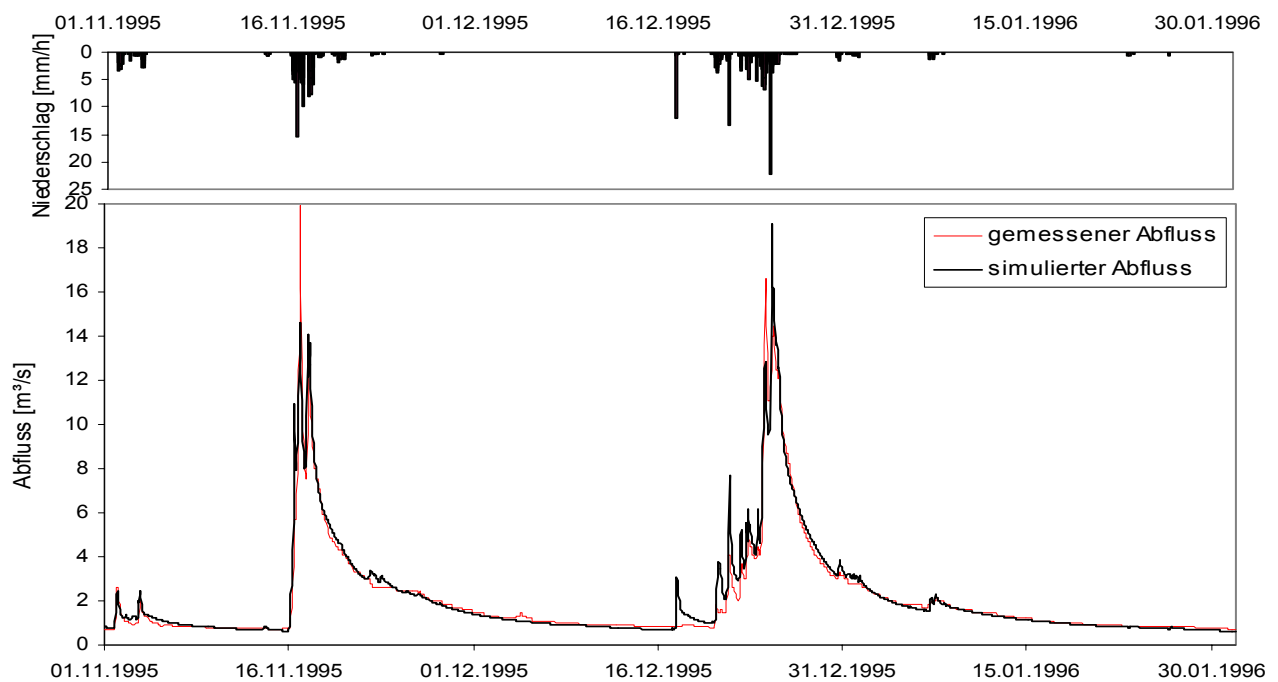


Abb. 6.11: Ausschnitt aus der Niederschlags-Abfluss-Simulation für das Brugga-Einzugsgebiet während zweier Winterhochwässer in der Kalibrierungsperiode

Abbildung 6.10 und 6.11 zeigen die gemessene und die simulierte Abflussganglinie während der gesamten Kalibrierungsperiode bzw. während zweier Winterhochwässer. Hier fällt auf, dass die Höhe der Hochwasserspitzen in der Simulation meist nicht ganz getroffen wird und dass kleinere Niederschlagsereignisse oftmals einen kleinen Anstieg des Abflusses simulieren, den die gemessene Ganglinie nicht zeigt. Dies deutet auf ein teilweises Fehlen einer dämpfenden Komponente bei der Abflussbildung hin.

### 6.3.3 Modellvalidierung

Die Güte der Modellierung im Brugga-Einzugsgebiet ist in der Validierungsperiode nicht so gut wie in der Kalibrierungsperiode. Tabelle 6.3 zeigt Ergebnisse der unterschiedlichen Jahre. Besonders schlecht wurde das Jahr 96/97 modelliert. Hier zeigte jedoch auch die Anwendung des WaSiM-ETH (KLEINHANS 2000) entsprechend schlechte Ergebnisse, so dass die Ursache wohl in einer unzureichenden Datengrundlage während dieser Periode liegt. So ist beispielsweise der aufgezeichnete Niederschlag an den Stationen Schauinsland und Hofgrund in dieser Zeit unverhältnismäßig hoch. Dies spiegelt sich auch in dem simulierten Wasserüberschuss und der meist überschätzten Ganglinie in dieser Periode wieder. Insgesamt

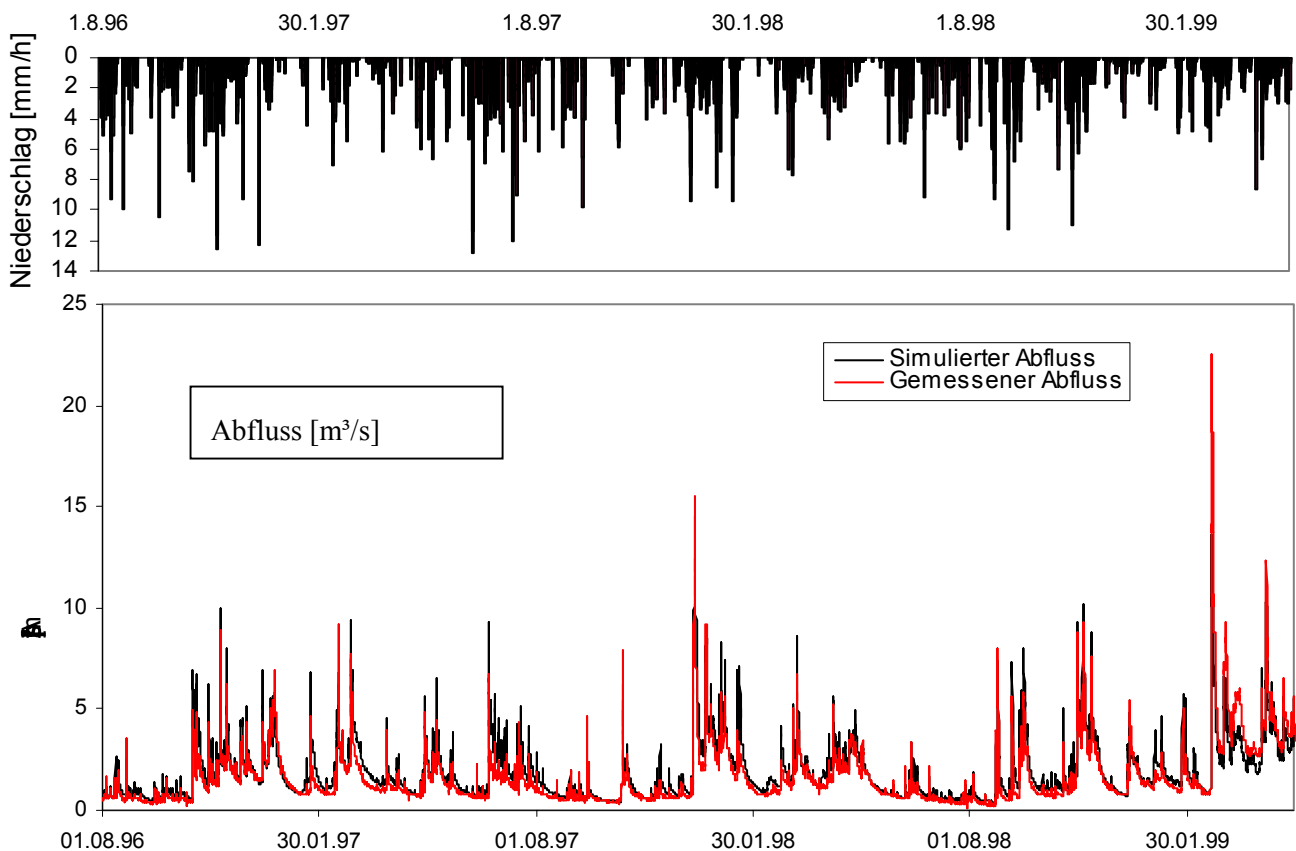


Abb. 6.10: Niederschlags-Abfluss-Simulation für das Brugga-Einzugsgebiet in der Validierungsperiode (01.08.96 - 31.07.99)



Tabelle 6.3: Gütemaße der Abflusssimulation von TAC-D im Brugga- bzw. St. Wilhelmer Talbach-Einzugsgebiet für den Validierungszeitraum (01.08.96 - 31.07.99) im Vergleich mit der Anwendung des WaSim-ETH (KLEINHANS 2000) im selben Validierungszeitraum

			Gütemaße	Brugga	Talbach	Brugga (WaSiM-ETH)
Gesamtperiode: 1.8.96 – 31.7.99			Modelleffizienz, $R_{eff}$ [-]	0,803	0,846	0,768
			Log. Modelleffizienz, $\ln R_{eff}$ [-]	0,834	0,868	0,788
			Bestimmtheitsmaß, $r^2$ [-]	0,827	0,848	(k.A.)
			Volumenfehler, $VE$ [mm a <sup>-1</sup> ]	-175	-58	(k.A.)
Erstes Jahr: 1.8.96 – 31.7.97			Modelleffizienz, $R_{eff}$ [-]	0,629	0,725	0,380
			Log. Modelleffizienz, $\ln R_{eff}$ [-]	0,725	0,794	0,66
			Bestimmtheitsmaß, $r^2$ [-]	0,834	0,809	(k.A.)
			Volumenfehler, $VE$ [mm a <sup>-1</sup> ]	-283	-169	-278
Zweites Jahr: 1.8.97 – 31.7.98			Modelleffizienz, $R_{eff}$ [-]	0,779	0,876	0,823
			Log. Modelleffizienz, $\ln R_{eff}$ [-]	0,818	0,876	0,888
			Bestimmtheitsmaß, $r^2$ [-]	0,909	0,878	(k.A.)
			Volumenfehler, $VE$ [mm a <sup>-1</sup> ]	-252	-34	-41
Drittes Jahr: 1.8.98 – 31.7.99			Modelleffizienz, $R_{eff}$ [-]	0,828	0,852	0,783
			Log. Modelleffizienz, $\ln R_{eff}$ [-]	0,868	0,883	0,765
			Bestimmtheitsmaß, $r^2$ [-]	0,847	0,896	(k.A.)
			Volumenfehler, $VE$ [mm a <sup>-1</sup> ]	+ 12	+145	-23

zeigen die Ergebnisse der Validierung jedoch, dass die Modellierung zufriedenstellende Ergebnisse lieferte. So wurde die Dynamik und die Form der Abflussganglinie gut simuliert (Abb. 7.12).

Zur besseren Beurteilung der Modellgüte sollten weiteren Untersuchungen im Sinne einer Multiple-response validation durchgeführt werden. Abb. 7.13 zeigt hierzu beispielhaft die Simulation des Wasseräquivalents der Schneedecke im Vergleich zur gemessenen Schneedecke am Feldberg. Die Dynamik des Schneedeckenauf- und -abbaus wird dabei gut wiedergegeben, jedoch wird die Dauer der Schneebedeckung und die Höhe der Schneedecke, als Anhaltspunkt aus dem Wasseräquivalent nach Literaturwerten umgerechnet, deutlich unterschätzt. Dies deutet u.U. auf eine ungenügende Korrektur des festen Niederschlags an der Station Feldberg hin.

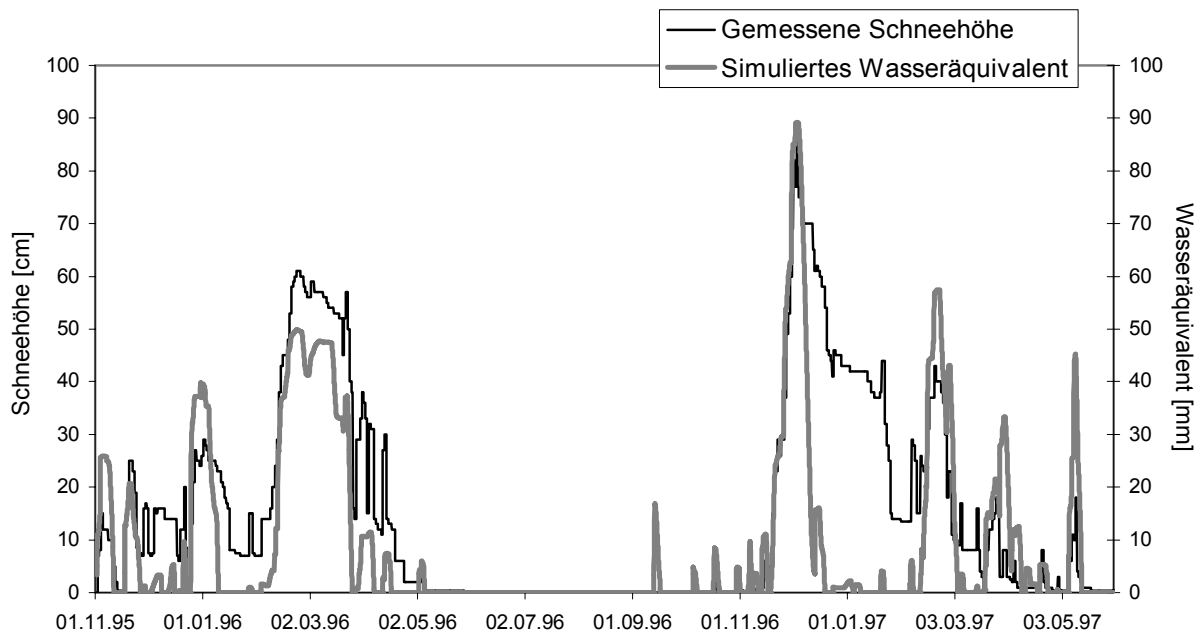


Abb. 6.11: Simulation der Schneedecke als Wasseräquivalent an der Station Feldberg im Vergleich zur gemessenen Schneedecke

## 6.4 Fazit

Die Anwendung des TAC-D im Brugga-Einzugsgebiet erbrachte sehr gute Ergebnisse. Vor allem in der einjährigen Kalibrierungsperiode konnte eine ausgesprochen gute Simulation des Abflusses und seiner Dynamik erreicht werden ( $R_{\text{eff}} = 0,94$ ), aber auch in der dreijährigen Validierungsperiode wurde eine zufriedenstellende Güte erzielt ( $R_{\text{eff}} = 0,80$ ). Im Teileinzugsgebiet des St. Wilhelmer Talbachs war die Modelleffizienz in beiden Perioden geringer ( $R_{\text{eff}} = 0,85$  bzw.  $R_{\text{eff}} = 0,77$ ). Insgesamt konnte die Eignung des TAC-D als flächendetailliertes, prozessorientiertes Einzugsgebietsmodell gezeigt werden.

Die teilweise parallel zur Modellentwicklung durchgeführte Anwendung des TAC-D im Brugga-Einzugsgebiet half ferner Schwachstellen und Probleme bereits bei der Modellentwicklung zu erkennen und so entsprechende Lösungsansätze in das Modell zu integrieren. Dabei wurde versucht, weitgehendst allgemeine und weniger gebietsspezifische Ansätze einzubauen, um bei einer Anwendung in anderen Einzugsgebieten keine grundlegenden Modelländerungen vornehmen zu müssen. Inwieweit dieses Ziel erreicht wurde, werden zukünftige Arbeiten zeigen.

## 7 Visualisierung der Modellergebnisse

### 7.1 Konzeption

Bereits im semi-distribuierten TAC-Modell können zusätzliche Daten wie Schneespeicherung oder Teileinzugsgebietsabflüsse zur Multiple-response Validierung der Modellanwendung eingesetzt werden. Dieser Ansatz gewinnt im TAC-D vor allem durch die räumliche Diskretisierung weiter an Bedeutung. So kann das Verhalten bestimmter Flächen, Speicher oder Kontrollzellen sowie Teil-Einzugsgebiete über die Zeit beobachtet werden und in Ganglinien bzw. (animierten) Kartenfolgen visualisiert werden. Eine derartige Visualisierung der Modellergebnisse erlaubt einen Einblick in die prozessorientierte Simulation und stellt ein wichtiges Hilfsmittel bei der Modellbewertung dar. Auch kann sie der Veranschaulichung hydrologischer Prozesse und ihrer modelltechnischen Umsetzung z.B. in der Lehre dienen.

PCRaster bietet die Möglichkeit, während des Modelldurchlaufs je nach Fragestellung den Status eines jeden beliebigen Zellattributs oder einer Übergabegröße auszugeben und zu speichern (Abb. 7.1). Dies kann in Form einer kontinuierlichen Ganglinie für eine oder mehrere bestimmte Zellen oder gemittelt bzw. aufsummiert für ein bestimmtes Gebiet bzw. eine Klasse (z.B. Teileinzugsgebiet, Bodenklasse etc.) erfolgen. Des weitern lassen sich fortlaufend oder zu bestimmten Zeitpunkten Karten der gewünschten Größen ausgeben, die im PCRaster-Programm Display bzw. Drape in 2-D- bzw. 3-D-Darstellung als einzelne Karten oder animierte Kartenfolgen gezeigt werden können.

Im folgenden Unterkapitel sollen die Möglichkeiten der Visualisierung anhand von ausgewählten Modellergebnissen der Anwendung von TAC-D im Brugga-Einzugsgebiet gezeigt werden.

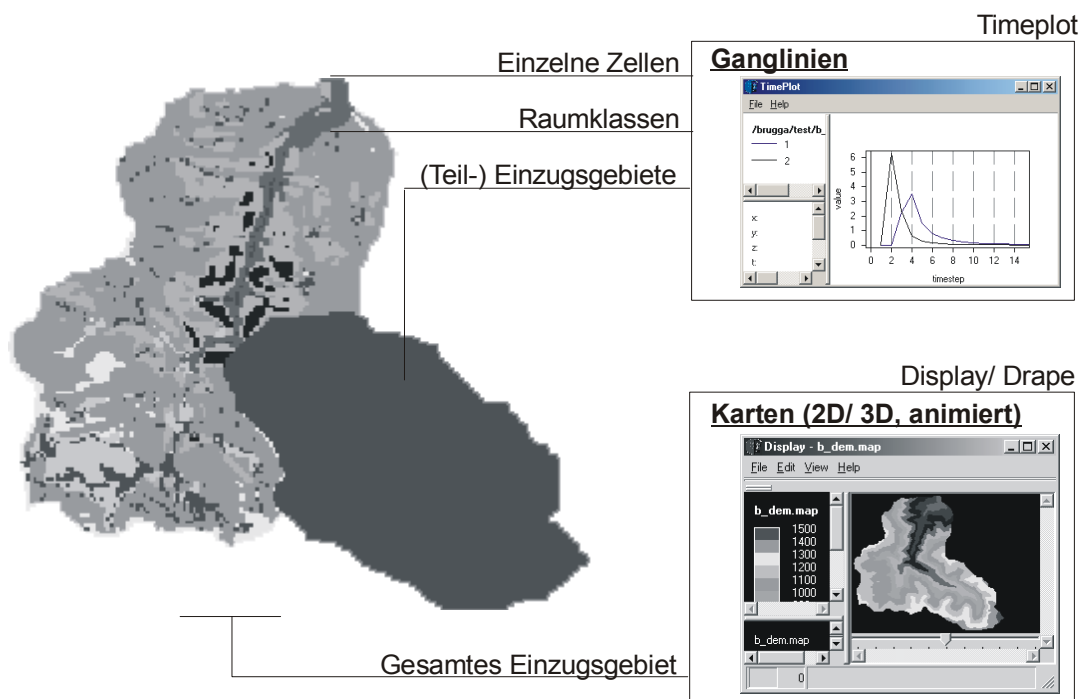


Abb. 7.1: Übersicht über die Visualisierungsmöglichkeiten von Ganglinien und (animierten) Kartenfolgen mit den PCRaster-Programmen Timeplot, Display und Drape

## 7.2 Visualisierungsbeispiele im Brugga-Einzugsgebiet

### 7.2.1 Niederschlagsverteilung

Niederschlagskarten lassen sich für jeden Zeitpunkt der Modellanwendung ausgeben. Dadurch lassen sich die Niederschlagsverteilung in bestimmten Zeiträumen näher betrachten und z.B. die Ergebnisse der Niederschlagsregionalisierung visuell überprüfen. Beispiele hierzu sind Abbildung 5.1 und 7.17.

### 7.2.2 Verteilung der Verdunstung über einen Tag

Die potentielle Verdunstung wird im Verdunstungsmodell ETP berechnet und gibt für jeden Zeitschritt eine Karte der potentiellen Verdunstung aus, die TAC-D als Eingangsdatei dient. Abbildung 7.2 und 7.3 geben den Verlauf der stündlichen potentiellen Verdunstung am 1. Mai 1995 als Beispiel für einen sonnigen, relativ unbewölkten Frühjahrsstag wieder. Dabei lässt sich in der Visualisierung die Bedeutung der verschiedenen Einflussfaktoren auf die Verdunstung gut beobachten. So macht sich z.B. in den Morgen- und Abendstunden die unterschiedliche Exposition der Hänge besonders bemerkbar. Am Morgen zeigen die Osthänge die höchsten Verdunstungswerte im Brugga-Einzugsgebiet (Abb. 7.2, 6:00-9:00 Uhr), wohingegen die noch beschatteten Westhänge sehr geringe Werte haben. Am Spätnachmittag und Abend kehrt sich die Situation um (Abb. 7.3, 15:00-18:00 Uhr). Die maximalen Verdunstungswerten an den Südhängen im nördlichen Teil des Brugga-Einzugsgebiets in der Stunde von 12:00-13:00 Uhr (Abb. 7.3) verdeutlichen ferner den Einfluss der höheren Temperatur in den tieferen Lagen im Vergleich zu den höher gelegenen Südhängen. Abbildung 7.8 zeigt hierzu die höhenabhängige Verteilung der mittleren Tagestemperatur am 1. Mai 1995 und Abbildung 7.9 das dazugehörige Temperaturprofil. Während in der Mittagsstunde von 12:00-13:00 Uhr die relative Sonnenscheindauer sehr gleichmäßig übers Gebiet verteilt ist (Abb. 7.3), paust sich ihre räumliche Variabilität in anderen Stunden deutlich durch (Abb. 7.2, 11:00-12:00 Uhr, Abb. 7.3, 14:00-15:00). Besonders auffällig ist der Einfluss der Bewölkung auf die Globalstrahlung in der Stunde von 13:00-14:00 Uhr, die erheblich geringere Verdunstungswerte als die Stunde davor hat (Abb. 7.3). Der beobachtete Abfall der Globalstrahlung zeigt sich auch in den gemessenen und simulierten Tagesgängen der Globalstrahlung an der Klimastation St. Wilhelmer Tal am 1. Mai 1995 (Abb. 7.4). Der Verlauf der beiden Ganglinie dient auch als Beispiel der relativ guten Anpassung der simulierten Globalstrahlung (vgl. Kapitel 8.5).

Abbildung 7.5 gibt schließlich die Tagessumme der potentiellen Verdunstung am 1. Mai 1995 als Resultat der kombinierten Einflussfaktoren Topographie, Temperatur, Sonnenstand und –scheindauer wieder. Zur Veranschaulichung der topographischen Begebenheiten im Brugga-Einzugsgebiet werden Hangneigung und Exposition in Abbildung 7.6 bzw. 7.7 dargestellt.

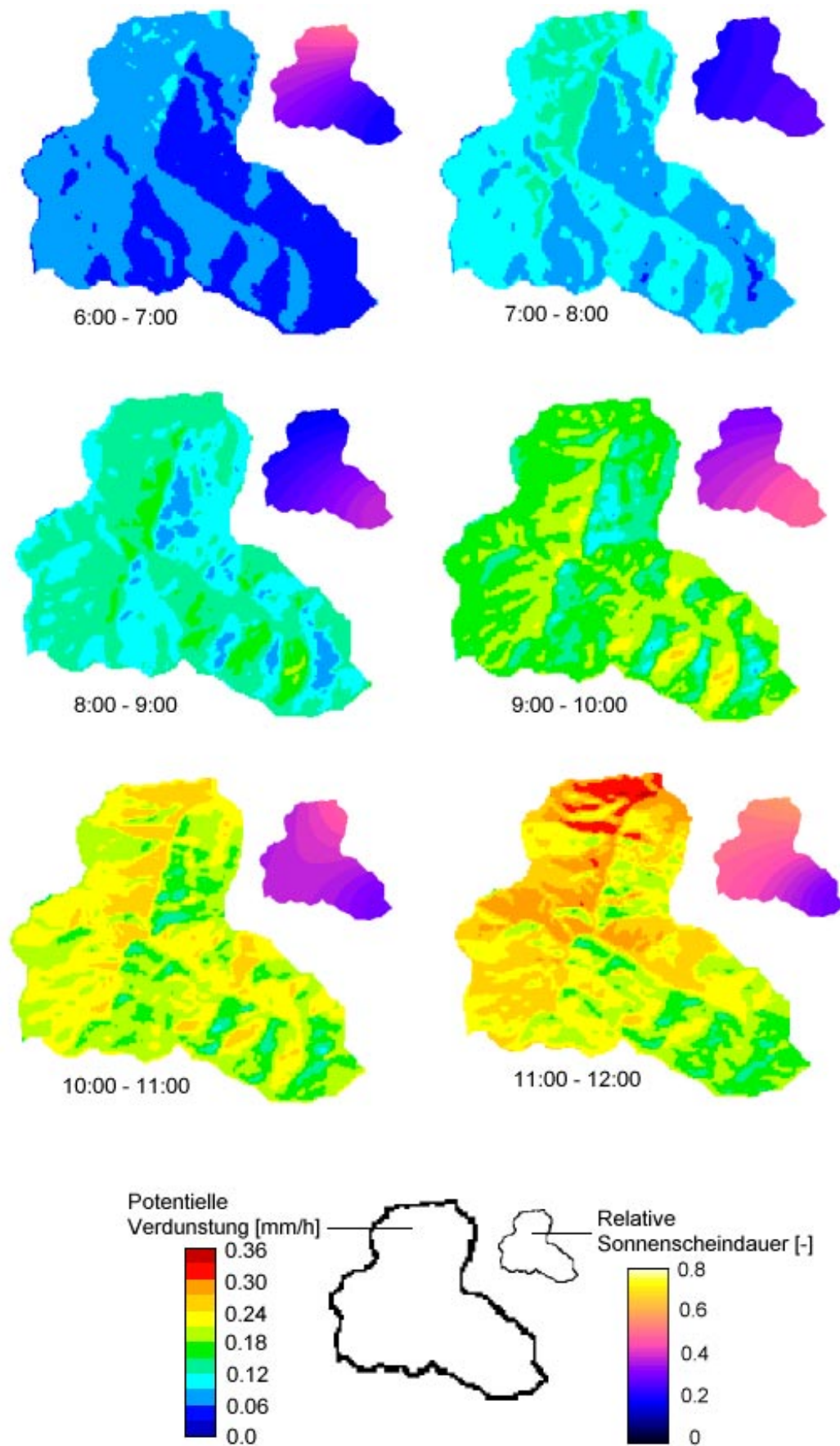


Abb. 7.2: Stündliche potentielle Verdunstung und relative Sonnenscheindauer im Brugga-Einzugsgebiet am 1. Mai 1995 von 6:00 – 12:00 Uhr (Vor 6:00 Uhr erfolgte noch kaum Verdunstung.)

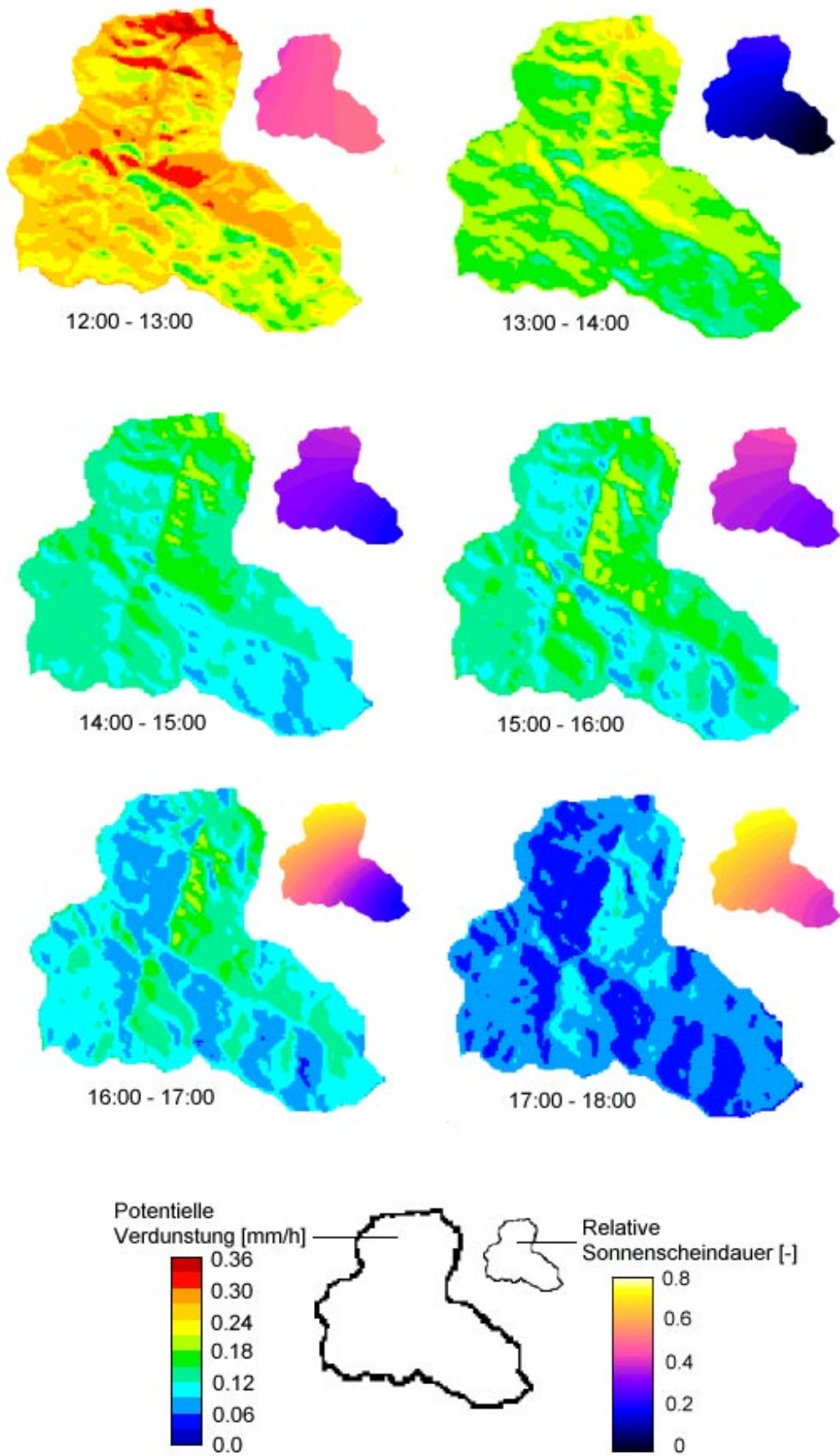


Abb. 7.3: Stündliche potentiellen Verdunstung und relative Sonnenscheindauer im Brugga-Einzugsgebiet am 1. Mai 1995 von 12:00 – 18:00 Uhr (Nach 18:00 Uhr erfolgte kaum Verdunstung mehr.)



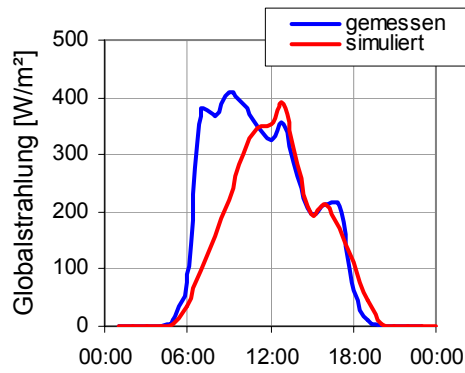


Abb. 7.4: Tagesgang der gemessenen und simulierten Globalstrahlung an der Station St. Wilhelmer Tal am 1. Mai 1995

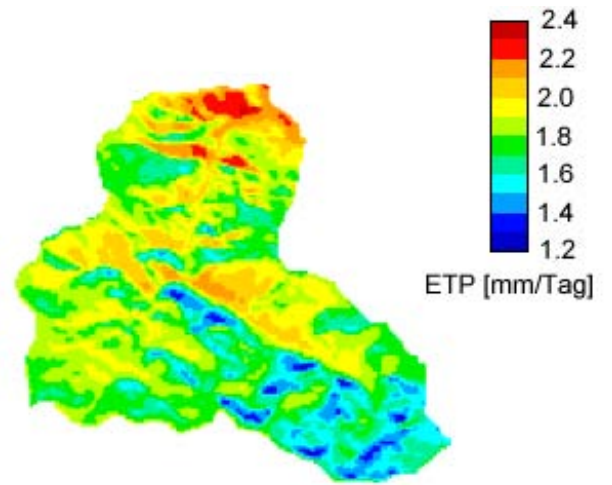


Abb. 7.5: Tagessumme der potentiellen Verdunstung im Brugga-Einzugsgebiet am 1. Mai 1995



Abb. 7.6: Hangneigung im Brugga-Einzugsgebiet



Abb. 7.7: Exposition im Brugga-Einzugsgebiet

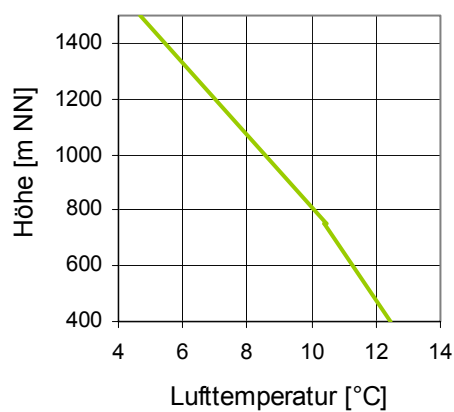


Abb. 7.9: Über die abschnittsweise Höhenregression berechnetes Profil der Tagesmitteltemperatur im Brugga-Einzugsgebiet am 1. Mai 1995

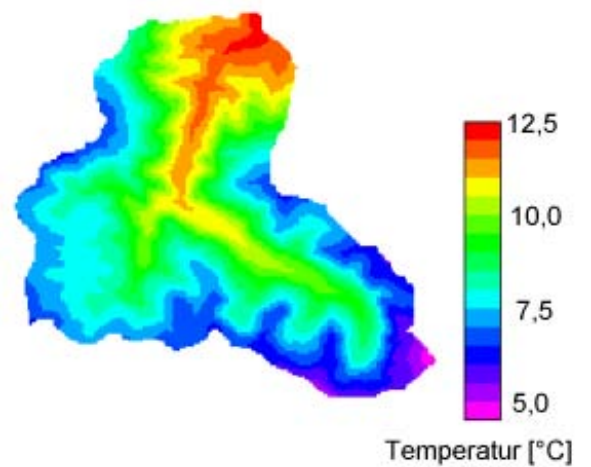


Abb. 7.8: Mittlere Lufttemperatur im Brugga-Einzugsgebiet am 1. Mai 1995

### 7.2.3 Auf- und Abbau der Schneedecke

Die Höhe und Verteilung der Schneedecke kann im TAC-D, als Wasseräquivalent ausgedrückt, für jeden Zeitschritt in einer Karte dargestellt werden. Beispielhaft wird hier der Auf- und teilweise Abbau der Schneedecke im Brugga-Einzugsgebiet vom 17.11.95 – 28.11.95 anhand der mittäglichen Schneehöhe visualisiert (Abb. 7.12). Ergänzend werden in Abbildung 7.10 die Ganglinien der gemessenen und simu-

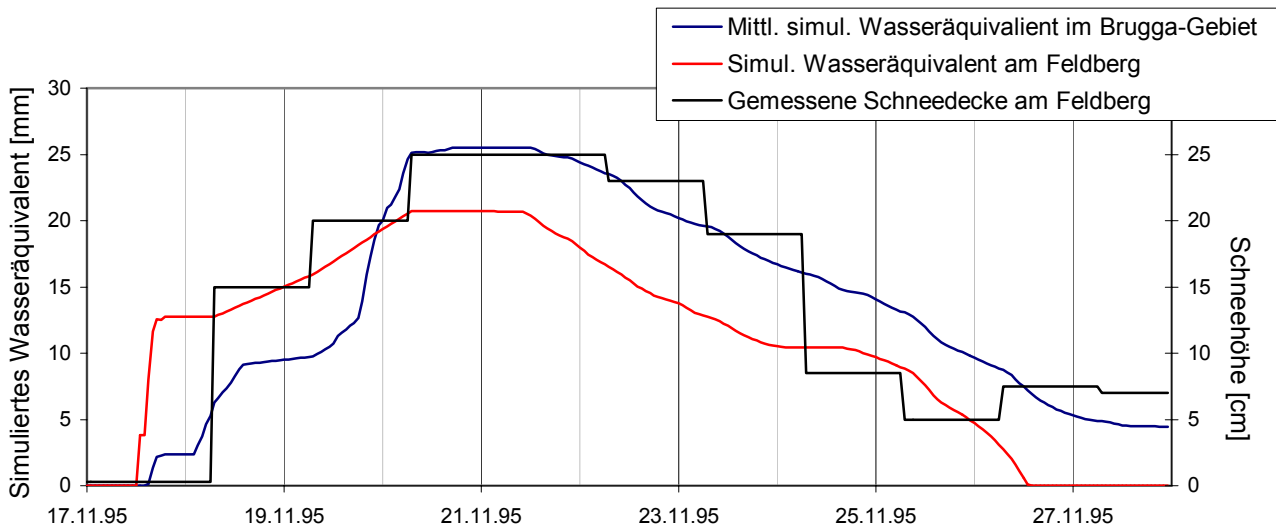


Abb. 7.10: Simuliertes Wasseräquivalent der Schneedecke und gemessene Schneehöhe am Feldberg bzw. übers Brugga-Einzugsgebiet gemittelt

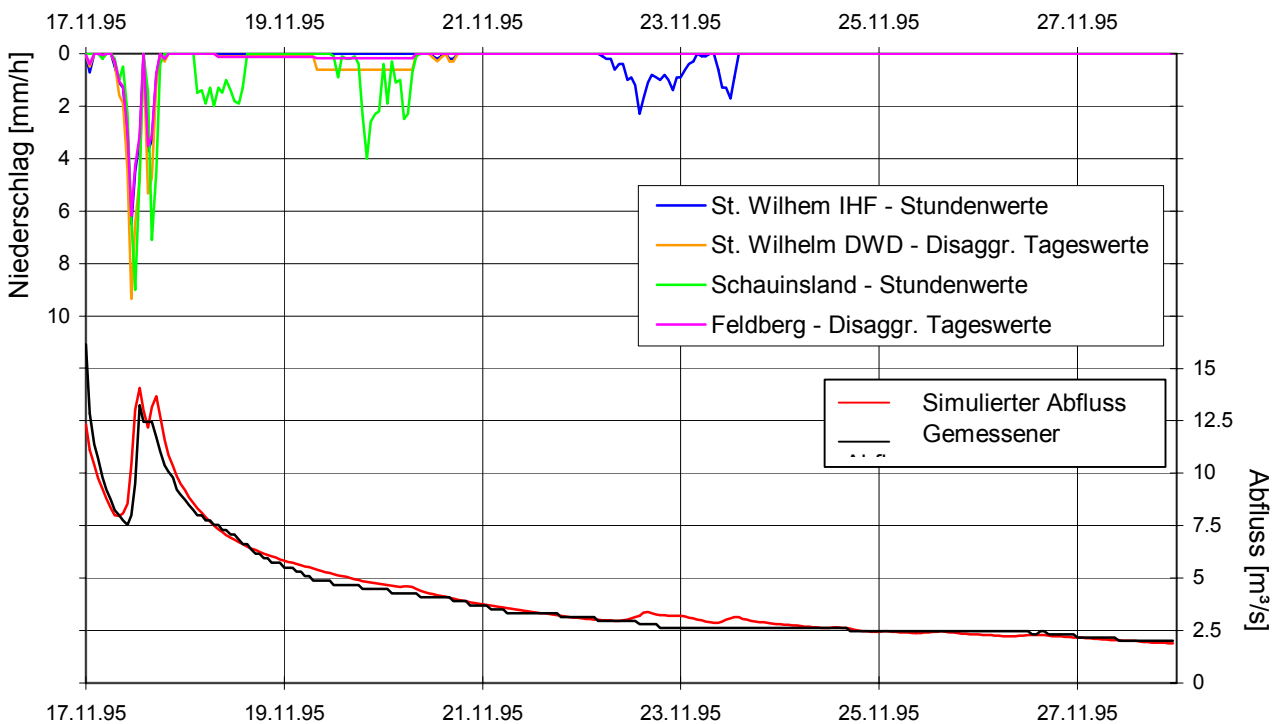


Abb. 7.11: Aufgezeichneter Niederschlag ausgewählter Stationen im Brugga-Einzugsgebiet sowie simulierter und gemessener Abfluss am Pegel Oberried vom 17.11.95-28.11.95 (Die Niederschlagsstundenwerte sind zur besseren Unterscheidung als Linien verbunden dargestellt.)



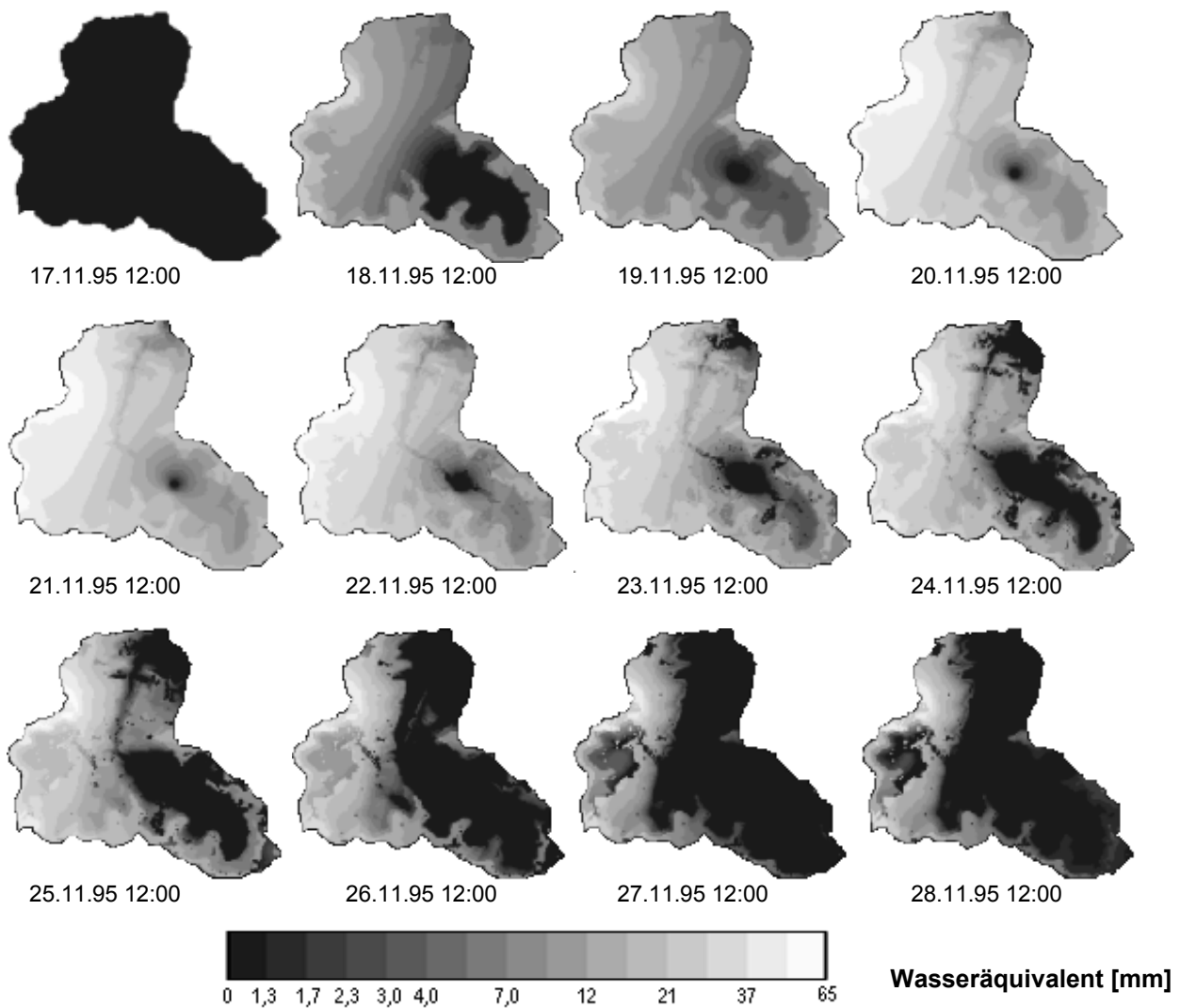


Abb. 7.12: Simulation des Auf- und Abbaus der Schneedecke vom 17.11.95 - 28.11.95, dargestellt als Wasseräquivalent

lierten Schneehöhen bzw. der Wasseräquivalente für den Feldberg und übers Brugga-Einzugsgebiet gemittelt sowie in Abbildung 7.11 die Abflüsse und gemittelten Niederschläge während dieser Periode wiedergegeben.

In der Kartenabfolge der Schneedecke lässt sich der Einfluss der Niederschlagsregionalisierung auf die Verteilung der Schneedecke deutlich erkennen. Der westlichen Teil des Brugga-Einzugsgebiets erhält durch die hohen gemessenen Niederschläge an den Stationen Schauinsland und Hofgrund in dieser Untersuchungsperiode im Allgemeinen mehr Schnee als der östliche Teil (vgl. Abb. 7.12). Des weiteren deckt die Visualisierung der Schneedecke die wahrscheinlich fehlerhafte Niederschlagsaufzeichnung der IHF-Station St. Wilhelmer Tal in der Zeit vom 19.11.95 bis 24.11.95 auf, durch die sich vor allem am 20. und 21.11.95 ein unrealistisches Schneeloch um die Station herum ergibt. Der Vergleich der aufgezeichneten Niederschläge bestätigt diese Annahme: die IHF-Station registriert am 19. und 20.1.95 keinerlei Niederschläge, während die benachbarten Stationen des DWD sehr wohl Niederschläge aufzeichnen. Letztere werden aufgrund des zeitlichen Disaggregierungsverfahrens gleichmäßig über den Tag verteilt.

Die IHF-Station zeichnet dafür um drei Tage versetzt am 22. und 23.11.95 als einzige Station im Brugga-Einzugsgebiet Niederschläge auf (Abb. 7.10, oben). Dieses wahrscheinlich fehlerhaft aufgezeichnete Nieder-schlagsereignis prägt sich auch in der simulierten Abflussganglinie am Pegel Oberried durch, die in diesem Bereich merklich von der gemessenen Ganglinie abweicht (Abb. 7.11, unten).

Aus der Visualisierung der Schneedecke wird auch der Einfluss der höhenabhängigen Temperaturverteilung auf die Bildung von festem Niederschlag deutlich. Während des Niederschlagsereignisses am 17.11.95 fällt zunächst nur in den Hochlagen Schnee (Abb. 7.12), wohingegen die flüssigen Niederschläge im restlichen Einzugsgebiet ein kleines Hochwasserereignis in der Brugga auslösen. Dieses wird von TAC-D sehr gut wiedergegeben (Abb. 7.10). Die sinkenden Temperaturen im Verlauf des Tages führen schließlich dazu, dass die dann fallenden Niederschläge auch in den tieferen Lagen als Schnee gespeichert werden. So lässt sich auf der Karte der Schneeverteilung am nächsten Tag (18.11.95) erkennen, dass die Schneedecke im westlichen Teil des Brugga-Einzugsgebiets durch die dort höheren, nächtlichen Niederschläge bis in die Tallagen hinunterreicht, während im östlichen Teil nur die höhergelegenen Bereiche Schnee bedeckt sind (Abb. 7.12)

Zu guter Letzt zeigt die Kartenabfolge der Schneedeckensimulation auch den Einfluss der unterschiedlich parametrisierten Schneeschmelze für bewaldete und unbewaldete Gebiete. Demnach schmilzt der Schnee auf freien Flächen bereits bei einer geringeren Lufttemperatur als im geschützteren Wald. Besonders deutlich wird dies in der Zeit 26.1.95-28.11.95 auf den Freiflächen um die Ortschaft Hofgrund herum, die früher als die umliegenden bewaldeten Gebiete schneefrei werden (Abb. 7.12).

## 7.2.4 Speicherinhalt und Speicherauslauf

Im TAC-D lässt sich der zeitliche Verlauf aller Speicherinhalte oder –ausläufe für bestimmte Zellen oder übers Gebiet gemittelt als Ganglinien visualisieren. Beispiel hierfür ist die Speicherfüllung der Sättigungsflächen (Abb. 7.13), aus der deutlich wird, wann die Sättigungsflächen im Mittel zum Direktabfluss beitragen, und dass sie nie gänzlich trocken fallen. Hierbei muss jedoch beachtet werden, dass eine genauere Aussage eine weitere Differenzierung der räumlichen Lage der betrachteten Sättigungsflächen bedingt. Demnach sind Sättigungsflächen am Hangfuß tendenziell feuchter und tragen damit öfter zum Direktabfluss bei, als beispielsweise Sättigungsflächen auf undurchlässigen Moränenschichten in den Hochlagen.

Ein weiteres Beispiel ist die mittlere Füllung des Kluftgrundwasserspeichers, die eine relativ geringe Jahresschwankung zeigt (Abb. 7.14). Der Anteil des insgesamt aus dem Kluftgrundwasserspeicher auslaufenden Basisabflusses am Gesamtabfluss kann Abbildung 7.15 entnommen werden. Demnach liefert der Kluftgrundwasserspeicher eine relativ gleichbleibenden Abflusskomponente, die nur bei Hochwasserereignissen leicht ansteigt. Auch hier gilt, dass eine zusätzliche räumliche Visualisierung der Grundwasserspeicherinhalte und –ausläufe weitere Erkenntnisse liefern kann, in der sich beispielsweise konvergierende Fließwege oder Quellaustritte zeigen.

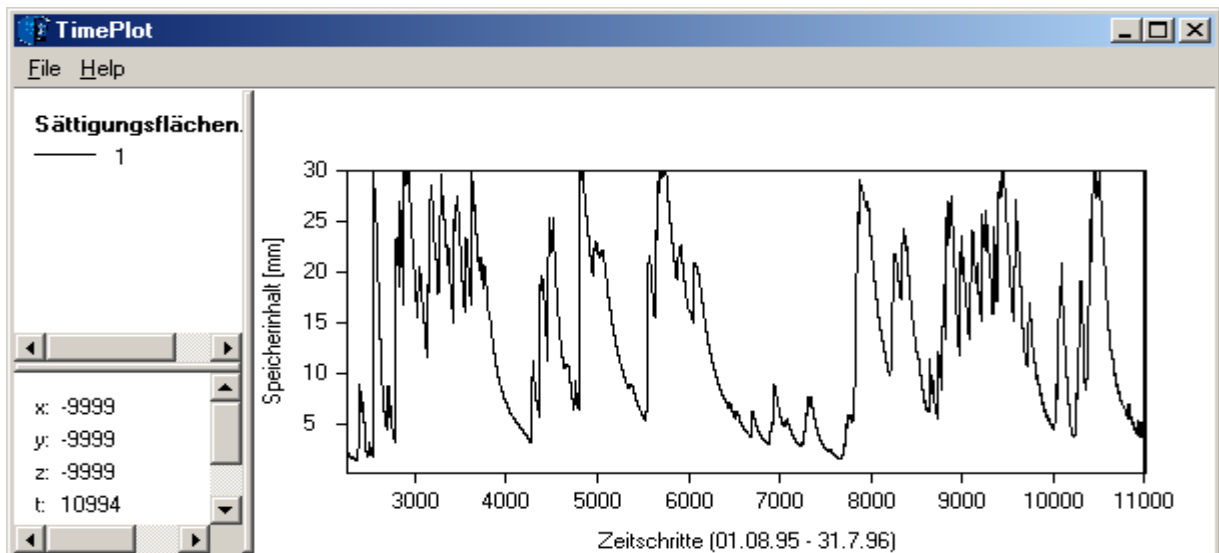


Abb. 7.13: Mittlerer Speicherinhalt der Sättigungsflächen-Speicher im Brugga-Einzugsgebiet (01.08.95 - 31.07.96)

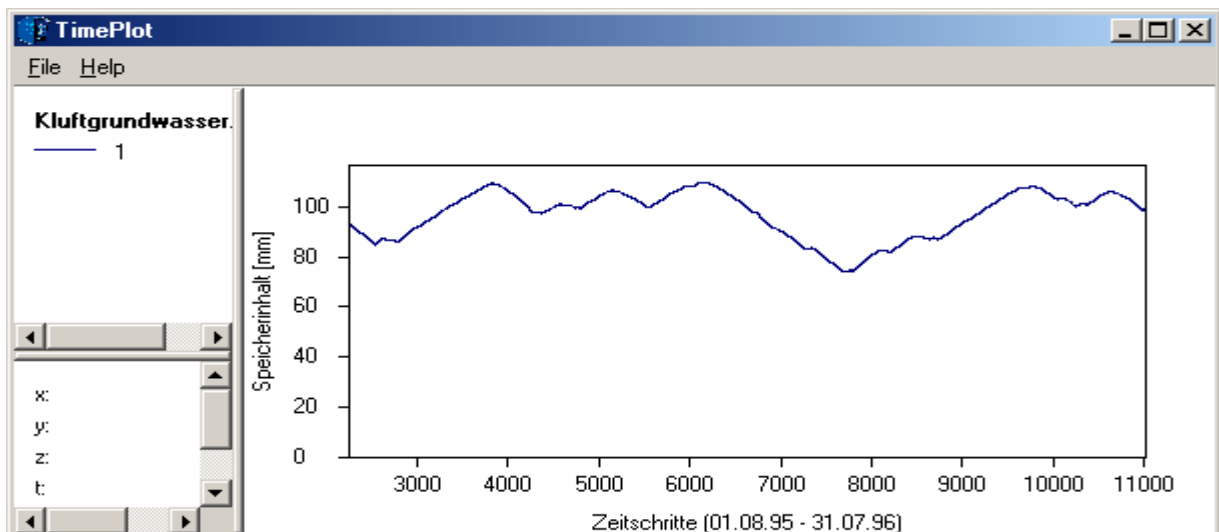


Abb. 7.14: Mittlerer Speicherinhalt der Kluftgrundwasser-Speicher im Brugga-Einzugsgebiet (01.08.95 - 31.07.96)

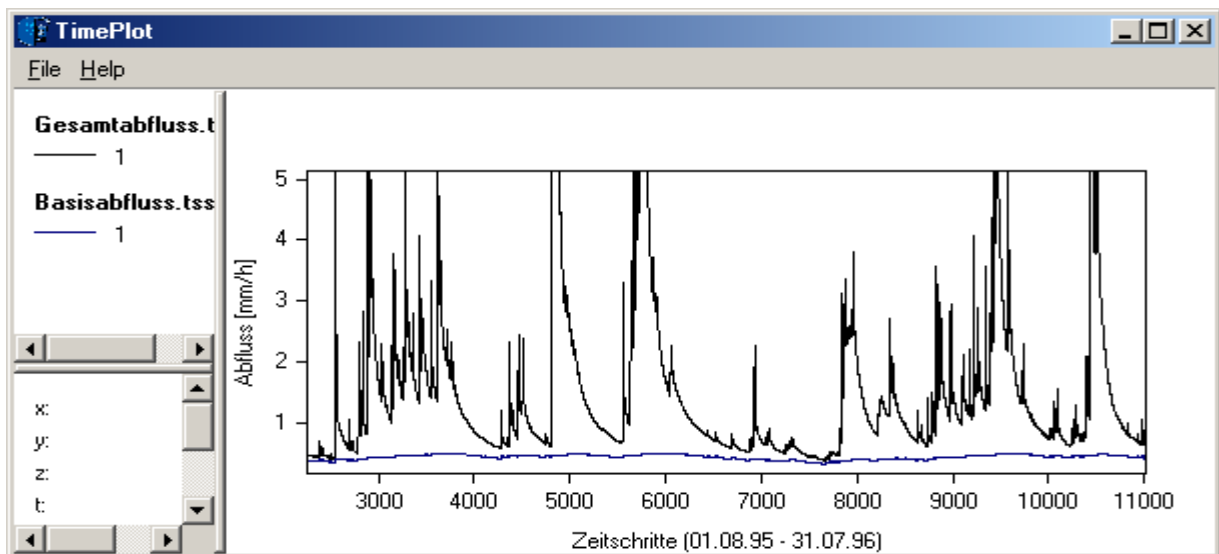


Abb. 7.15: Anteil des Basisabflusses aus dem Kluftgrundwasser am Gesamtabfluss im Brugga-Einzugsgebiet (01.08.95 - 31.07.96)

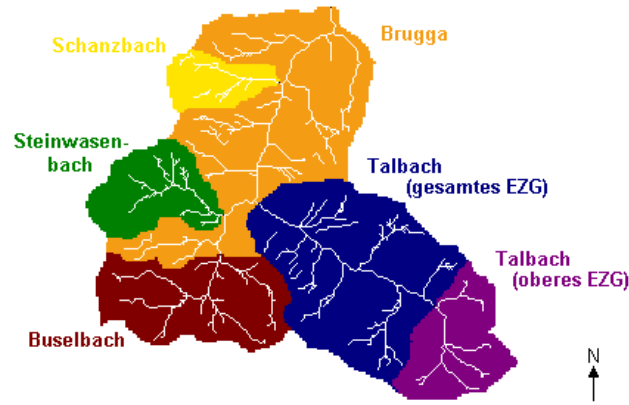


Abb. 7.16: Lage der hier untersuchten Teileinzugsgebiete im Brugga-Einzugsgebiet

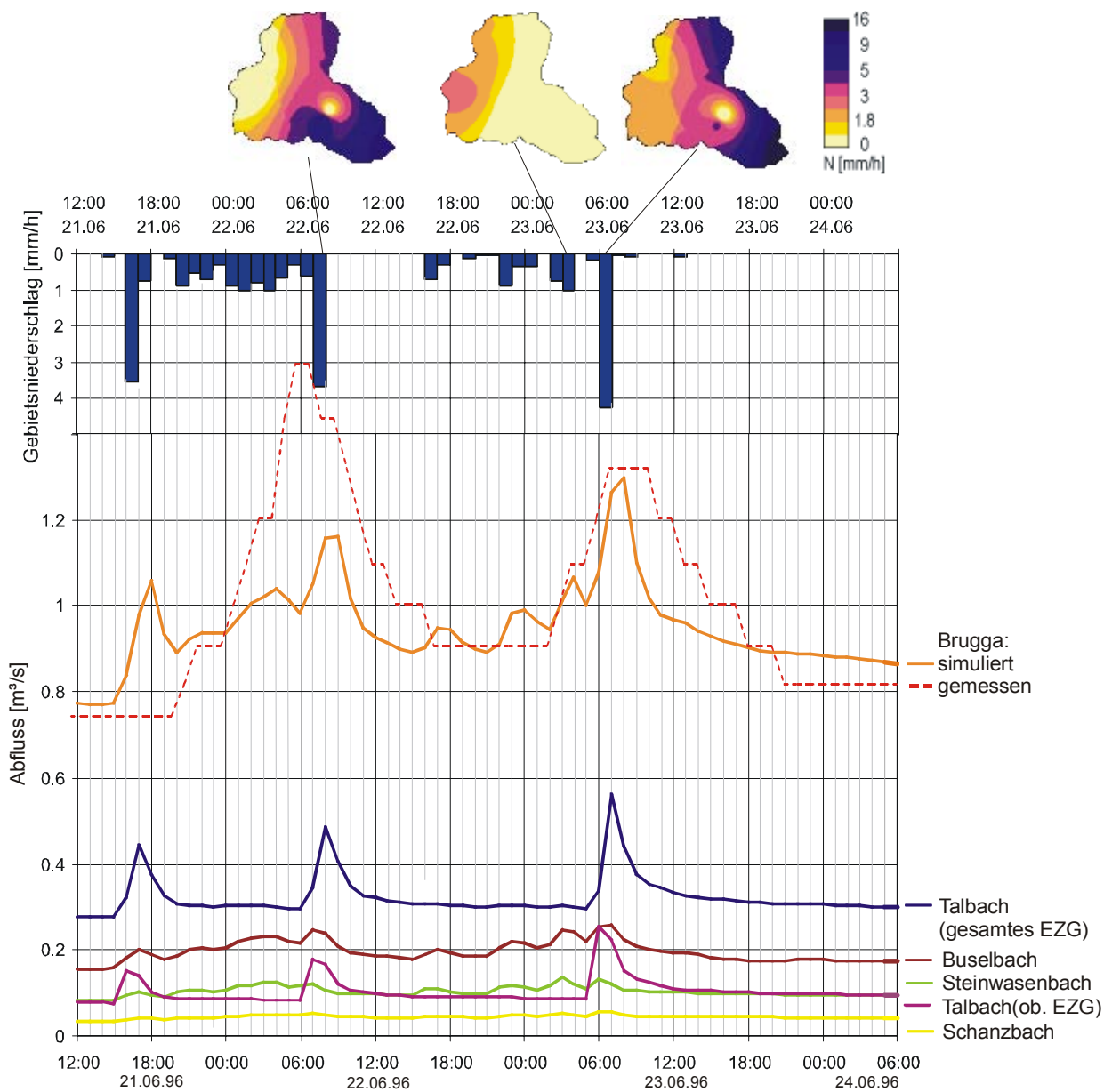


Abb. 7.17: Vergleich der simulierten Abflussganglinien unterschiedlicher Teileinzugsgebiete im Brugga-Einzugsgebiet und der zugrundeliegenden Niederschlagsverteilung in der Zeit vom 21.06.96-24.06.96

### 7.2.5 Retention und Translation des Wellenablaufs im Gerinne

Im TAC-D lassen sich die Abflüsse von beliebig definierten Teileinzugsgebieten als Ganglinien darstellen. Hieran können vergleichend die Retentions- und Translationswirkung des Wellenablaufs im Gerinne sowie die unterschiedlichen Reaktionen der Teileinzugsgebiete auf räumlich heterogene Niederschlagsereignisse verdeutlicht werden. Das vorliegende Beispiel im Brugga-Einzugsgebiet (Abb. 7.17) wurde hierzu ausgewählt, um beide Phänomene zu veranschaulichen. Bei genauerer Prüfung der Niederschlagsverteilung stellte sich allerdings heraus, dass die vermeintlich natürliche, räumlich sehr heterogene Niederschlagsverteilung während dieses Zeitraums durch eine fehlerhafte Disaggregation der Niederschlagstageswerte begründet ist. So zeichnet die IHF-Station St. Wilhelmer Tal an den untersuchten Tagen nur vereinzelt geringe Niederschlagsstundenwerte auf, wohingegen die umliegenden Tagessammler des DWD hohe Werte registrieren. Diese hohen Niederschlagswerte werden nun im pauschal angewandten Disaggregationsverfahren diesen vereinzelt Stunden zugewiesen, an denen die stündliche Aufzeichnung der IHF-Station Niederschläge vermerkt hat. Die Niederschlagskarten in Abbildung 7.17 oben zeigen die resultierende Niederschlagsverteilung. Somit erhält der östliche Teil des Einzugsgebiet die Niederschlagstagesummen innerhalb einer Stunde, die eigentlich über die vorhergehenden Stunden verteilt gefallen waren. Dies führt zu drei Abflussspitzen im St. Wilhelmer Talbach und der Brugga, wohingegen der Abfluss der westlich gelegenen Teilgebiete kaum ansteigt (Abb. 7.17). Die fehlerhafte Niederschlagsregionalisierung erklärt auch die nur mäßige Übereinstimmung der simulierten mit der gemessene Abflussganglinie der Brugga während dieses Zeitraums.

Dennoch zeigt das untersuchte Beispiel die Retentions- und Translationswirkung des Abflussroutings im Gerinne sowie die Überlagerung der einzelnen Vorfluterabflüsse im Hauptgerinne. Besonders im Verlauf des St. Wilhelmer Talbachs und der Brugga macht sich eine zeitliche Verschiebung der maximalen Abflussspitzen um etwa eine bzw. zwei Stunden zwischen den drei Messpunkten bemerkbar (Abb. 7.17). Die Lage der Teileinzugsgebiete ist zur Erläuterung in Abbildung 7.16 dargestellt. Auch kann eine Formänderung der Abflusswelle durch Retention auf der Fließstrecke beobachtet werden. Deutlich wird ferner wie die Abflussganglinie am Gebietsauslass in Oberried den unterschiedlichen Abflussverlauf der einzelnen Teileinzugsgebiete vereint und widerspiegelt.

## 7.3 Fazit

Die räumliche Diskretisierung in TAC-D erlaubt es, sich den zeitlichen Verlauf und die räumliche Verteilung beliebiger Modellgrößen je nach Fragestellung während des Modelldurchlaufs ausgeben zu lassen und zu speichern. Dies kann in Form von Ganglinien oder Karten erfolgen, die sich anschließend zwei- oder dreidimensional als Einzelkarten oder animierte Kartenfolge betrachten lassen. Die Visualisierung der Modellergebnisse bildet somit ein wirkungsvolles Werkzeug zur Modelluntersuchung, insbesondere im Sinne einer Multiple-response validation. Des weiteren lassen sich simulierte hydrologische Prozesse

und Abläufe besser und detaillierter veranschaulichen als im bisherigen semi-distribuierten Ansatz. Die gezeigten Visualisierungsbeispiele von Modellergebnissen der TAC-D-Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet verdeutlichen die vielfältigen und aussagekräftigen Einsatzmöglichkeiten. Gerade Modellschwachstellen können so u.U. erst aufgedeckt werden, da sie im Gesamtergebnis nicht so leicht zu erkennen sind.

## 8 Modellanalyse und Bewertung

### 8.1 Einleitung

Das entwickelte TAC-D-Modell hat sich zum Ziel gesetzt, hydrologische Prozesse in einer räumlich und zeitlich hohen Auflösung konzeptionell wiederzugeben. Um dieses Ziel mit zufriedenstellender Genauigkeit zu erreichen, müssen folgende Punkte adäquat erfüllt sein:

- zum Modellansatz passende räumlichen und zeitlichen Auflösung
- Datengrundlage in entsprechender Auflösung
- Regionalisierung und zeitliche Interpolation der Eingangsdaten
- Wahl bzw. Entwicklung entsprechender Modellansätze in den einzelnen Routinen
- Abstimmung der einzelnen, simulierten Prozesse aufeinander

Im folgenden Kapitel sollen die Ergebnisse der Modellangebung im Brugga-Einzugsgebiet dahingehend untersucht werden, inwiefern diese Erwartungen im TAC-D erfüllt werden. Hierbei muss berücksichtigt werden, dass die Modellumsetzung zwar einerseits stark in Bezug auf die physiographischen Eigenschaften des Brugga- bzw. Dreisam-Einzugsgebiets entwickelt wurde, andererseits aber auch die spezifischen Gegebenheiten im Brugga-Einzugsgebiet (z.B. Datengrundlage, Skala etc) die Simulationsergebnisse stark beeinflussen. Eine umfassende, kritische Bewertung bestimmter Ansätze im TAC-D kann folglich erst nach einer Modellanwendung in weiteren Teileinzugsgebieten des Dreisam-Einzugsgebiets oder anderen Einzugsgebieten erfolgen.

### 8.2 Entwässerungsnetz

Das auf Basis des digitalen Höhenmodells generierte Entwässerungsnetz folgt dem one-directional flow - Ansatz (D8), wonach die lateralen Flüsse entsprechend der steilsten Neigung in eine der acht Nachbarzellen fließen. Die Beschränkung der Entwässerungsrichtung auf eine Zelle entspricht dabei dem hydrologischen Konzept der Einzugsgebiete (VAN DEURSEN 1995). Da eine Überlappung zweier Einzugsgebiete nicht möglich ist, ist auch keine Divergenz zu mehr als einem Zellauslass erlaubt. Problematisch wird dies jedoch bei divergierenden Flüssen oder in ebenen Bereichen, da hier die Dispersion sehr bedeutend sein kann, aber mit dem gewählten Ansatz nicht simuliert werden kann. Auch trifft in flachen Gebieten oder z.B. im Karst die Annahme, dass die Topographie die ober- und unterirdischen Fließwege bestimmt, nur sehr bedingt oder gar nicht zu. In gebirgigen, kristallinen Einzugsgebieten kann jedoch davon ausgegangen werden, dass die Dispersion gegenüber dem durch die Höhenunterschiede bestimmten Fließverhalten eine untergeordnete Rolle spielt. Im TAC-D wird deswegen zunächst auf komplexere Ansätze, wie in HOLMGREEN (1994) oder TARBOTON (1997) vorgestellt, verzichtet. Diese schlagen u.a. die Einbindung einer zufälligen Komponente in den D8-Algorithmus oder die Einführung multipler Entwässerungsrich-

tungen vor. Bei einer Modellanwendung im Dreisam-Einzugsgebiet ist demnach im Bereich des Zartener Beckens sorgfältig zu prüfen, inwieweit die Fließwege hier mit dem D8-Ansatz richtig wiedergegeben werden. Ein weiterer Nachteil des Ansatzes sind die, auch im so generierten Entwässerungsnetz des Brugga-Einzugsgebiet zu beobachtenden, ausgeprägten parallelen Fließwege an gleichförmigen Hängen, die stellenweise ein unrealistisches Entwässerungsmuster wiedergeben.

### 8.3 Räumliche und zeitliche Interpolation der Eingangsdaten

Die Güte der Eingangsdaten eines hydrologischen Modells bestimmt in großem Maße die Güte seiner Ergebnisse. Deswegen ist eine zufriedenstellende Regionalisierung bzw. zeitliche Interpolation der Eingangsdaten von besonderer Bedeutung.

Im für die Interpolation der Niederschläge und der Sonnenscheindauer verwendeten IDW-Verfahren repräsentiert eine Klimastation seine nähere Umgebung, während ihr Einfluss mit zunehmender Entfernung abnimmt. Der Ansatz liefert zwar realistischere Ergebnisse als einfache Thiessen-Polygone, da er kontinuierlichere Übergänge schafft. Dennoch erscheint z.B. die berechnete Niederschlagsverteilung bei der Untersuchung einzelner Stundenereignisse oftmals unplausibel, da sog. Inseleffekte um Stationen mit deutlich unterschiedlichem Niederschlag als umgebende Stationen auftreten (vgl. Abb. 5.1). So pausen sich die spezifischen, systematischen Fehler einer Niederschlagsstation unterschiedlich auf ihre Umgebung durch. Beispielsweise beeinflussten die hohen Niederschlagsmengen der Stationen Hofsgund und Schauinsland während der Validierungsperiode weite Teile des Brugga-Einzugsgebiet. Besonders störende Abweichungen in der Niederschlagsverteilung sind dann zu beobachten, wenn benachbarte Stationen innerhalb des gleichen Zeitabschnitts deutlich unterschiedliche Niederschläge registrieren. Dieses Problem wird im Brugga-Einzugsgebiet dadurch verschärft, dass aufgrund der wenigen Messstationen mit stündlicher Auflösung eine Disaggregation von Tageswerten vorgenommen wurde. Hierbei wurde zwar versucht, durch ein entsprechend aufwendiges Verfahren eine realistische zeitliche Verteilung der Niederschläge zu erhalten. Das Beispiel in Kapitel 7.2.5 (Abb. 7.17 oben) zeigt jedoch, dass aufgrund wahrscheinlich fehlerhafter Aufzeichnungen von Stundenwerten an einer Station ein größeres Teileinzugsgebiet unrealistisch hohe Einzelstundenwerte erhält. Diese fehlerhaft disaggregierten Tageswerte prägen sich u.U. bis in die simulierte Abflussganglinie durch. Die zeitliche Disaggregation von Niederschlägen bedarf folglich einer noch genaueren Überprüfung der Ergebnisse, wenn eine hohe Qualität der flächendetaillierten Niederschlagsverteilung erwünscht ist. Grundsätzlich hängt das Ergebnis der Niederschlagsregionalisierung von der Messdichte zeitlich entsprechend aufgelöster Messstationen und ihrer Messgenauigkeit ab.

Über die Verwendung eines konstanten Höhenfaktors zur Modifizierung der Niederschlagsmenge wird im TAC-D zusätzlich versucht, der im langjährigen Mittel zu beobachtenden Höhenabhängigkeit des Niederschlags Rechnung zu tragen. Aufgrund der geringen, zu beobachtenden Höhenabhängigkeit zwischen den einzelnen Stundenwerten ( $r^2 \approx 0,2$ ) wird der Anteil der Höhenkorrektur mit 20 % relativ



gering angesetzt, wodurch sich topographische Effekte in der Niederschlagssumme während der Untersuchungsperioden kaum durchpausen. Inwieweit dies der Realität entspricht ist wegen fehlender Niederschlagsaufzeichnungen gerade im Talbereich der niedrigeren Lagen schwer zu beurteilen.

Zur Regionalisierung der Lufttemperatur wurde eine abschnittsweise Höhenregression gewählt, um auch Inversionswetterlagen darstellen zu können (Kapitel 5.3.2). Kritisch zu betrachten ist hierbei, die im TAC-D bislang starre Wahl der Inversionsgrenze, die eine leichte Temperaturabweichung in diesem Bereich mit sich bringt. Die verursachten Abweichungen waren im Brugga-Einzugsgebiet zwar relativ gering, jedoch wäre es erstrebenswert, die Höhe der Inversionsgrenze über den Schnittpunkt der beiden Regressionsgeraden variabel zu berechnen. Des weiteren muss bei der Beurteilung der Güte der Höhenregression darauf geachtet werden, dass eine entsprechend hohe Anzahl an Messwerten pro Höhenabschnitt im betrachteten Zeitschritt vorliegt. Andernfalls suggerieren wenige bzw. gar nur zwei Messwerten eine ausgezeichnete Regression, die aber so in Wirklichkeit nicht gegeben sein muss.

Die Lufttemperatur wird im TAC-D bisher ohne Berücksichtigung der Exposition, Hangneigung und Sonnenscheindauer regionalisiert. Dies wäre allerdings vor allem in Bezug auf die flächendetaillierte Simulation der Schneeschmelze erstrebenswert, da gerade im Frühling die Schneedecke im Brugga-Einzugsgebiet deutliche Expositionsunterschiede zeigt. Als Ansatz könnte eine ähnliche, lokale Temperaturmodifikation wie bei der Berechnung der Globalstrahlung oder im WaSiM-ETH (SCHULLA 1997) unter Einbeziehung der Topographie verwendet werden. Anhand der Lage der Temperaturmessstellen ließe sich das Verfahren dann auf das Untersuchungsgebiet kalibrieren. Auf die Integration einer Temperaturmodifikation ins TAC-D wurde bisher vor allem aus Speicherplatzgründen verzichtet. Die Berechnung der Temperaturkorrektur ist ähnlich wie die Berechnung der Globalstrahlung sehr zeitaufwendig und wird deswegen am besten nur einmal vor den Modelldurchläufen ermittelt. Die Ergebnisse der einzelnen Zeitschritte können dann wie die potentielle Verdunstung als Kartenfolge eingelesen werden. Bisher wurde allerdings aus technischen Gründen davon abgesehen eine weitere Kartenfolge als Eingangsgröße zu verwenden, da eine Kartenfolge z.B. für die dreijährige Validierungsperiode im Brugga-Einzugsgebiet temporär alleine 9 GB Speicherplatz benötigt. Aufgrund der Erfahrungen mit den Modelldurchläufe wird jedoch bei ausreichendem Speicherplatz eine Integration der Temperaturmodifikation in das Verdunstungsmodell ETP vorgeschlagen. Dieses kann dann für jeden Zeitschritt sowohl eine Karte der Verdunstung als auch der Lufttemperatur ausgeben.

## 8.4 Niederschlagskorrektur

Die Korrektur des flüssigen Niederschlags erfolgt über die Windgeschwindigkeit. Da diese im Brugga-Einzugsgebiet jedoch nur an wenigen Klimastationen aufgezeichnet wird, musste der Wind regionalisiert werden. Die gewählte einfache, direkte Übertragung von Winddaten auf ungemessene Stationen bzw. die

Mittelung von Stationswerten stellt einen mit großen Fehlern behafteten Kompromiss zwischen Güte und Aufwand dar. Die Höhe der Windkorrektur wurde im Untersuchungszeitraum relativ niedrig angesetzt, da sich bereits ohne Windkorrektur ein deutlicher Niederschlagsüberschuss in der Wasserbilanz bestimmter Jahre zeigte. So liegen die durchschnittlichen Korrekturfaktoren im Brugga-Einzugsgebiet zwischen 2,8 und 4,9 % bzw. 12,4 % am Feldberg deutlich unter denen von RICHTER (1995) vorgeschlagenen Werten. Die Stationen werden dort in mäßig geschützte Stationen ( $< 700$  m NN) mit einem durchschnittlichen jährlichen Korrekturfaktor von 9,1 % und freie Stationen der Gipfelregionen ( $> 700$  m NN) mit 20,2 % unterteilt.

Grundsätzlich liefert der im TAC-D gewählte Ansatz eine ereignisspezifischere Niederschlagskorrektur als über bestimmte Zeiträume gemittelte Korrekturfaktoren wie die von RICHTER (1995) vorgeschlagenen Monatswerte. Diese könnte räumlich weiter verfeinert werden, wenn detailliertere Angaben über die einzelnen Stationen (z.B. über die Stärke der lokalen Deformation des Windfeldes) gegeben wären. Ferner muss im Einzelnen untersucht werden, ob zufriedenstellende, gemessene oder regionalisierte Winddaten vorliegen. Auch wäre zu prüfen, ob die zusätzliche Korrektur fester Niederschläge im Schneemodul bei entsprechender Datengrundlage nicht wie bisher über einen konstanten Faktor, sondern über die Windgeschwindigkeit korrigiert wird, da sie hier in der Regel einen noch stärkeren Einfluss hat.

## 8.5 Verdunstungsberechnung

Die Berechnung der potentiellen Verdunstung erfolgt über das Turc-Wendling-Verfahren unter besonderer Berücksichtigung der topographischen Beeinflussung der Globalstrahlung. Für die Berechnung von Stundenwerten empfiehlt der DVWK (1996) allerdings ausschließlich die Verwendung des Penman-Monteith-Verfahrens. Dieses Verfahren gilt als physikalisch am besten basiert. Problematisch erweist sich jedoch die hohe Zahl der benötigten Parameter, die zwar theoretisch messbar sind, aber zum Großteil für das Brugga-Einzugsgebiet nicht vorliegen. Diese Werte können teilweise der Literatur mit entsprechenden Übertragungsfehlern entnommen werden. Andere Einflussgrößen wie die Windgeschwindigkeit lassen sich jedoch nur schwer auf das gesamte Untersuchungsgebiet regionalisieren. Deswegen wurde für die Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet das Turc-Wendling-Verfahren angewendet, das bei nicht ausreichender Datengrundlage für das Penman-Monteith-Verfahren zur Anwendung auf Tageswertbasis empfohlen wird (DVWK 1996). Das Verfahren wird auch in anderen hydrologischen Modellen wie im WaSiM-ETH (SCHULLA 1997) oder WASMOD (REICHE 1996) mit zufriedenstellenden Ergebnissen angewandt. Die zeitliche Disaggregation über den Tagesgang der Globalstrahlung wird von Wendling (2001) empfohlen und scheint den Tagesgang der potentiellen Verdunstung plausibel wiederzugeben. Leider liegen im Untersuchungsgebiet keine detaillierteren Untersuchungen zur Verdunstung vor, die zum Vergleich herangezogen werden könnten. Die berechneten Jahressummen der potentiellen Verdunstung sind jedoch im Vergleich zu anderen Modellanwendungen im Brugga-Einzugsgebiet relativ gering. So liegt die von KLEINHANS (2000) über Penman-Monteith berechnete, mittlere jährliche Verdunstung im

Brugga-Einzugsgebiet mit 625 mm deutlich über dem im TAC-D berechneten Wert von 541 mm. Die auf die mittlere Gras-Referenzverdunstung umgerechneten Werte liegen allerdings im Bereich der im Hydrologischen Atlas von Deutschland fürs Untersuchungsgebiet ermittelten Werte (BMU 2000a). Der teilweise hohe Wasserüberschuss in der Wasserbilanz der Validierungsjahre hingegen ist einerseits durch die hohen Niederschläge begründet, andererseits legt er den Schluss nahe, dass die Verdunstungswerte zeitweise unterschätzt werden. Ursache dafür mag einerseits der gewählte Verdunstungsansatz nach Turc-Wendling sein, andererseits eine möglicherweise unterschätzte Globalstrahlung oder Lufttemperatur.

Die Globalstrahlung wird unter Berücksichtigung der topographischen Lage, des Sonnenstandes und der regionalisierten Sonnenscheindauer berechnet und gibt eine plausible räumliche Verteilung wieder. Auch konnte eine insgesamt gute Übereinstimmung simulierter Werte mit an den Stationen St. Wilhelmer Tal und Schauinsland gemessenen Werten beobachtet werden ( $r^2 = 0,83$  bzw.  $r^2 = 0,82$ ). Die simulierten Werte waren jedoch im Mittel um 13 % bzw. 9 % zu niedrig. Dies deutet auf eine mögliche Unterschätzung der Globalstrahlung im Brugga-Einzugsgebiet hin. Eine topographische Korrektur der Temperatur, wie oben beschrieben, vermag u.U. zusätzlich einen verstärkenden Einfluss auf die potentielle Verdunstung haben.

Die aktuelle Verdunstung wird im TAC-D über die aktuelle Bodenfeuchte gesteuert. Hierbei fließt nur die dominante Landnutzung in die klassifizierten Bodencharakteristika ein, wohingegen eine differenzierter Landnutzung bzw. unterschiedliche Vegetationstypen unberücksichtigt bleiben. Waldflächen zeigen jedoch bei ausreichendem Wasserangebot im Allgemeinen eine deutlich höhere tatsächliche Verdunstung als Grünlandflächen besonders auch durch höhere Interzeptionsverdunstung (DYCK & PESCHKE 1995). Eine detailliertere Einbeziehung der Landnutzung sollte folglich unbedingt über einen geeigneten Ansatz in zukünftige Modellanwendungen aufgenommen werden.

## 8.6 Schneeroutine

Der Schneedeckenaufbau im TAC-D findet bei Temperaturen unterhalb eines bestimmten Schwellenwertes statt, wohingegen die Schneeschmelze über ein Stunden-Grad-Verfahren, in Anlehnung an das weit verbreitete Tag-Grad-Verfahren, simuliert wird. Dieser einfachere Ansatz wurde gewählt, da für physikalisch besser basierte Verfahren die Datengrundlage nicht gegeben war. Die Schneeschmelze wird aufgrund der geschützteren Lage im Wald anders parametrisiert als auf freien Flächen. Die kalibrierten Stunden-Grad-Faktoren liegen, auf Tag-Grad-Faktoren umgerechnet, unterhalb der in der Literatur verwendeten Werte. Dies rührt daher, dass die meisten Modellanwendungen auf Tageswertbasis laufen und somit Tagesmittelwerte der Temperatur verwenden, in die normalerweise auch unter dem Schwellenwert liegende, nächtliche Temperaturen miteinfließen. So empfiehlt RANGO (1995) bei Anwendung des Snowmelt Runoff Models (SRM) auf Tageswertbasis bei höhere zeitlicher Auflösung der Eingangsdaten negative Temperaturwerte in die Berechnung der Tagesmitteltemperatur mit einzubeziehen. Im Stunden-

Grad-Verfahren fließen negative Temperaturen hingegen nicht mit ein, weshalb der Stunden-Grad-Faktor in der Relation geringer sein muss.

Die unterschiedliche Parametrisierung der Schneeschmelze für Wald- und Freiflächen verbesserte das Gütemaß in der winterlichen Kalibrierungszeit deutlich. Dies entspricht den Erfahrungen im WATFLOOD-Modell der Universität Waterloo (SEGLENIEKS 2001). Für den Schneedeckenaufbau wurde hingegen auf eine unterschiedliche Parametrisierung verzichtet, da die Schneebildung weniger von der Landnutzung an der Landoberfläche als von der Lufttemperatur in der Höhe gesteuert wird.

Die Schneeschmelzereignisse werden durch die modellierte Abflussganglinie, besonders während der Kalibrierungsperiode, gut dargestellt. Beim Vergleich des simulierten Wasseräquivalents an der Station Feldberg mit gemessenen Schneehöhen wird zwar die grundsätzliche Dynamik wiedergegeben, jedoch dauert die simulierte Schneedecke meist nicht so lange an wie die gemessene (vgl. Kapitel 6.3.3). Dies kann auf eine fehlerhafte Parametrisierung der Schneeparameter oder aber auf eine zu niedrige Niederschlagskorrektur für feste Niederschläge an der Station Feldberg hinweisen. Leider liegen im Untersuchungsgebiet keine weiteren Stationen mit Schneehöhenaufzeichnung vor, die weitere Vergleiche erlauben würden.

Durch eine wie in Kapitel 8.3 vorgeschlagene Temperaturmodifikation über die Topographie kann schließlich eine realistischere Verteilung der Schneedecke in gebirgigen Einzugsgebieten erreicht werden.

## 8.7 Abflussbildungsmodul

Die räumliche Diskretisierung im TAC-D gibt die Fließwege und damit die Abfolge der dominanten Fließprozesse deutlich realistischer wieder als der bisher semi-distribuierte Ansatz. Die Modellergebnisse im Brugga-Einzugsgebiet bestätigen auch den Ansatz hydrologisch dominante Prozesse mit Hilfe von Einzellinearspeichern zu modellieren, wenngleich die natürliche Prozesse an sich nicht-lineare Reaktionen zeigen. Jedoch vermag die Überlagerung der einzelnen linearen Systeme, diese Reaktion nachzubilden. So werden im Brugga-Einzugsgebiet sowohl der Hochwasseranstieg und -abfall als auch die mittleren und niedrigen Abflüsse weitgehend sehr gut simuliert. Die stärkeren Abweichungen in der Validierungsperiode sind vor allem auf den hohen Wasserüberschuss in dieser Zeit zurückzuführen. Die Abflussdynamik und die Form der Abflussganglinie wird auch hier gut wiedergegeben.

Im Rahmen dieser Arbeit war es leider nicht möglich, detaillierter Untersuchungen über die prozessorientierte Modellierung hydrologischer Prozesse im TAC-D zu unternehmen. Bei zukünftigen Untersuchungen sollte neben der richtigen Umsetzung der Prozessvorstellungen die Parameterunsicherheit und -sensitivität im Sinne einer Parameterreduktion im Vordergrund stehen. So wäre beispielsweise zu prüfen, inwieweit die einzelnen Speicheranalogien in der jetzigen Form zu konzeptionalisieren sind oder welche Wirkung eine Änderung der Ansätze hätte. Auch die Unterteilung der Raumgliederung sollte genauer untersucht werden, um die Reaktion einzelner Flächen besser zu verstehen. Die Wirkung der

Abhängigkeit der lateralen Flüsse von der Hangneigung sollte u.U. mit unterschiedlich konzeptionalisierten Faktoren getestet werden. Auch sollte untersucht werden, wie der Abfluss von Quellaustritte korrekt ausgelesen bzw. simuliert werden kann. Erste Versuche bei der Zipfeldobelquelle ergaben eine deutlich zu hohe, simulierte Abflusssdynamik, wohingegen der mittlere Abfluss im Bereich der gemessenen Werte lag. Quellaustritte sind auch u.U. deswegen schwer im TAC-D zu simulieren, da die geologische Klüftung nicht im generierten Entwässerungsnetz wiedergegeben wird.

Schließlich könnten über detailliertere Untersuchung der Fließweglängen und einer Modellierung der Verweilzeiten und der Durchmischung in den einzelnen Speichersystemen Möglichkeiten zur Simulation des Stofftransports entwickelt werden.

## 8.8 Wellenablauf im Gerinne

Der Wellenablauf im Gerinne wird im TAC-D mit Hilfe des kinematischen Wellenansatzes über ein implizites Verfahren mit guten Ergebnissen modelliert. Die simulierte Abflussganglinie weist in Bezug auf die Reaktionszeiten der Hochwasseranstiege keinen nennenswerten, systematischen zeitlichen Versatz zur gemessenen Abflussganglinie auf. Stellenweise ist zwar ein leicht schnellerer Anstieg zu beobachten, jedoch ist es schwer, die genaue Ursache dafür zu finden, da dieser entweder durch ein zu schnelles Abflussrouting oder durch eine zu schnelle Reaktion der Hangspeicher ausgelöst werden kann. Allerdings scheinen die simulierten Fließgeschwindigkeiten im Allgemeinen und im Vergleich zu den von FRITZ (2001) im Brugga-Einzugsgebiet mittels Tracerversuchen ermittelten Fließgeschwindigkeiten vor allem während höherer Abflüsse relativ hoch. Im Rahmen dieser Arbeit konnten aus zeitlichen Gründen hierzu keine genaueren Untersuchungen unternommen werden. Jedoch wäre es erstrebenswert, die Fließgeschwindigkeiten detailliert bei gleichen Abflussverhältnissen zu vergleichen. Hierbei muss allerdings vorher geklärt werden, inwiefern der direkte Vergleich von mittels Tracern ermittelten und über den kinematischen Wellenansatz simulierten Fließgeschwindigkeiten zulässig ist. Letzterer berechnet die Geschwindigkeit einer Hochwasserwelle, die sich durch die Druckausbreitung schneller fortbewegt. Tracerversuche hingegen bestimmen die Transportgeschwindigkeit der Wasserteilchen. In einem Schwallwellenversuch im benachbarten Zastlertal konnte FRITZ (2001) eine zwei- bis dreifach höhere Fließgeschwindigkeit der Flutwelle im Vergleich zu den eingesetzten Tracern beobachten. Hierbei ist allerdings noch die Übertragbarkeit dieses Ereignis auf allgemeine Abflussbedingungen zu überprüfen.

Der Wellenablauf im Gerinne muss in TAC-D modelliertechisch gesondert betrachtet werden, da er eine vielfach kürzere Länge des Simulationszeitschritts benötigt, um entsprechend gute Ergebnisse zu erzielen. Dies kann mit Hilfe einer Schleifenkonstruktion befriedigend gelöst werden, wodurch sich jedoch die Modelllaufzeit beträchtlich erhöht. Während der Kalibrierungsdurchläufe wurden deswegen längere Simulationszeitschritte gewählt, innerhalb derer sich die Abflussabweichung kaum auswirkte. Erst im abschließenden Kalibrierungs- bzw. Validierungsdurchlauf wurde die optimale Zeitschrittlänge von einer Minute eingesetzt.

## 8.9 Vergleich mit anderen Modellanwendungen

Im Brugga-Einzugsgebiet wurden in der Vergangenheit verschiedene hydrologische Modelle mit unterschiedlichen Ansätzen und Zielsetzungen angewandt. Auf einen detaillierter Vergleich mit den Gütemaßen und Wasserbilanzgliedern der anderen Modellanwendungen wird in der vorliegenden Arbeit jedoch verzichtet. KLEINHANS (2000) gibt hierzu einen ausführlichen Überblick.

Wenngleich der Vergleich mit anderen Modellanwendungen aufgrund der unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Auflösung sowie u.U. unterschiedlicher Simulationsperioden mit Vorsicht zu betrachten ist, zeigt der Vergleich mit den Ergebnissen des bisherigen TAC-Modells den Erfolg der räumlichen und zeitlichen Diskretisierung. So konnte die Modelleffizienz im Brugga-Einzugsgebiet in der Kalibrierungsperiode von 0,767 auf 0,939 und in der Validierungsperiode von 0,728 auf 0,803 verbessert werden. Der Vergleich mit anderen Modellanwendungen auf Stundenwertbasis zeigt, dass bisher keines der Modelle so hohe Güte Maße im Brugga-Einzugsgebiet erreichen konnte (vgl. KLEINHANS 2000). Dies unterstreicht, dass mit der flächendetaillierten, prozessorientierten Einzugsgebietsmodellierung ein richtiger Weg eingeschlagen wird.

## 8.10 Modellhandhabung und operationeller Einsatz

Die Modellhandhabung des TAC-D entspricht der Handhabung vergleichbarer Modelle wie beispielsweise dem WaSiM-ETH (SCHULLA 1997). Ein Nutzer ohne Modelliererfahrung wird deswegen eine längere Einarbeitungszeit benötigen. Die einzelnen Module sind zwar relativ einfach aufgebaut, jedoch verlangt die Komplexität des Zusammenspiels der einzelnen Prozesse eine intensive Auseinandersetzung mit der internen Modellstruktur im TAC-D. Auch bietet das TAC-D bisher keine graphische Benutzeroberfläche. Zur Parametrisierung der Modelldurchläufe wurde eine Steuerdatei, in der alle im Modell verwendeten Parameter enthalten sind, entworfen. Über einfache DOS-Automatisierungsdateien (Batch-Dateien) lassen sich mehrere Modelldurchläufe hintereinander durchführen und die Ergebnisse in unterschiedlichen Dateien speichern. Damit erfüllt das TAC-D grundlegende Erwartungen zur Modellhandhabung zufriedenstellend, wenngleich eine bedienerfreundliche Programmgestaltung vor allem auch in Bezug auf den Einsatz in der Lehre erstrebenswert wäre. Eine Umsetzung im Rahmen dieser Arbeit war dies jedoch zeitlich nicht möglich. Auch fehlen Kalibrierungshilfen wie die Möglichkeit einer Monte-Carlo-Simulation, so dass alle Parametersätze manuell geändert werden müssen. Dieser Nachteil wird jedoch durch die umfassenden Visualisierungsmöglichkeiten einzelner Modellergebnisse ausgeglichen, die eine präzise, prozessgebundene Kalibrierung erlauben. Dazu erfüllen die im PCRaster-Paket enthaltenen Visualisierungsprogrammen gut ihren Zweck. Bei einer Präsentation der Modellergebnisse zeigen sie allerdings einige unerwünschte Einschränkungen wie bei der Farbwahl der Legende oder dem Ausdruck von Darstellungen.

Die Modellierung auf Stundenwertbasis bedarf einer umfassenden Datenaufbereitung. Dazu sind für die Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet automatisierte Routinen entwickelt worden, die eine Handhabung jahrelanger Datenreihen erlauben und diese in das entsprechende Eingangsformat bringen. Inwieweit diese auf andere Einzugsgebietsdaten und ihre Formate übertragbar sind, ist im Einzelfall zu prüfen.

Problematisch im operationellen Einsatz des TAC-D erweisen sich die u.U. lange Rechenzeit und der hohe Bedarf an Speicherplatz. Gerade die langen Rechenzeiten machen eine Vielzahl von Modelldurchläufen zur Kalibrierung oder anderen Untersuchungen schwierig. So lag die Rechenzeit für die gut 16 000 Zellen des Brugga-Einzugsgebiets je nach Rechnerkapazität und Simulationszeitschrittlänge des Abfluss-routings zwischen drei und neun Stunden pro Modellierungsjahr. Bei Anwendung des TAC-D in größeren Einzugsgebieten wird dieses Problem auch in Bezug auf den Speicherplatzbedarf noch weiter verstärkt, so dass hier u.U. die verwendete Rasterweite erhöht werden muss. Bei der Anwendung des WaSiM-ETH im Dreisam-Einzugsgebiet wurde deswegen beispielsweise die Rasterweite auf 200 m festgesetzt (KLEINHANS 2000). Bei größeren Einzugsgebieten muss folglich ein Kompromiss zwischen prozessorientierter Modellierung und Modellhandhabung gefunden werden.

In gleichen Zusammenhang steht das Problem, dass deutlich außerhalb des Gebiets liegende Messstationen, die beispielsweise zur Klimaregionalisierung herangezogen werden, eine Erweiterung des Kartenausschnitts erfordern. Würde jedoch die gesamte Modellierung mit diesen erweiterten Karten durchgeführt, würde viel mehr Speicherplatz benötigt. Für die Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet wird dies dadurch umgangen, dass die erweiterten Karten, die im Verdunstungsmodell ETP gebraucht werden, in einem Zwischenschritt über das PCRaster-Programm *resample* in ein kleineres Format übertragen werden.

## 9 Schlussfolgerung und Ausblick

Mit der flächendetaillierten Weiterentwicklung des Einzugsgebietsmodells TAC konnten eine Vielzahl neuer Ansätze bezüglich der Datenregionalisierung, Abflussbildung und Abflusskonzentration in die prozessorientierte Modellierung aufgenommen werden. Durch die zeitliche Diskretisierung auf Stundenwerte ist es zudem möglich, Hochwasserereignisse detaillierter zu untersuchen. Die erfolgreiche Anwendung des TAC-D im Brugga-Einzugsgebiet hat gezeigt, dass mit dem entwickelten Modell ein gutes Grundgerüst für die weitere Entwicklung und Anwendung der prozessorientierten Modellierung geschaffen wurde. Die Integration in das dynamische GIS PCRaster erlaubt zudem eine vielfältige Visualisierung der Modellergebnisse zur Modellkalibrierung und -validierung.

Die Möglichkeit der genauen Untersuchung bestimmter Modellgrößen und ihrer Verteilung hat bei der Anwendung des TAC-D im Brugga-Einzugsgebiet auch gezeigt, dass die Datengrundlage und Regionalisierung besonders der Niederschläge einzelner Ereignisse oftmals mit Fehlern behaftet ist. Wegen der hohen Bedeutung der Niederschläge als Eingangsgrößen muss hier in zukünftigen Anwendungen ein noch größerer Schwerpunkt liegen.

Ferner wird vorgeschlagen, die abschnittsweise Temperaturregionalisierung über einen variablen Höhenstützpunkt zu berechnen, und die Temperatur anschließend unter Berücksichtigung der Topographie zu modifizieren. Verbesserte Regionalisierungsverfahren sollten auch für die Windgeschwindigkeit entwickelt und angewandt werden. Die Berechnung der tatsächlichen Verdunstung sollte die vorhandene Vegetation stärker einbeziehen. In diesem Zusammenhang wäre die Berechnung der potentiellen Verdunstung über den physikalisch basierten Ansatz von Penman-Monteith bei ausreichender Datengrundlage wünschenswert.

Die Schneeroutine kann nach Einbindung einer expositionsabhängigen Temperaturregionalisierung die Verteilung der Schneedecke realistischer wiedergeben. Diese könnte dann im Idealfall über Fernerkundungsbilder überprüft werden. In stärker besiedelten Gebieten sollten des Weiteren die wärmeren Siedlungsflächen bezüglich der Schneeschmelze unterschiedlich parametrisiert werden.

Die Modellierung der Abflussbildung ignoriert bisher Weganschnitte und Straßen, die die lateralen Fließwege und -bewegungen im Einzugsgebiet u.U. deutlich beeinflussen können. Hierzu könnten Ansätze in das TAC-D integriert werden, die diese im Detail berücksichtigen. Die konzeptionalisierten Speichersystem der Abflussbildung könnten des Weiteren dahingehend untersucht werden, inwieweit eine Berücksichtigung der jeweiligen lokalen Einzugsgebietsfläche in der Speichergleichung sinnvoll ist. Damit könnte der Vorstellung Rechnung getragen werden, dass sich in lateral stärker durchflossenen Flächen verstärkt bevorzugte Fließwege ausbilden, die das Wasser schneller weiterleiten können.

Die Modellierung des Wellenablaufs im Gerinne sollte anhand gemessener Fließgeschwindigkeit detailliert überprüft werden, wie auch im Allgemeinen eine vergleichende Untersuchung experimenteller



---

Erkenntnisse bzw. Feldbeobachtungen mit den Prozessvorstellungen im TAC-D wünschenswert ist. Das entwickelte Modell sollte ferner noch in Hinblick auf Parameterunsicherheit und –sensitivität untersucht werden, um beispielsweise die relativ hohe Parameteranzahl zu reduzieren. Schließlich könnten weitere Ansätze in die prozessorientierte Modellierung aufgenommen werden, die beispielsweise eine Simulation des Stofftransports ermöglichen. Damit würde ein weiterer Schritt hinzu einer umfassenden, prozessorientierten Modellierung in mesoskaligen Einzugsgebieten erreicht werden.

Eine erfolgreiche Entwicklung der Ansätze im TAC-D-Modell wird jedoch erst dann richtig unterstrichen, wenn die Modellanwendung in anderen Einzugsgebieten wie beispielsweise im Dreisam-Einzugsgebiet oder seinen Teileinzugsgebieten ähnlich gute Ergebnisse liefert.

## Literaturverzeichnis

- Barnes H. H. (1967): Roughness Characteristics of Natural Channels. Geological Survey Water-Supply Paper 1849. U.S. Government Printing Office, Washington D.C..
- Rango, A. (1995): The Snowmelt Runoff Model (SRM). In: Singh, V. P. (ed.): *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch (CO), US.
- Becker, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: Kleeberg H.-B.(Hrsg.): *Regionalisierung in der Hydrologie*. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung/ DFG. VCH, Weinheim.
- Bergström, S. (1992): The HBV model – its structure and applications. SMHI, RH No. 4, Norrköping, Schweden.
- Büdel, J. (1977): Klima-Geomorphologie. Borntraeger, Berlin.
- BMU (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Hrsg.) (2000a): Hydrologischer Atlas von Deutschland. U. Wendling, P. Fuchs und G. Müller-Westermeier: Mittlere jährliche potentielle Verdunstungshöhe als Gras-Referenzverdunstung. Atlastafel 2.12.
- BMU (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Hrsg.) (2000b): Hydrologischer Atlas von Deutschland. G. Gugla, P. Jankiewicz, C. Rachimow, K. Richter, G. Fürtig, P. Krake, W. Neubert und A. Klämt: Mittlere jährliche tatsächliche Verdunstungshöhe. Atlastafel 2.13.
- Burrough P.A. und R.A. McDonnell (1998) Principles of Geographical Information Systems. Oxford University Press, New York.
- Chow, V.T., D.R. Maidment und L.W. Mays (1988): Applied Hydrology. McGraw-Hill series in water resources and environmental engineering. McGraw-Hill, New York.
- De Roo, A.P.J. (1993): Validation of the ANSWERS catchment model for runoff and soil erosion simulation in catchments in The Netherlands and the United Kingdom. In: Kovar K. und H.P. Nachtnebel (Hrsg.): *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management* (Proceedings of the HydroGIS 93 conference, Wien, April 1993). IAHS Publ. No. 211.
- De Roo A.P.J., C.G. Weesling, V.G. Jetten und C.J. Ritsema (1996): LISEM: a physically-based hydrological and soil erosion model incorporated in a GIS. In: Kovar K. und H.P. Nachtnebel (Hrsg.): *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management* (Proceedings of the HydroGIS 96 conference, Wien, April 1996). IAHS Publ. No. 235.
- DVWK (Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.) (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Merkblätter zur Wasserwirtschaft, 238. Bonn.
- Dyck S. und G. Peschke (1995): Grundlagen der Hydrologie. 3. Auflage. Verlag für Bauwesen, Berlin.
- Fezer F. (1953): Schuttmassen, Blockdecken, Talformen im nördlichen Schwarzwald. Göttinger Geogr. Abh., 14, 45-77.

- Fritz A. (2001): Experimentelle Untersuchung der Abflusskonzentration im Brugga-Einzugsgebiet. Unveröffentlichte Diplomarbeit in Bearbeitung, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- FVA (1994): Erläuterungen zu den Standortskarten des Forstbezirks Kirchzarten. Forstliche Versuchsanstalt Freiburg, Abteilung Botanik und Standortskunde.
- Güntner, A. (1997): Anwendung des Niederschlags-Abfluss-Modells TOPMODELL im Brugga-Einzugsgebiet. Unveröffentlichte Diplomarbeit. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- Hädrich, F. und K. Stahr (1992): Die Böden in der Umgebung von Freiburg i. Br.. In: Mäckel, R. und B. Metz: *Schwarzwald und Oberrheintiefland*. Freib. Geogr. Hefte, Band 36. Inst. f. Phys. Geographie, Freiburg i.Br..
- Holmgren, P. (1994): Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models: an empirical evaluation. *Hydrological Processes*, 8, 337-334.
- Horn, B.K.P. (1981): Hill shading and the reflectance map. *Proceedings of the I.E.E.E.*, 69, 14.
- Kiese, R. (1999): Anwendung des Wasserhaushalts- und Gewässergütemodells NPSM im Brugga-Einzugsgebiet. Unveröffentlichte Diplomarbeit. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- Kleinhans, A. (2000): Anwendung des Wasserhaushaltsmodells WaSiM-ETH im Dreisam-Einzugsgebiet. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- LfU (Landesanstalt für Umweltschutz) (1996): Pegelhauptwerte für Baden-Württemberg. Mitteilung der Abteilung Wasser. LfU, Karlsruhe.
- Mehlhorn, J. (1998): Tracerhydrologische Ansätze in der Niederschlags-Abfluss-Modellierung. Dissertation. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 8. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i.Br..
- Menzel L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Züricher Geogr. Hefte, 67. ETH Zürich, Schweiz.
- Nash J.E. und J.V. Sutcliffe (1970): River flow forecasting through conceptual models; Part I – A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282-290.
- O’Callaghan, J.F. und D.M. Mark (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Comput. Vision Graphics Image Process.*, 28, 328-344.
- Oke, T.R. (1987): *Boundary Layer Climates*. 2<sup>nd</sup> ed. Routledge, London & New York.
- Parlow, E. und H.J. Rosner (1992): Das Klima des Oberrheingrabens. In: Mäckel, R. und B. Metz: *Schwarzwald und Oberrheintiefland*. Freib. Geogr. Hefte, Band 36. Inst. f. Phys. Geographie, Freiburg i.Br..
- PCRaster Team (a), Faculty of Geographical Sciences, Utrecht University: The History of PCRaster. Online im Internet: URL: <http://www.geog.uu.nl/pcraster/history.html> [Stand: 2001-08-13].
- PCRaster Team (b), Faculty of Geographical Sciences, Utrecht University: Introduction to PCRaster. Online im Internet: URL: <http://www.geog.uu.nl/pcraster/tekst.html> [Stand: 2001-08-13].
- PCRaster Manual, Faculty of Geographical Sciences, Utrecht University: PCRaster Version 2 Manual.
- Peschke, G., C. Etzenberg, G. Müller, J. Töpfer und S. Zimmermann (1999): Das wissensbasierte System FLAB – ein Instrument zur rechnergestützten Bestimmung von Landschaftseinheiten mit gleicher Abflussbildung. IHI-Schriften, Heft 10. Internationales Hochschulinstitut Zittau.

- Rango, A. (1995): The Snowmelt Runoff Model (SRM). In: Singh, V. P. (ed.): *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch (CO), US.
- Rehfuess, K.E. (1990): Waldböden – Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung. Parays Studentexte, 29. Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- Reiche, E.-W. (1996): WASMOD – Ein Modellsystem zur gebietsbezogenen Simulation von Wasser- und Stoffflüssen - Darstellung des aktuellen Entwicklungsstandes. Projektzentrum Ökosystemforschung Kiel. Online im Internet: URL: <http://www.pz-oekosys.uni-kiel.de/~erst/wasmod/wasmod.htm> [Stand: 2001-06-10].
- Richter, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main.
- Ries, J. (1992): Exkursion zu den skitouristisch bedingten Landschaftsschäden am Schauinsland. In: Mäckel, R. und B. Metz: *Schwarzwald und Oberrheintiefland*. Freib. Geogr. Hefte, Band 36. Inst. f. Phys. Geographie, Freiburg i.Br..
- Rutenberg, E., S. Uhlenbrook und Ch. Leibundgut (1999): Spatial delineation of zones with the same dominating runoff generation processes. In: *Integrated Methods in Catchment Hydrology – Tracer, Remote Sensing and New hydrometric Techniques* (Proceedings of IUGG 99 Symposium HS4, Birmingham, July 1999). IAHS Publ. No. 258.
- Schulla, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flusseinzugsgebieten zur Abschätzung der Klimaänderung. Dissertation. Zürcher Graphische Schriften, Heft 65, ETH Zürich.
- Seglenieks, F. (2001): Hour degree factors used in the WASFLOOD model. University of Waterloo, Kanada. Persönliche Korrespondenz vom 03.09.2001.
- Skidmore, A.K. (1989): A Comparison of Techniques for Calculating Gradient and Aspect from a Gridded Digital Elevation Model. *International Journal of Geographical Information Systems*, 3, 323-334.
- Stahr K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, 9. Freiburg.
- Stober, I (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. Ferdinand-Enke-Verlag, Stuttgart.
- Tarboton D.G. (1997): A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid elevation models. *Water Resources Research*, 33, 309-319.
- Tilch, N und S. Uhlenbrook (2001): Ableitung physiographischer Homogenbereiche mesoskaliger Einzugsgebiete auf der Basis breitenverfügbarer Daten – Ist eine Ausweisung von Bereichen mit gleichen dominanten Abflussbildungsprozessen möglich? Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br.. Unveröffentlichter Artikel in Bearbeitung.
- Trenkle, H. (1988): Das Klima. In: Schill E. (Hrsg.) *Breisgau-Hochschwarzwald: Land vom Rhein über den Schwarzwald zur Baar*. Schillinger Verlag, Freiburg.
- Uhlenbrook, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. Dissertation. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 10. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br..

- 
- Van Dam, O. (2000): Modelling incoming Potential Radiation on a land surface with PCRaster. POTRAD5.MOD manual. Utrecht Centre for Environment and Landscape dynamics. Utrecht University. Online im Internet: URL: <http://www.geog.uu.nl/fg/ovandam/potrad/potrad.htm> [Stand: 2001-08-16]
- Van Deursen W.P.A. (1995): Geographical Information Systems and Dynamic Models. Development and application of a prototype spatial modelling language. PhD thesis, Utrecht University. Online im Internet: URL: <http://www.geog.uu.nl/pcraster/thesisWvanDeursen.pdf> [Stand: 2001-08-13].
- Van Deursen W.P.A. und J.C.J. Kwadijk (1993): RHINEFLOW: an integrated GIS water balance model for the river Rhine. In: Kovar K. und H.P. Nachtnebel (Hrsg.): *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management* (Proceedings of the HydroGIS 93 conference, Wien, April 1993). IAHS Publ. No. 211.
- Wendling, U. (2001): Anfrage zur Verdunstung. Persönliche Korrespondenz vom 4. Juli 2001.
- Wesseling, C.G., W.P.A. van Deursen, P.A. Burrough (1996): A spatial modelling language that unifies dynamic environmental models and GIS. Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling. Online im Internet: URL: [http://www.ncgia.ucsb.edu/conf/SANTA\\_FE\\_CD-ROM/sf\\_papers/wesseling\\_cees/santa\\_fe.html](http://www.ncgia.ucsb.edu/conf/SANTA_FE_CD-ROM/sf_papers/wesseling_cees/santa_fe.html) [Stand: 2001-08-13].

## Anhang

### A Überblick über die meteorologischen Stationen

Tabelle Anhang A: Messumfang und Betreiber der meteorologischen Stationen

Stationsname	Feldberg	Hofgrund	Schauinsland	St. Wilhelm
Betreiber	DWD	DWD	Umweltbundesamt	DWD
Zeitliche Auflösung	Täglich	Täglich	30 min	Täglich
Niederschlag	X	X	X	X
Temperatur	60 min	X	X	X
Windgeschwindigkeit			X	
Sonnenscheindauer	60 min			
Globalstrahlung			X	

Stationsname	St. Wilhelm	Zastler	Zastler
Betreiber	Instit. f. Hydrologie	DWD	Instit. f. Hydrologie
Zeitliche Auflösung	10 min	Täglich	10 min
Niederschlag	X	X	X
Temperatur	X	X	X
Windgeschwindigkeit	X		
Sonnenscheindauer			
Globalstrahlung		X	

Ferner wurden die stündliche Sonnenscheindauer der DWD-Stationen Buchenbach, Freiburg und Hinterzarten in die Berechnungen einbezogen.

## B Ausschnitte aus dem Source Code von TAC-D

### Beispiel 1: Ausschnitt aus dem Abflussbildungsmodul

```

*****
# Runoff Generation Routine - Upper storage (US)
*****
# Input of percolated water to upper storage (mm)
sUS_box = sUS_box + sToRunoffGeneration;

# Runoff out of upper storage, modified by slope (mm/h)
sQ_US = (sUS_box * cUS_K) * cSlopeFactor;
sUS_box = max (sUS_box - sQ_US, 0);

# Add water above storage limit to runoff
sQ_US = sQ_US + max (sUS_box - cUS_H, 0);

# Check that storage is not above limit
sUS_box = min (sUS_box, cUS_H);

# If upper and lower storage exist, then percolation into lower storage, also
  into groundwater (mm/h)
sStorageLeak = if (defined(cUS_T), min (sUS_box, cUS_T), min (sUS_box,
  cAll_P));

# Remaining water in upper storage
sUS_box = sUS_box - sStorageLeak;

*****
# Runoff Generation Routine - Lower storage (LS)
*****

# Input of percolated water from upper storage into lower storage (mm)
sLS_box = sLS_box + sStorageLeak;

# Runoff out of lower storage, modified by slope (mm/h)
sQ_LS = (sLS_box * cLS_K) * cSlopeFactor;

# Remaining water in storage (mm)
sLS_box = max(sLS_box - sQ_LS, 0);

# Percolation out of lower storage into groundwater
sToGroundwater = min (sLS_box, cAll_P);

# Remaining water in lower storage
sLS_box = sLS_box - sToGroundwater;

#----REPORT-----REPORT-----REPORT-----REPORT-----Report-----
# Water in storage (mm)
report (endtime) sIniMTD_box = sMTD_box;
report (endtime) sIniUS_box = sUS_box;
report (endtime) sIniLS_box = sLS_box;

report tsMTD_box = timeoutoutput (1, sMTD_box);
report tsUS_box = timeoutoutput (nSoilType, sUS_box);
report tsLS_box = timeoutoutput (nSoilType, cover (sLS_box, 0));

```

```

# Water flow out off storages (mm/h)
report tsQ_SOF = timeoutput (1, sQ_SOF);
report tsQ_US  = timeoutput (nSoilType, sQ_US);
report tsQ_LS  = timeoutput (nSoilType, cover (sQ_LS, 0));

# Accumulate quantities for budget check
#sCumQ_SOF = if (time() ge cStartPeriod, sCumQ_SOF + sQ_SOF, 0);
#sCumQ_US  = if (time() ge cStartPeriod, sCumQ_US  + sQ_US, 0);
#sCumQ_LS  = if (time() ge cStartPeriod, sCumQ_LS  + sQ_LS, 0);
#----REPORT-----REPORT-----REPORT-----REPORT-----Report-----

*****
# Runoff Generation Routine - Combine runoffs (SOF, US, LS)
*****

# Cover missing values in storage runoffs
sQ_SOF = cover (sQ_SOF, 0);
sQ_US  = cover (sQ_US, 0);
sQ_LS  = cover (sQ_LS, 0);

# Combine storage runoffs
sQ_ = sQ_SOF + sQ_LS + sQ_US;

# Combine percolation from upper and lower storage into groundwater
# plus NULL percolation for SOF-zone (mm/h)
sToGroundwater = cover (sToGroundwater, sStorageLeak, 0);
report (cReportMaps) sCumToGW = if (time() ge cStartPeriod, sCumToGW +
    sToGroundwater, 0);
report tsToGW = timeoutput (nSoilType, sToGroundwater);

*****
# Groundwater storage (one parameter for whole area)
*****

# Input of percolated water and lateral flows to groundwater storage (mm)
sGW_box = sGW_box + sToGroundwater;

# Groundwater runoff into stream (mm/h)
sGW_IntoStream = if (bStream, sGW_box, 0);
sGW_box        = if (bStream, 0, sGW_box);
sIntoStream    = sIntoStream + sGW_IntoStream;

# Runoff out of groundwater storage, modified by slope (mm/h)
sQ_GW  = (sGW_box * cGW_K) * cSlopeFactor;
sGW_box = max (sGW_box - sQ_GW, 0);

# Add water above storage limit to runoff
sQ_ = sQ_ + max (sGW_box - cGW_H, 0);

# Check that storage is not above limit
sGW_box = min (sGW_box, cGW_H);

```



```

*****
# Runoff into stream and lateral flows
*****

# Runoff out of "stream cell" into stream (mm/h)
sQ_IntoStream = if (bStream, sQ_, 0);
sIntoStream   = sIntoStream + sQ_IntoStream;
sQ_           = if (bStream, 0, sQ_);
sQ_US        = if (bStream, 0, sQ_US);

# Lateral flows (mm/h)
# a) SOF-zone
sMTD_box = sMTD_box + upstream(LDD, sQ_);

# b) Rest of storages
# If the same RG-type is downstream, then runoff stays in the upper storage,
# else it is combined and flows into lower storage, if there
sQ_US    = if (nRGType == downstream (LDD, nRGType), sQ_US, 0);
sUS_box  = sUS_box + if (defined (cUS_T), upstream(LDD, sQ_US), upstream(LDD,
    sQ_));
sLS_box  = sLS_box + upstream (LDD, sQ_ - sQ_US);

# Lateral flow is diverted into upper storage if lower storage is full (D-
    and F-zone)
sQ_LSfull = if (defined(cLS_H), max(sLS_box - cLS_H, 0), 0);
sUS_box   = sUS_box + sQ_LSfull; # add water to US
sLS_box   = if (defined(cLS_H), min (sLS_box, cLS_H), sLS_box); # set
    LS to limit

# Lateral flows within groundwater storage (mm)
sGW_box = sGW_box + upstream (LDD, sQ_GW);

#----REPORT-----REPORT-----REPORT-----REPORT-----Report-----

# Groundwater storage
report tsQ_GW    = timeoutoutput (not bStream, sQ_GW);
report tsGW_box = timeoutoutput (not bStream, sGW_box);
report (endtime) sIniGW_box = sGW_box;

# Water flow into streams
tsIntoStream    = timeoutoutput (bStream, sIntoStream);
tsGW_IntoStream = timeoutoutput (bStream, sGW_IntoStream);
sQ_IntoStream   = sQ_IntoStream * sRGTypeStreamPart;
tsQ_IntoStream  = timeoutoutput (nRGTypeStream, sQ_IntoStream);

# Accumulate quantity for budget check
sCumQ_GW = if (time() ge cStartPeriod, sCumQ_GW + sQ_GW, 0);
sCumIntoStream = if (time() ge cStartPeriod, sCumIntoStream + sIntoStream,
    0);
#----REPORT-----REPORT-----REPORT-----REPORT-----Report-----

```

**Beispiel 2: Ausschnitt aus dem Abflusskonzentrationsmodul**

```

*****
# Channel routing using kinematic wave with Manning's equation
*****

# Set hourly discharge and cumulative water depth to zero
sQ = scalar(0);
sCumWaterDepth = scalar(0);

# Convert sIntoStream (mm/h) into lateral inflow per distance along stream
((m³/s)/m)
sIntoStream = sIntoStream * cMmToCubM / sStreamLength;

# loop for kinematic wave calculation (in order to decrease the routing
modelling timestep!!)
foreach step in aHour {

    # Calculate stream runoff (m³/s)
    sQ_step = kinematic (StreamLDD, sQ_step, sIntoStream, sAlpha, cBeta,
cTimeStep, sStreamLength);

    # Calculate new water depth (m)
    sWaterDepth = sAlpha * (sQ_step**cBeta) / sStreamWidth;

    # Extra calculation of Alpha to reach a more precise water depth
    sAlpha = AlpTerm * (sStreamWidth + (2* sWaterDepth)** AlpPow;
sWaterDepth = sAlpha * (sQ_step**cBeta) / sStreamWidth;
sAlpha = AlpTerm * (sStreamWidth + (2* sWaterDepth)** AlpPow;

    # Add up the discharge for the whole timestep
    sQ = sQ + sQ_step ;

    # For calculating the mean water depth for the whole timestep
    sCumWaterDepth = sCumWaterDepth + sWaterDepth;
}

# Calculate mean discharge per timestep
sQ_sim = sQ / cNrSteps;

# Convert sQ from m³/s in mm/h and add zero for missing values (= no stream
cells)
sQ_mm = cover(sQ_sim / cMmToCubM , 0);

# Calculate average water depth during timestep
sAverageWaterDepth = sCumWaterDepth / cNrSteps;

# Calculate mean water velocity during timestep (m/s)
report (cSpecial) sVelocity = sQ_sim / (sStreamWidth * sAverageWaterDepth);

```

**Ehrenwörtliche Erklärung:**

Hiermit erkläre ich, dass ich die Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe.

Freiburg, den 20.September 2001

Stefan Roser