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

Angela Sieber

Parameterstudien und Unsicherheitsanalysen mit dem Einzugsgebietsmodell TAC^D



Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i.Br., Januar 2003

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

Angela Sieber

Parameterstudien und Unsicherheitsanalysen mit dem Einzugsgebietsmodell TAC^D

Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut Koreferent: Dr. S. Uhlenbrook

Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i.Br., Januar 2003

Inhaltsverzeichnis

Inl	halt	tsvei	rzeichnis	I
Ve	rze	eichr	nis der Abbildungen im Text	.v
Ve	rze	eichr	nis der Abbildungen im Anhang	IX
Ve	rze	eichr	nis der Tabellen im Text	.X
Ve	rze	eichr	nis der Tabellen im Anhang	XI
Ve	rze	eichr	nis der Abkürzungen und SymboleX	Ш
Zu	sar	nme	enfassungX	VI
Ex	ten	ded	SummaryX	IX
1	F	Einle	eitung	.1
1	.1	P	roblemstellung und Zielsetzung	1
1	.2	Μ	lethodisches Vorgehen	3
2	τ	Unte	rsuchungsgebiet	. 4
2	2.1	Ei	inleitung	4
2	2.2	L	age und Physiographie	5
2	2.3	K	limatische Verhältnisse	6
2	2.4	Н	ydrogeologie und Abflussbildungsprozesse	7
2	2.5	Pe	edologie	9
2	2.6	L	andnutzung	9
2	2.7	Η	ydrologie	11
2	2.8	Fa	azit	12
3	Ι	Das l	Einzugsgebietsmodell TAC ^D	13
3	8.1	Μ	lodellkonzeption und –aufbau	13
3	3.2	Μ	lodellroutinen	14
	3.2	2.1	Schneeroutine	14
	3.2	2.2	Oberflächen- und Bodenroutine	15
	3.	2.3	Abflussbildungs- und Abflusskonzentrationsroutine	17
~	3.1 	2.4 		20
3). <i>3</i>	U	berblick uber die Modellparameter	20
3).4	Si	imulation von Tracerkonzentrationen	22
3		A	Nwenaungsumgebung	23
	3.: 3	5.1 5.2	Konzeption des dynamischen GIS PCKaster	25 25
	J.,	5.4	rogrammstuktur der dynamischen wildemerung	29

3.6	Zeitliche und räumliche Diskretisierung	26
3.7	Modellanwendung	
3.7	7.1 Aufbereitung der Eingangsdaten (Preprocessing)	
3.7	7.2 Modellrechnung (Processing)	27
3.7	7.3 Darstellung und Analyse der Simulationsergebnisse (Postprocessing)	27
3.8	Fazit	27
4 T	Theoretischer Hintergrund der Sensitivitäts- und	• •
l	Insicherheitsanalysen	29
4.1	Einleitung	
4.2	Monte-Carlo-Simulation	
4.2	2.1 Begriffsdefinition	
4.2	2.2 Vorgehensweise	
4.3	Parametersampling	
4.3	3.1 Random Sampling	
4.3	3.2 Latin Hypercube Sampling	
4.4	Sensitivitätsanalyse	
4.4	4.1 Einleitung	
4.4	4.2 Regional Sensitivity Analysis	
4.4	4.3 Regressions analyse	
4.5	Unsicherheitsanalyse	
4.5	5.1 Einleitung	
4.5	5.2 Generalized Likelihood Uncertainty Estimation	40
4.6	Software für Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen	44
4.7	Fazit	45
5 V	Vorstudien mit dem HBV-Modell	47
5.1	Zielsetzung	47
5.2	Das HBV-Modell	
53	Methodisches Vorgehen	48
5.0 5.1	Anwendung des HRV-Modells im Brugge-Finzugsgebiet	
J.-	Anwendung des HD v-Modens in Drugga-Emzügsgebiet	ر ب
5 5./	1.2 Processing	
5	Vorgleich der Sampling Mathadan	
5.5		
5.6	Gute der Simulationen	
5.7	Fazit	52
۲ n	honvogsing don TAC ^D Anwondung im Durges Finguesschief	EJ
0 P	reprocessing der IAC -Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet	53
6.1	I.1 Zeitliche und räumliche Diskretisierung	53

6.	1.2 k	Ilimatische Inputdaten	53
6.	1.3 F	äumliche Inputdaten	57
6.	1.4 A	\bfluss	
6.	1.5 Т	racerkonzentrationen	
6.2	Fazit		60
7 S	Sensitivi	itäts- und Unsicherheitsanalysen mit TAC ^D	61
7.1	Mode	llierung	61
7.	1.1 F	Sestlegung der Verteilungsfunktionen und Wertebereiche	61
7.	1.2 A	Anzahl der Modellsimulationen	62
7.	1.3 N	Aodellierungszeiträume	63
7.	1.4 I	nitialisierung	65
7.	1.5 F	raktische Durchführung	65
7.	1.6 E	Bewertung der Güte der Simulationen	65
7.2	Sensit	ivitätsanalyse	66
7.	2.1 F	Regional Sensitivity Analysis	67
7.	2.2 F	Regressionsanalyse	67
7.3	Unsic	herheitsanalysen	68
7.	3.1 E	Berechnung von Unsicherheitsbereichen	
7.	3.2 N	Aodellparametrisierung	
7.4	Fazit		
8 E	Ergebni	sse und Diskussion	72
8.1	Güte	der Simulationen	72
8.	1.1 A	Abflüsse	72
8.	1.2 S	ilikatkonzentrationen	76
8.	1.3 k	Combination mehrerer Simulationsgrößen	
8.	1.4 F	azit	79
8.2	Sensit	ivitätsanalyse	79
8.	2.1 F	Regional Sensitivity Analysis	79
8.	2.2 F	Regressionsanalyse	
8.	2.3 V	Vergleich der Ergebnisse der Regional Sensitivity Analysis und der	
Re	egression	sanalyse	104
8.	2.4 F	azit	107
8.3	Unsic	herheitsanalysen	108
8.	3.1 E	Cinleitung	108
8.	3.2 V	Verringerung der Parameterunsicherheit durch Multiple-response- und	
М	ultiscale-	Daten	108
	8.3.2.1	Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation	108
~	8.3.2.2	Parameter-Wertebereiche	118
8.	3.3 F	azıt	120

8.4		Modellbewertung		
8.4	4.1	Modellkonzept		
8.4	4.2	Modellparametrisierung		
8.4	4.3	Unsicherheit der Modellergebnisse		
8.4	4.4	Operationeller Einsatz		
8.4	4.5	Fazit		
9 S	cl	llussfolgerungen und Ausblick	126	
Litera	ntı	rverzeichnis		
Anhai	Anhang137			

Verzeichnis der Abbildungen im Text

Abb. 2.1	Einzugsgebiet der Brugga mit meteorologischem Messnetz und Abflusspegeln (aus ROSER 2001, leicht verändert)		
Abb. 2.2	Dreidimensionale Ansicht des Brugga-Einzugsgebiets mit gerastertem Gerinnenetz (aus ROSER 2001, leicht verändert)		
Abb. 2.3	Idealisierter Aufbau periglazialer Deckschichten (aus ROSER 2001, verändert nach REHFUESS 1990)7		
Abb. 2.4	Landnutzungskarte für das Brugga-Einzugsgebiet (50x50 m ² -Raster); Karten- grundlage: TM-LANDSAT-Aufnahme 1993, Klassen korrigiert durch OTT (2002)		
Abb. 2.5	Abflussregime nach Pardé der Brugga und des St. Wilhelmer Talbachs (aus OTT 2002, verändert; Datenquelle: LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ 2000)11		
Abb. 3.1	Schematischer Modellaufbau von TAC ^D (aus OTT 2002, verändert)13		
Abb. 3.2	Bestimmung des abflusswirksamen Anteils von Niederschlags- oder Schneeschmelzwasser (aus UHLENBROOK 1999, nach BERGSTRÖM 1992)16		
Abb. 3.3	Reduktion der potentiellen Verdunstung in Abhängigkeit von der Boden- feuchte (aus UHLENBROOK 1999)16		
Abb. 3.4	 Aufbau der Speicherkonzepte in TAC^D sowie deren Parametrisierung für (a) Einzellinearspeicher (b) Zwei in Reihe geschaltete Linearspeicher (c) Einzellinearspeicher der Sättigungsflächen		
Abb. 3.5	Speicherkonzepte der Raumgliederungsklassen sowie deren laterale und vertikale Fließbeziehungen für ein idealisiertes Hangprofil (aus TILCH ET AL. 2002, verändert)		
Abb. 3.6	Räumliche Fliessbewegung und zeitliche Änderung der Zellattribute in einem dynamischen 2,5-D-System (aus ROSER 2001, ergänzt nach VAN DEURSEN 1995)		
Abb. 3.7	Unterschiedliche Niveaus der Verknüpfung zwischen GIS und dynamischen Modellen (aus ROSER 2001, nach VAN DEURSEN 1995)		
Abb. 3.8	Schematische Darstellung der Gliederung eines dynamischen Modellskripts in PCRaster (aus PCRASTER TEAM 2002a, verändert)		
Abb. 4.1	Schematische Darstellung des Latin Hypercube Samplings für zwei Input- parameter und einen Stichprobenumfang von $M = 5$. Abgebildet sind (a) Dichte- und (b) kumulierte Verteilungsfunktion des normalverteilten Para- meters X_1 , des gleichverteilten Parameters X_2 ((c) bzw. (d)) sowie (e) die zweidimensionale Darstellung einer möglichen Permutation der Parameter- werte (aus WYSS & JORGENSEN 1998, verändert)		
Abb. 4.2	Kumulierte Verteilungen für gute ("behavioural") und schlechte ("non-beha- vioral") Simulationen eines (a) sensitiven und (b) insensitiven Parameters nach der Regional Sensitivity Analysis		
Abb. 4.3	Wahrscheinlichkeitsverteilung und kumulative Wahrscheinlichkeitsvertei- lung zur Ermittlung der Unsicherheitsbereiche nach der GLUE-Methode, dar- gestellt am Beispiel der Outputvariable Abfluss		

Abb. 4.4	Beispiele zweier Membership-functions in der Fuzzy-Theorie	43
Abb. 4.5	Dotty Plots für einen (a) undefinierten und (b) definierten Parameter	44
Abb. 5.1	Schematische Struktur des HBV-Modells (aus BERGSTRÖM 1992, leicht verändert)	48
Abb. 5.2	Standardabweichungen der Modelleffizienz des simulierten Abflusses am Pegel Oberried (Zeitraum 01.11.97 bis 31.10.98)	51
Abb. 6.1	Schematische Darstellung des Verfahrens zur Disaggregierung der Tages- summen des Niederschlags auf Stundenwerte (aus ROSER 2001)	54
Abb. 6.2	Höhenabhängigkeit der mittleren, windkorrigierten Jahresniederschläge im Zeitraum 01.08.95 – 31.07.99 mit angepasster Exponentialfunktion (aus ROSER 2001)	54
Abb. 6.3	Fließdiagramm des Verdunstungsmodells zur Berechnung der potentiellen Verdunstung nach dem Penman-Monteith-Ansatz (aus OTT 2002)	56
Abb. 6.4	Raumgliederung nach Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse (50x50 m ² -Raster)	59
Abb. 7.1	Mittelwert bzw. Standardabweichung der mittleren ((a) bzw. (c)) und maxi- malen Abflüsse ((b) bzw. (d)) für Ereignis 1 in Abhängigkeit von der An- zahl der Simulationen bei Latin Hypercube Sampling	63
Abb. 7.2	Für die Fuzzy-Transformation der Wahrscheinlichkeiten verwendete Membership-function	69
Abb. 8.1	Gemessener und bester simulierter Abfluss (bezogen auf die logarithmierte Modelleffizienz am Pegel Oberried) für Ereignis 3	73
Abb. 8.2	Gemessener und bester simulierter Abfluss (bezogen auf die Modell- effizienz am Pegel Oberried) für die Ereignisse 1 und 2	74
Abb. 8.3	Gemessener und bester simulierter Abfluss (bezogen auf die Modell- effizienz am Pegel Oberried) für die Ereignisse 4 und 5	75
Abb. 8.4	Ganglinie der besten und schlechtesten Silikatsimulation sowie am Pegel Oberried gemessene Silikatkonzentrationen für die Ereignisse 1 und 2	77
Abb. 8.5	Ganglinie der besten und schlechtesten Silikatsimulation sowie am Pegel Oberried gemessene Silikatkonzentrationen für die Ereignisse 4 und 5	78
Abb. 8.6	Kumulierte Verteilungen der sensitiven Parameter für den gesamten Simu- lationszeitraum von Ereignis 1	80
Abb. 8.7	Bestimmtheitsmaß auf Basis der Rohdaten bzw. der rangtransformierten Daten sowie gemessener Abfluss und Gebietsniederschlag für Ereignis 1	83
Abb. 8.8	Parametersensitivitäten vor dem Hintergrund von Niederschlagsinput und simuliertem Abfluss für Ereignis 1	84
Abb. 8.9	Sensitivität der Parameter der Bodenroutine vor dem Hintergrund des Bodenfeuchtegehalts der Raumgliederungsklassen "verzögerter Interflow" (DI), "schneller Interflow" (FI) und "schneller, lateraler Interflow" (FLI) für den besten, schlechtesten und mittleren Parametersatz (bezogen auf R _{eff Oberried}) für Ereignis 1	85
Abb. 8.10	Sensitivität der Sättigungsflächenparameter vor dem Hintergrund der Füll- höhe des Muldenspeichers für den besten, schlechtesten und mittleren Parametersatz (bezogen auf R _{eff Oberried}) für Ereignis 1	86

Abb. 8.11	Sensitivität der Parameter der Abflussbildungsroutine vor dem Hinter- grund der Anteile der einzelnen Abflusskomponenten am Gesamtabfluss für den besten und schlechtesten Parametersatz (bezogen auf R _{eff Oberried}) für Ereignis 1	. 87
Abb. 8.12	Parametersensitivitäten für das Teil-Einzugsgebiet St. Wilhelmer Talbach vor dem Hintergrund von Niederschlagsinput und simuliertem Abfluss für Ereignis 1	. 89
Abb. 8.13	Vergleich der Sensitivitäten für die Parameter der Niederschlagskorrektur, des Sättigungsflächenspeichers und der Bodenroutine für die Pegel Oberried und St. Wilhelmer Talbach für Ereignis 1	. 90
Abb. 8.14	Vergleich der Sensitivitäten für die Parameter der Abflussbildungsroutine für die Pegel Oberried und St. Wilhelmer Talbach für Ereignis 1	. 91
Abb. 8.15	Parametersensitivitäten vor dem Hintergrund von Niederschlagsinput und simuliertem Abfluss für Ereignis 2	. 92
Abb. 8.16	Vergleich der Parametersensitivitäten für die Ereignisse 1 und 2. Die standar- disierten Regressionskoeffizienten sind zeitsynchronisiert auf die Scheitel- abflüsse dargestellt.	. 93
Abb. 8.17	Parametersensitivitäten vor dem Hintergrund von Niederschlagsinput und simuliertem Abfluss für Ereignis 3	. 95
Abb. 8.18	Bestimmtheitsmaß auf Basis der Rohdaten bzw. der rangtransformierten Daten sowie gemessener Abfluss und Gebietsniederschlag für Ereignis 4	. 96
Abb. 8.19	Sensitivität der Schneeparameter vor dem Hintergrund von Niederschlags- input, Lufttemperatur und Wasseräquivalent der Schneedecke für den besten, schlechtesten und mittleren Parametersatz (bezogen auf R _{eff Oberried}) für Ereignis 4	. 97
Abb. 8.20	Parametersensitivitäten vor dem Hintergrund von Niederschlagsinput und simuliertem Abfluss für Ereignis 4	. 99
Abb. 8.21	Parametersensitivitäten vor dem Hintergrund von Niederschlagsinput und simuliertem Abfluss für Ereignis 5	100
Abb. 8.22	Sensitivität der Schneeparameter vor dem Hintergrund von Niederschlags- input, Lufttemperatur und Wasseräquivalent der Schneedecke für den besten, schlechtesten und mittleren Parametersatz (bezogen auf R _{eff Oberried}) für Ereignis 5	101
Abb. 8.23	Kumulierte Verteilungen der zeitabhängigen Regional Sensitivity Analysis der Parameter (a) DI_K_u und (c) MTD für ausgewählte Zeitschritte von Ereignis 1 im Vergleich zu den mithilfe der Regressionsanalyse berechne- ten Sensitivitäten ((b))	105
Abb. 8.24:	Kumulierte Verteilungen der zeitabhängigen Regional Sensitivity Analysis der Parameter (a) GW_K und (c) FI_K_u für ausgewählte Zeitschritte von Ereignis 1 im Vergleich zu den mithilfe der Regressionsanalyse berechne- ten Sensitivitäten ((b))	106
Abb. 8.25	Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation für den Pegel Oberried (5 %- und 95 %-Quantil) unter Berücksichtigung verschiedener Gütemaße für Ereignis 1	109
Abb. 8.26	Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation für den Pegel Oberried (5 %- und 95 %-Quantil) unter Berücksichtigung verschiedener Gütemaße für Ereignis 1	110

Abb. 8.27	Unsicherheitsbereiche der Silikatsimulation (5 %- und 95 %-Quantil) für Ereignis 2	. 111
Abb. 8.28	Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation für den Pegel St. Wilhelm (5 %- und 95 %-Quantil) für Ereignis 2	112
Abb. 8.29	Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation für den Pegel Oberried (5 %- und 95 %-Quantil) unter Berücksichtigung verschiedener Gütemaße für Ereignis 4	113
Abb. 8.30	Unsicherheitsbereiche der Silikatsimulation (5 %- und 95 %-Quantil) für Ereignis 4	113
Abb. 8.31	Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation für den Pegel St. Wilhelm (5 %- und 95 %-Quantil) für Ereignis 4	114
Abb. 8.32	Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation für den Pegel Oberried (5 %- und 95 %-Quantil) unter Berücksichtigung verschiedener Gütemaße für Ereignis 5	115
Abb. 8. 33	Spannweiten der simulierten Abflusspeaks bei einem Konfidenzintervall von 95 %. Die Zahlen geben die Spannweite in % des jeweiligen Maximal- werts an.	116

Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

Abb. A.1: Dotty Plots des Parameters GW_K für Ereignis 2 vor und nach der
Kombination der Gütemaße 145
Abb. A.2: Dotty Plots des Parameters BETA_FI für Ereignis 2 vor und nach der
Kombination der Gütemaße14

Verzeichnis der Tabellen im Text

Tab. 2.1	Prozentuale Verteilung der Landnutzungsklassen im Bruggagebiet (aus OTT 2002; Datengrundlage: TM-LANDSAT-Aufnahme 1993, Klassen korrigiert durch OTT 2002)	10
Tab. 2.2	Gewässerkundliche Hauptzahlen der Brugga (1934 bis 1994) und des St. Wilhelmer Talbachs (1955 bis 1994) (aus ROSER 2001; Datenquelle: LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ 1996)	11
Tab. 3.1	Überblick über die TAC ^D -Modellparameter (nach ROSER 2001, verändert und ergänzt)	20
Tab. 4.1	Wertebereiche des Bestimmtheitsmaßes und deren Interpretation (nach SCHLITTGEN 2000)	38
Tab. 6.1	Abflusskomponenten und ihnen zugewiesene Silikatkonzentrationen	60
Tab. 7.1	Für die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen simulierte Ereignisse	64
Tab. 7.2	Anzahl der für die Kombination der Gütemaße berücksichtigten Parameter- sätze, untere und obere Grenzwerte sowie Anzahl der nach der Kombina- tion verbleibenden Parametersätze	70
Tab. 8.1	Wertebereiche der für die Abflusssimulation erzielten Gütemaße	72
Tab. 8.2	Ränge der mit dem besten Parametersatz eines Ereignisses (bezogen auf R_{eff} Oberried) bei der Simulation der übrigen Ereignisse erzielten Modell-effizienz	76
Tab. 8.3	Wertebereiche des für die Silikatsimulation erzielten Gütemaßes	76
Tab. 8.4	Mit dem besten Parametersatz eines kombinierten Gütemaßes erzielte Einzelmaße	79
Tab. 8.5	Parametersensitivität nach der Regional Sensitivity Analysis-Methode (zeit- unabhängig, jeweils für die gesamten Ereigniszeiträume)	80
Tab. 8.6	Flächenanteile der einzelnen Raumgliederungsklassen im Gesamteinzugs- gebiet der Brugga und im Teileinzugsgebiet des St. Wilhelmer Talbachs	88
Tab. 8.7	Schwellenwerte für die Klassifizierung der Parametersensitivitäten	102
Tab. 8.8	Parametersensitivität nach der Regressionsanalyse für das Gesamteinzugs- gebiet	102
Tab. 8.9	Spannweite der simulierten Abflusspeaks bei einem Konfidenzintervall von 95 %	116
Tab. 8.10	Modelleffizienz der Abflusssimulation für den Pegel Oberried für die Parametersätze mit der höchsten aus der Kombination aller drei Einzel- maße resultierenden Güte	119

Verzeichnis der Tabellen im Anhang

Tab. A.1	Höhenlage, Betreiber und Messumfang der meteorologischen Stationen im Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiet	139
Tab. A.2	Wertebereiche der HBV-Modellparameter	140
Tab. A.3	Wertebereiche der TAC ^D -Modellparameter	141
Tab. A.4	Parameterwerte des besten, mittleren und schlechtesten Parametersatzes (bezogen auf R _{eff Oberried}) für die Ereignisse 1 bis 3	143
Tab. A.5	Parameterwerte des besten, mittleren und schlechtesten Parametersatzes (bezogen auf R _{eff Oberried}) für die Ereignisse 4 und 5	144

Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

α	[-]	Irrtumswahrscheinlichkeit
β	[°]	Neigung der betrachteten Zelle
b	[°]	mittlere Neigung aller Zellen der entsprechenden Raumgliederungsklasse
? ϵ_i	[hPa K ⁻¹]	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve Zufallsfehler der i-ten Parameterkombination
?	[KJ kg ⁻¹]	latente Verdunstungswärme
?	[hPa K ⁻¹]	Psychrometerkonstante
?	$[\text{kg m}^3]$	Dichte der Luft
a	[-]	Anpassungsparameter der Differentialgleichung des kinematischen Wellenablaufs
All_P	$[mm h^{-1}]$	Sickerung aus Deckschichten ins Grundwasser
ASCII		EDV-Datenformat (Amsterdam Subversive Code for Information Interchange)
b	[-]	Anpassungsparameter der Differentialgleichung des kinematischen Wellenablaufs [-]
bj		Regressionskoeffizient der j-ten Prädiktorvariable
b ₀		Regressionskonstante
beta	[-]	Parameter des kinematischen Wellenansatzes
BETA_	[-]	Anpassungsparameter der Bodenroutine
c	$[z.B. mg l^1]$	simulierte Tracerkonzentration
c _i	$[z.B. mg l^1]$	Tracerkonzentration in der Abflusskomponente i
c _p	$[KJ (kg K)^{-1}]$]spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck
CFMAX	[mm (°C d) ⁻	¹]Stunden-Grad-Faktor
CFR [-]		Koeffizient für Wiedergefrieren (coefficient of refreezing)
CWH	[-]	Koeffizient für Wasserspeicherung (coefficient of water holding)
HBV		konzeptionelles Niederschlag-Abfluss-Modell
DFG		Deutsche Forschungsgesellschaft
DH		Tiefenversickerung in Hochlagen (Deep percolation in high areas)
DHM		Digitales Höhenmodell
DI		Gebiete mit verzögertem Interflow (Delayed Interflow)
DOS		Computer-Betriebssystem
DV		Gebiete mit Tiefenversickerung in Tallagen (Deep percolation in valley sediments)
DWD		Deutscher Wetterdienst
e	[hPa]	aktueller Wasserdampfdruck
es	[hPa]	Sättigungsdampfdruck bei aktueller Lufttemperatur
EDI		Gebiete mit extrem verzögertem Interflow (Extremely delayed Interflow)

ET _a	[mm]	aktuelle Evapotranspiration	
ET _p	[mm]	potentielle Evapotranspiration	
EZG		Einzugsgebiet	
FI		Gebiete mit schnellem Interflow (Fast Interflow)	
FLI		Gebiete mit schnellem lateralen Interflow oder Piston Flow (Fast lateral Interflow, Piston Flow)	
FC	[mm]	max. Speicherung im Boden-, Interzeptions- und Muldenspeicher	
FVA		Forstliche Versuchsanstalt Freiburg	
G	$[Wh m^2]$	Bodenwärmefluss	
GIS		Geographisches Informationssystem	
GISLA		Geographical Information Systems for Landscape Analysis	
GLUE		Generalized Likelihood Uncertainty Estimation	
GLUEWIN GW		Software für Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalyse Grundwasser	
GW_H[mm]		Begrenzung der Speicherfüllung des Grundwasserspeichers	
GW_K	$[h^{-1}]$	Auslaufkoeffizient des Grund wasserspeichers	
HBV		Konzeptionelles Niederschlag-Abfluss-Modell	
HEC-1		Niederschlag-Abfluss-Modell	
HHQ	$[m^3 s^{-1}]$	maximaler jemals gemessener Hochwasserabfluss	
HQ	[m ³ s ⁻¹]	Hochwasserabfluss, oberer Grenzwert in einem betrachteten Zeitraum	
IDW		Inverse Distance Weighting-Verfahren	
IHF		Institut für Hydrologie der Universität Freiburg	
IPG		Institut für Physische Geographie der Universität Freiburg	
k	$[h^{-1}]$	Auslaufkoeffizient	
K _x	$[d^{-1}]$	Auslaufkoeffizient des x-ten Speichers	
LANDSAT		Fernerkundungs-Satellit	
L _c		kombinierte Wahrscheinlichkeit für den Parametersatz Pj	
Li		Wahrscheinlichkeit i für den Parametersatz Pj	
LINUX		Computer-Betriebssystem	
logR _{eff}	[-]	logarithmierte Modelleffizienz	
LP	[-]	Anteil des maximalen Bodenfeuchtegehalts, oberhalb dessen $ET_a = ET_p$ wird	
LS		unterer Speicher (lower storage)	
М		Anzahl der Parameterkombinationen	
MAXBAS		Basis der Dreiecks-Gewichtungsfunktion	
meltt	$[mm h^{-1}]$	Schmelzwasser der Stunde t	
MHq	[l (s km²) ⁻¹]	mittlere Hochwasserspende	
MHQ	$[m^3 s^{-1}]$	mittlerer Hochwasserabfluss	
MIKE SHE		physikalisch basiertes Niederschlag-Abfluss-Modell	

MNq	$[1 (s \text{ km}^2)^{-1}]$	mittlere Niedrigwasserspende	
MNQ	$[m^3 s^{-1}]$	mittlerer Niedrigwasserabfluss	
Mq	$[1 (s \text{ km}^2)^{-1}]$	mittlere Abflussspende	
MQ	$[m^3 s^{-1}]$	mittlerer Abfluss, arithmetisches Mittel der Abflüsse im betrachteten Zeitraum	
MTD	[mm]	Muldenrückhalt in Gebieten mit Sättigungsflächenabfluss (Micro- topographic depression)	
MTD_K	$[h^{-1}]$	Auslaufkoeffizient des Muldenspeichers	
Ν		Nicht sensitiver Parameter	
Ν	$[m^{1/3} s^{-1}]$	Rauhigkeitsbeiwert nach Manning	
NNQ	$[m^3 s^{-1}]$	minimaler jemals gemessener Niedrigwasserabfluss	
NQ	$[m^3 s^{-1}]$	Niedrigwasserabfluss, unterer Grenzwert im betrachteten Zeitraum	
NS	$[mm h^{-1}]$	Niederschlagshöhe	
NW		Niedrigwasserperiode	
р	[-]	Wahrscheinlichkeit	
Р	[mm]	Input in die Bodenroutine	
PCC	[-]	partieller Korrelationskoeffizient	
PotRad		Potential Radiation Equator Model	
PrecIDWPart	[-]	Anteil des über IDW regionalisierten Niederschlags	
PrecRadius	[m]	Maximale Entfernung bei der IDW-Niederschlagsregionalisierung	
q	$[m^{3}(s m)^{-1}]$	laterale Zuflüsse	
Q	$[mm h^{-1}]$	Speicherabfluss	
Q _{ges}	$[m^3 s^{-1}]$	Gesamtabfluss	
Qi	$[m^3 s^{-1}]$	Abfluss der Abflusskomponente i	
Q _x	$[mm d^{-1}]$	Speicherausfluss aus dem x-ten Speicher	
r _a	$[s m^{-1}]$	aerodynamischer Widerstand	
r _s	$[s m^{-1}]$	Oberflächenwiderstand	
R _N	$[Wh m^2]$	Nettostrahlung	
\mathbb{R}^2	[-]	Bestimmtheitsmaß	
R ² _{Silikat}	[-]	Bestimmtheitsmaß für die Silikatsimulation	
recharge	[-]	Anteil des infiltrierenden Wassers, das in die Abflussbildungsroutine weitergeleitet wird	
R _{eff}	[-]	Modelleffizienz	
Reff Oberried	[-]	Modelleffizienz für den Pegel Oberried	
Reff St. Wilhelm	[-]	Modelleffizienz für den Pegel St. Wilhelm	
refreezing_me	$lt_t[mm h^{-1}]$	wiedergefrorenes Schmelzwasser der Stunde t	
S		gering sensitiver Parameter	
S	[mm]	Speicherinhalt	
S _{sm}	[mm]	aktuelle Bodenfeuchte	
SIMLAB		Software für Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalyse	
SFCF	[-]	snow fall correction factor	

SLZ [mm]		Speicherung im unteren Speicher (storage in lower zone)
SOF		Sättigungsoberflächenabfluss (saturated overland flow)
SRC	[-]	Standardisierter Regressionskoeffizient
SRRC	[-]	Standardisierter Rang-Regressionskoeffizient
SS		sensitiver Parameter
SSS		sehr sensitiver Parameter
StreamLength	[m]	Gerinnelänge pro Zelle
StreamWidth	[m]	Gerinnebreite
SUZ [mm]		Speicherung im oberen Speicher (storage in upper zone)
t	[s]	Zeit
ti	[-]	Anzahl Sekunden im Berechnungsintervall
T _t	[°C]	auf Höhenzone interpolierte Lufttemperatur der Stunde t
TAC		Tracer aided catchment model
TAC ^D		Tracer aided catchment model, distributed
TimeStep	[s]	Zeitschrittlänge des Abflussroutings
TOPMODEL		Konzeptionelles Niederschlag-Abfluss-Modell
TK 25		Topographische Karte im Maßstab 1: 25000
TK 50		Topographische Karte im Maßstab 1: 50000
TT	[°C]	Temperaturschwellenwert für Schneefall
TT_melt	[°C]	Schwellenwert für Schneeschmelze (Freiflächen)
TT_melt_fores	t [°C]	Schwellenwert für Schneeschmelze (Waldflächen)
UA		Unsicherheitsanalyse
UBA		Umweltbundesamt
UrbanSplit	[-]	Versiegelungsgrad
UNIX		Computer-Betriebssystem
US		oberer Speicher (upper storage)
US_H	[mm]	Begrenzung der oberen Speicherfüllung (upper storage height)
UZL	[mm]	Schwellenwert des oberen Speichers (upper zone level)
v	$[m s^{-1}]$	Windgeschwindigkeit
WBS-FLAB		wissensbasiertes System zur Ausweisung von Flächen gleicher Abflussbildung
WindA	[-]	Niederschlagskorrekturfaktor
WindB	[-]	Niederschlagskorrekturfaktor
x	[m]	Fließstrecke
x_i		gemessener Wert zum Zeitpunkt i
\overline{x}		Mittelwert der gemessenen Werte
X _{ij}		j-te Prädiktorvariable der i-ten Parameterkombination
yi		geschätzte Regressionsfunktion der abhängigen Variablen der i-ten Parameterkombination
y _i		simulierter Wert zum Zeitpunkt i
\overline{y}		Mittelwert der simulierten Wert

Zusammenfassung

Die vorliegende Diplomarbeit wurde im Rahmen des Bündelprojekts "Abflussbildung und Einzugsgebietsmodellierung" der Deutschen Forschungsgemeinschaft erstellt. Ihr Ziel war die Durchführung von Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen für das Einzugsgebietsmodell TAC^D bei einer Anwendung auf das Bruggagebiet.

Das *Brugga-Einzugsgebiet* bietet gute Voraussetzungen für derartige Studien, da Ergebnisse experimenteller Arbeiten und ausreichend Messdaten vorhanden sind. Aufgrund der Einzugsgebietsgröße von 40 km² liegen die zur Modellierung benötigten Rechenzeiten in einer akzeptablen Größenordnung. Das gebirgige, überwiegend bewaldete Brugga-Einzugsgebiet liegt im Südschwarzwald. Entsprechend seiner starken Reliefierung zeigt sich eine große Heterogenität der Klimaelemente. Das kristalline Grundgebirge ist von quartären Deckschichten überlagert, die den Hauptumsatzraum des Wassers darstellen und für die Abflussbildung von besonderer Relevanz sind.

Das *flächendetaillierte TAC^D-Modell* setzt sich aus mehreren konzeptionellen Routinen zusammen. Die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration erfolgt gemäß dem Penman-Monteith-Ansatz. Die Schneeroutine nach dem Grad-Tag-Verfahren und die Bodenroutine sind dem HBV-Modell entnommen Das Abflussbildungsmodul ermöglicht eine prozessorientierte Modellierung, indem verschiedene Abflussbildungsprozesse für Zonen gleicher dominierender Abflussbildungsmechanismen durch Einzellinearspeicher oder lineare Speicherkaskaden konzeptionalisiert werden. TAC^D ist vollständig in die Anwendungsumgebung des Geographischen Informationssystems PCRaster integriert, das eine Kombination klassischer GIS-Anwendungen und dynamischer Modellierung ermöglicht.

Die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen wurden auf der Basis einer *Monte-Carlo-Simulation* durchgeführt. Zur Generierung der Input-Parameterkombinationen wurde die *Latin Hypercube Sampling*-Methode angewandt. Latin Hypercube Sampling stellt für rechenintensive Modelle eine praktikable Alternative zu Random Sampling dar, da der Parameterraum mit deutlich weniger Stichproben repräsentativ erfasst, und damit die Anzahl der Simulationsläufe verringert werden kann. Mit dem HBV-Modell durchgeführte Vorstudien ergaben, dass sich die beim Latin Hypercube Sampling nötige Stichprobenanzahl nur anhand von Untersuchungen der Konvergenz statistischer Größen des Modelloutputs in Abhängigkeit von der Anzahl der durchgeführten Simulationen ermitteln lässt. Anhand solcher Konvergenzuntersuchungen für ein mit TAC^D modelliertes Einzelereignis wurde die Anzahl der erforderlichen Stichproben auf 400 festgesetzt.

Die Durchführung von 400 Modellläufen für einen längeren Zeitraum erwies sich rechentechnisch als nicht durchführbar, weshalb fünf Einzelereignisse mit unterschiedlichen Rand- und Anfangsbedingungen simuliert und analysiert wurden.

Die Auswertung der Simulationsergebnisse für die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen wurde mithilfe der speziell für diesen Zweck entwickelten Programme *SIMLAB* und *GLUEWIN* vorgenommen.

Die *Sensitivitätsanalyse* erfolgte nach zwei verschiedenen Methoden, der Regional Sensitivity Analysis und der Regressionsanalyse. Die *Regional Sensitivity Analysis* wies acht sensitive Parameter aus, wobei sich zwischen den einzelnen Ereignissen eine große Variabilität der Parametersensitivitäten zeigte. Die Auslaufkoeffizienten des Grundwasserspeichers sowie des oberen Speichers der Raumgliederungsklasse "verzögerter Interflow" sind für das Bruggagebiet als sehr sensitiv einzustufen. Ihre Sensitivitäten spiegeln den Einfluss des grundwasserbürtigen Abflusses im Vorlauf des eigentlichen Hochwasserereignisses bzw. die räumliche Dominanz der genannten Raumgliederungsklasse im Einzugsgebiet wider.

Die *regressionsbasierte Sensitivitätsanalyse* lieferte im Vergleich zur Regional Sensitivity Analysis deutlich mehr und komplexere Ergebnisse: Die Parametersensitivitäten weisen sowohl zwischen den einzelnen Zeiträumen als auch im zeitlichen Verlauf eines Hochwasserereignisses eine große Variationsbreite auf, wobei sich eine Abhängigkeit von den Anfangs- und Randbedingungen ergibt. Neben dem Niederschlag und der Lufttemperatur als System-Inputgrößen sind die Speicherfüllungen und die Anteile einzelner Abflusskomponenten am Gesamtabfluss ausschlaggebend. Die Sensitivität einzelner Parameter stellt somit keine Modellkonstante dar, sondern muss immer im Kontext des untersuchten Zeitraums betrachtet werden. Die Durchführung einer separaten Regressionsanalyse für ein Teileinzugsgebiet deckte darüber hinaus eine deutliche, von der Struktur des Einzugsgebiets und dessen Konzeptionalisierung abhängige räumliche Variabilität der Parametersensitivitäten auf.

Für die Spitzenabflüsse der für den Pegel Oberried simulierten Hochwasserereignisse erweisen sich die Auslaufkoeffizienten der oberen Speicher der Raumgliederungsklassen "verzögerter Interflow", "schneller lateraler Interflow" und "schneller Interflow" sowie die maximale Füllhöhe des Sättigungsflächenspeichers als sehr sensitiv. Der Auslaufkoeffizient des Grundwasserspeichers ist für die untersuchte Niedrigwasserperiode die dominierende Modellgröße.

Die Interpretation des zeitlichen Verlaufs der Sensitivitäten vor dem Hintergrund von simulierten und gemessenen Zusatzinformationen ermöglichte einen Einblick in das interne Modellverhalten. Die Sensitivitäten zeigten eine realistische Reaktion auf variierende Anfangs- und Randbedingungen und lieferten damit einen Beweis für die Plausibilität des Modellkonzepts und seine Eignung für die Simulation des Brugga-Einzugsgebiets.

Als Folge einer großen *Parameterunsicherheit* ergaben die *GLUE-Analysen* für die Abflusssimulation weite, ereignisabhängige Unsicherheitsbereiche, die nicht auf beliebige Zeiträume übertragbar sind.

Der Beitrag anderer Unsicherheitsquellen wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht separat untersucht. Die Sensitivitätsanalysen für die Modellparameter der Niederschlagskorrektur ergaben eine relativ geringe Bedeutung dieser Größen für Abflusssimulation. Aufgrund einer Ausweitung der Unsicherheitsbereiche bei Niederschlagsinput ist jedoch ein größerer Einfluss der Fehler der Niederschlags-Inputdaten oder ihrer Regionalisierung auf die Simulationsunsicherheit nicht auszuschließen.

Um die Reduktion der Unsicherheit bei einer Integration von *Multiple-response-* und *Multiscale-Daten* zu analysieren, wurden verschiedene Gütemaße kombiniert: Die Modelleffizienz der Abflusssimulation für das gesamte Einzugsgebiet und das Teileinzugsgebiet des St. Wilhelmer Talbachs sowie das Bestimmtheitsmaß für die Simulation der Konzentrationen von gelöstem Silikat. Durch die Integration der zusätzlichen Gütemaße war in jedem Fall eine Einschränkung der Simulationsunsicherheit möglich. Die mit der zusätzlichen Multiple-response- bzw. Multiscale-Größe zu erzielende Einengung der Unsicherheitsbereiche zeigte dabei eine deutliche Abhängigkeit von der Güte ihrer Simulation.

Eine Einengung der *Parameter-Wertebereiche*, in denen gute Modellergebnisse zu erzielen sind, war durch die Kombination zweier Gütemaße nicht möglich. Der Grund hierfür liegt vermutlich in der sehr hohen Komplexität der Parameterinteraktionen. Es konnten jedoch durch die Berücksichtigung mehrerer Zielgrößen solche Parametersätze ausgeschlossen werden, die nur aufgrund von sich gegenseitig kompensierenden Fehlern gute Abflusssimulationen liefern.

Die Simulation extremer Abflussereignisse stellt eine *Schwachstelle des Modellkonzepts* dar, die jedoch durch die Konzeptionalisierung räumlich variabler Sättigungsflächen verbessert werden kann. Bei zukünftigen Modellanwendungen im Bruggagebiet können für eine *vereinfachte Modellanpassung* die als insensitiv identifizierten Parameter als Konstanten behandelt werden. Die Kalibrierung sollte in jedem Fall auf *mehrere Zielgrößen* vorgenommen werden, um so die Modellparametrisierung zu verbessern, und die aus der großen Parameterunsicherheit resultierenden weiten Unsicherheitsbereiche einzuschränken.

Stichworte:

Konzeptionelles Einzugsgebietsmodell	Regressionsbasierte Sensitivitätsanalyse
Monte-Carlo-Analyse	Generalized Likelihood Uncertainty Estimation
Latin Hypercube Sampling	Parameterunsicherheit
Regional Sensitivity Analysis	Multiple-response

Extended Summary

This thesis was compiled within the framework of the project "Runoff Generation and Basin Modelling" by the German Research Council (Deutsche Forschungsgemeinschaft). Its aim was to perform sensitivity and uncertainty analyses for the catchment model TAC^D in application to the Brugga basin.

The *Brugga catchment* provides good prerequisites as findings of experimental field studies and satisfactory measurement data are available. Due to its expanse of 40 km² the effort of computing power for modelling is within acceptable dimensions. The mountainous, predominantly wooded Brugga catchment is situated in the southern Black Forest. Due to its pronounced terrain the climatic factors are of great variability. The crystalline bedrock is covered by quarternary debris covers. The latter constitute the main area for exchange of water and are of vital relevance for runoff generation.

The *distributed model* TAC^{D} is composed of several conceptional modules. Potential evapotranspiration is computed according to the Penman-Monteith approach. The snow module and the soil routine according to the degree-day approach are gathered from the HBV model. The runoff generation routine allows process-oriented modelling. Therefore the catchment is subdivided into areas dominated by the same runoff generation processes. Each of these processes is conceptionalized by means of single linear storages or linear storage cascades. The environment for model application is the Geographic Information System PCRaster which supplies the possibility of combining classical GIS-applications with dynamic modelling.

The sensitivity and uncertainty analyses are based on a *Monte-Carlo-Simulation*. For generating the input parameter sets *Latin Hypercube Sampling* was used as it offers a vital advantage for computational intensive models compared to Random Sampling: By using Latin Hypercube Sampling the parameter space can be sampled representatively with clearly fewer samples. Consequently the required quantity of simulation runs is reduced. Preliminary studies with the HBV model showed that the number of required samples for Latin Hypercube Sampling can only be determined by observing convergence of statistical factors of model outputs depending on the number of conducted model runs. By means of such studies of convergence for a single runoff event modelled with TAC^D the number of necessary sample was set to 400.

As running 400 model simulations was too time consuming for modelling long periods, five single events with differing initial and boundary conditions were simulated.

The examination of the model results for sensitivity and uncertainty analyses was done using the software *SIMLAB* and *GLUEWIN* which were specially developed for this goal.

Sensitivity analysis was performed by means of two different methods, a Regional Sensitivity Analysis and a regression analysis. The *Regional Sensitivity Analysis* determined eight sensitive parameters, but a great variation of sensitivity among the individual events became obvious. The storage coefficients of the groundwater storage and the upper storage of the runoff generation zone "delayed interflow" can be classified as very sensitive. Their sensitivities reflect the vital importance of groundwater runoff preliminary to the actual runoff event, respectively the spatial dominance of the named runoff generation class.

The *sensitivity analysis based on regression analysis* yielded much more and also more complex results than the Regional Sensitivity Analysis: Parameter sensitivity varies strongly both between the single events and during the timescale of a flood event, showing a clear dependency on initial and boundary conditions. Apart from the system input variables precipitation and air temperature storage fillings and portions of particular runoff components are also vital. Consequently the relevance of single parameters for runoff simulation is not a model constant, but has to be connected with the time under study. Furthermore a regression analysis performed for a subbasin revealed an obvious spatial variability of parameter sensitivity due to catchment structure and its conceptualisation.

For simulating peak flows at gauge Oberried the storage coefficients of the upper storages characterising the areas which generate delayed interflow, fast interflow and fast lateral interflow are very sensitive. Apart from these factors the maximum charge of saturated area storage is of great relevance. For the low flow period the storage coefficient of groundwater storage is the dominating size.

Interpreting the temporal course of sensitivities against the background of simulated and measured additional information delivered insight into internal model behaviour. Sensitivities showed a realistic reaction to changing initial and boundary conditions. This proves the plausibility of the model concept and its applicability for simulating the Brugga catchment.

Due to a large *parameter uncertainty* the *GLUE analyses* revealed wide uncertainty bounds for runoff simulation which differed among the single events and cannot be transferred to arbitrary periods.

The contribution of other sources of uncertainty was not investigated. The sensitivity analyses showed only a slight relevance of the precipitation correction factors. However uncertainty bounds increased during rainfall events. Thus a larger effect of incorrect rainfall data or regionalization on simulation uncertainty cannot be excluded.

In order to test the reduction of uncertainty caused by an integration of *multiple response* and *multiscale data*, different performance measures were combined: the model efficiency for both the whole Brugga catchment and the sub-catchment St. Wilhelmer Talbach as well as the coefficient of determination for simulated concentrations of dissolved silica. By combining these performance measures a constraint of simulation uncertainty could be achieved in either case, but the potential restriction of uncertainty bounds showed a clear dependence on the simulation quality of the additional data.

A constriction of *parameter ranges* in which good model results are feasible could not be achieved. The likely reason for this is the huge complexity of parameter interactions. However, by taking several output factors into account it was possible to eliminate parameter combinations which only yielded good runoff simulations because of compensating errors.

Simulating extreme runoff events constitutes a *flaw of the model concept*. Yet this can be improved by conceptionalising spatial variable saturated areas. Future model *calibrations* for the Brugga basin can be *simplified* by handling parameters which were identified to be insensitive as constants. By all means the model should be calibrated against *several output factors*. Thus model parametrization can be improved and the wide uncertainty bounds resulting from the great parameter uncertainty can be narrowed.

Keywords:

conceptual catchment model Monte Carlo Analysis Latin Hypercube Sampling Regional Sensitivity Analysis regression-based sensitivity analysis General Likelihood Uncertainty Estimation parameter uncertainty multiple-response

1 Einleitung

Die Einzugsgebietsmodellierung, mit deren Hilfe zahlreiche wasserwirtschaftliche Probleme gelöst werden können, stellt eine der zentralen Aufgaben der Hydrologie dar. Neben den klassischen Aufgaben der Hochwasservorhersage und Wasserbilanzierung sind in den letzten Jahren verstärkte Anstrengungen auf den Gebieten der Stofftransportmodellierung und der Simulation der Auswirkungen von Klima- und Landnutzungsänderungen auf den Wasserhaushalt unternommen worden. Die letztgenannten Aufgaben sind nur mit prozessorientierten hydrologischen Modellen wie TAC^D zu bewerkstelligen.

Obwohl die bedeutende Rolle der Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen im Modellierungsprozess allgemein anerkannt ist, sind sie heute noch nicht Teil jeder Modellanwendung. Eine Sensitivitätsanalyse stellt ein wertvolles Instrument für die Erstellung, Plausibilisierung, Verbesserung, Kalibrierung und Validierung hydrologischer Modelle dar. Abschätzungen der Unsicherheiten der Simulationsergebnisse sind für ihre Glaubhaftigkeit und Verwendbarkeit von fundamentaler Bedeutung.

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Die vorliegende Arbeit ist im Rahmen des Bündelprojekts "Abflussbildung und Einzugsgebietsmodellierung" der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) entstanden, dessen Ziel die Verbesserung der prozessorientierten Einzugsgebietsmodellierung mithilfe experimenteller Untersuchungen sowie optimierter Modellansätze ist. Die Arbeitsgruppe des Instituts für Hydrologie der Universität Freiburg führte dazu u.a. Tracerstudien zur Entschlüsselung der Abflussbildungsprozesse im mesoskaligen Einzugsgebiet der Brugga (Südschwarzwald) durch. Aufbauend auf diesen experimentellen Erkenntnissen entwickelte UHLENBROOK (1999) das prozessorientierte, semi-distribuierte Einzugsgebietsmodell TAC (tracer <u>a</u>ided <u>c</u>atchment model). Die Weiterentwicklung zum <u>d</u>istribuierten Modell TAC^D (ROSER 2001) durch Einbindung in ein dynamisches Geographisches Informationssystem ermöglichte eine Weiterentwicklung und Verbesserung der konzeptionellen Modellansätze, sowie eine höhere zeitliche Auflösung der Simulationsergebnisse. Die Anwendung von TAC^D in den Einzugsgebieten der Brugga und Dreisam lieferte gute Ergebnisse der Abflusssimulation. Bisher erfolgten jedoch keine Untersuchungen zur Parametersensitivität und keine Unsicherheitsanalysen.

Da es sich bei TAC^D um ein konzeptionelles Einzugsgebietsmodell handelt, müssen zahlreiche Modellparameter durch Kalibrierung bestimmt werden, was sich bei über 30 Parametern als sehr zeitintensiv erweist. Mithilfe einer Sensitivitätsanalyse kann die Relevanz der einzelnen Modellparameter für die Güte der Simulation untersucht werden. Neben einer effizienteren Kalibrierung ist dadurch auch eine gezieltere Ausrichtung zukünftiger Forschungs- und Messschwerpunkte möglich. Weiterhin lässt sich anhand einer Sensitivitätsanalyse untersuchen, ob das Modellverhalten, dass sich als Antwort auf repräsentative Variationen der Modellparameter und Randbedingungen ergibt, realistisch ist (LANE & RICHARDS 2001, 429). Das Modellkonzept kann so plausibilisiert oder als unzureichend erkannt werden.

Das konzeptionelle TAC^D-Modell wurde bisher nur durch einen Vergleich zwischen beobachteten und gemessenen Abflussdaten kalibriert und validiert. Es könnte daher gute Simulationsergebnisse liefern, ohne die internen Systemzustände korrekt wiederzugeben, wenn sich einzelne Fehler gegenseitig ausgleichen (SEIBERT & MCDONNELL 2001, 128). KLEMES (1986, 178) prägte für diesen Sachverhalt die viel zitierte Formulierung "right for the wrong reasons". Für Aufgaben wie die Abflussvorhersage oder die Verlängerung von Zeitreihen sind diese Fehler noch tolerierbar, während beispielsweise die Simulation möglicher Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt oder hydrochemische Modellierungen unbedingt eine korrekte Simulation der internen Modellzustände erfordern (BERGSTRÖM & LINDSTRÖM 2001, 166). Durch die Berücksichtigung mehrerer Zielgrößen (Multiple-response-Daten, z.B. die Simulation der Konzentrationen natürlicher Tracer) lässt sich dieses Modellfehlverhalten gegebenenfalls aufdecken (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 2002).

Die hohe Anzahl der Modellparameter macht die Parameterunsicherheit bei TAC^D zu einem schwerwiegenden Problem: Es ist unmöglich, die Parameterwerte anhand des Abflusses als einziger Vergleichsgröße eindeutig zu bestimmen. Mehrere Parametersätze liefern daher ähnlich gute Modellergebnisse (BEVEN & BINLEY 1992). Auch hier kann die Integration von Multipleresponse-Daten ein hilfreiches Instrument zur Problemlösung darstellen. Neben der Parameterunsicherheit sind natürliche Unsicherheiten, Fehler in den gemessenen Inputdaten sowie den zur Kalibrierung verwendeten Messwerten, Regionalisierungsfehler und die Unsicherheit der Modellstruktur für die bei allen Simulationen unvermeidbare Unsicherheit der Modellergebnisse verantwortlich. Soll TAC^D außerhalb der Bereiche angewendet werden, für die das Modell erfolgreich kalibriert und validiert wurde, und für die keine gemessenen Daten vorliegen, sind Unsicherheitsanalysen zur Abschätzungen der Verlässlichkeit der Modellergebnisse zwingend erforderlich (MELCHING 1995).

Der große Bedarf an Rechenkapazität stellt ein Problem für die Durchführung der oben genannten Untersuchungen dar. Die Modellierung eines Jahres benötigt für das zu modellierende Brugga-Einzugsgebiet im 50x50 m²-Raster bei Verwendung eines Pentium 4-Prozessors mit 2,26 GHz etwa zwei Stunden. Aus diesem Grund müssen Verfahren der Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalyse angewandt werden, die für Modelle mit einem großem Bedarf an Rechenkapazität durchführbar sind.

Ziel der Arbeit ist es, geeignete Methoden für die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen des rechenintensiven Modells TAC^D zu finden und diese für die Modellanwendung auf das Einzugsgebiet der Brugga durchzuführen. Durch die Sensitivitätsanalyse soll die Bedeutung der Modellparameter bei verschiedenen Anfangs- und Randbedingungen (z.B. unterschiedliche Speicherfüllungen, variierender Niederschlagsinput) untersucht werden, weiterhin sollen damit das Modellkonzept bewertet und gegebenenfalls Schwachstellen aufgedeckt werden.

Die Unsicherheitsanalysen haben zum einen die Quantifizierung der Unsicherheit der Modellergebnisse zum Ziel. Weiterhin soll die Frage geklärt werden, ob durch die Integration von Multiple-response- und Multiscale-Daten eine Reduktion der Parameterunsicherheit erzielt werden kann, und welche Daten gegebenenfalls zu diesem Zweck besser geeignet sind. Die Integration dieser Größen zielt weiterhin darauf ab, Parametersätze auszuschließen, die nur aufgrund sich kompensierender interner Modellfehler gute Abflusssimulationen liefern. Auf diese Weise soll das Problem der Parameterunsicherheit reduziert werden. Die Synthese der Untersuchungsergebnisse soll zu einer kritischen Bewertung des Modells sowie zu möglichen Optimierungsvorschlägen führen.

1.2 Methodisches Vorgehen

Um die oben aufgeführten Problemstellungen zu lösen, wurde folgende Schritte durchgeführt: Am Beginn der Arbeit stand eine intensive Literaturstudie, um geeignete Verfahren für die Durchführung der Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen mit TAC^D zu finden. Der nächste Schritt bestand in der Suche nach passender, erschwinglicher Software zur effizienten Durchführung der gewählten Methoden, sowie der anschließenden Einarbeitung in dieselbe.

Da Anwendungen des für die Analysen gewählten Ansatzes (Monte-Carlo-Simulationen unter Verwendung von Latin Hypercube Sampling) für komplexe hydrologische Niederschlag-Abfluss-Modelle in der Literatur bisher selten zu finden sind, wurden zuerst Vorstudien mit dem HBV-Modell durchgeführt. Seine geringen Rechenzeiten ermöglichten einen auf einer großen Anzahl von Simulationsläufen basierenden Vergleich der Konvergenz von Random Sampling und Latin Hypercube Sampling. Aufbauend auf diesen Ergebnissen wurden Konvergenzanalysen mit TAC^D durchgeführt, und damit die Anzahl der nötigen Stichproben bzw. Modellsimulationen bei der Verwendung von Latin Hypercube Sampling festgelegt.

Die Durchführung der nötigen Modellläufe für längere Zeiträume war trotz der Verwendung von Latin Hypercube Sampling aufgrund der benötigten Rechenzeit nicht möglich. Es galt daher verschiedene Einzelereignisse auszuwählen, die neben unterschiedlichen Anfangs- und Randbedingungen gemessene Silikatkonzentrationen aufweisen sollten.

Die Aufbereitung der benötigten Eingangsdaten, die Automatisierung der Ablaufsteuerung für mehrere tausend Simulationen sowie die Aufbereitung der Modellierungsergebnisse für die weitere Auswertung erforderte die Programmierung verschiedener Visual Basic-Makros.

Die Sensitivitätsanalyse nach den Methoden der Regional Sensitivity Analysis und der Regressionsanalyse stellte den nächsten Arbeitsschritt dar.

Für die Unsicherheitsanalysen nach der Generalized Likelihood Uncertainty Estimation-Methode mussten geeignete Ausschluss- und Kombinationskriterien für die Gütemaße der verschiedenen simulierten Größen gefunden und angewandt werden.

Der letzte Schritt bestand in der Auswertung und Synthese der Untersuchungsergebnisse zu einer Modellbewertung und der Erarbeitung möglicher Verbesserungsvorschläge.

2 Untersuchungsgebiet

2.1 Einleitung

Für eine umfassende Bewertung hydrologischer Modellkonzepte sind langjährig unterhaltene Forschungseinzugsgebiete prädestiniert, da sie in der Regel gut instrumentiert sind, eine ausreichende Datengrundlage bieten und für sie detaillierte experimentell ermittelte Prozesskenntnisse vorliegen. Das Brugga-Einzugsgebiet war in den letzten Jahren Objekt zahlreicher Studien und erfüllt somit die genannten Voraussetzungen. Für die vorliegende Diplomarbeit erwies sich weiterhin seine relativ geringe Einzugsgebietsfläche als entscheidendes Kriterium, da die Anzahl der nötigen Simulationsläufe für ein größeres Gebiet nicht in der erforderlichen räumlichen Auflösung durchführbar gewesen wäre.

In den folgenden Abschnitten sollen die wichtigsten Gebietseigenschaften dargestellt werden. Eine ausführliche Abhandlung findet sich bei UHLENBROOK (1999, 8ff). Soweit nicht anders erwähnt, sind die Informationen seiner Arbeit entnommen.



Abb. 2.1: Einzugsgebiet der Brugga mit meteorologischem Messnetz und Abflusspegeln (aus ROSER 2001, leicht verändert)

2.2 Lage und Physiographie

Das Einzugsgebiet der Brugga (Abbildung 2.1) ist ein Teileinzugsgebiet der Dreisam und liegt ca. 10 km südöstlich von Freiburg im kristallinen Grundgebirge des Südschwarzwalds. Die Einzugsgebietsfläche beträgt 40,1 km², womit das Gebiet nach BECKER (1992, zit. in UHLENBROOK 1999, 8) der oberen hydrologischen Mesoskala zuzuordnen ist. Es erstreckt sich zwischen dem Gipfel des Feldbergs als höchstem Punkt mit 1493 m NN im Südosten, dem Schauinsland-Gipfel (1284 m NN) im Westen und dem Gebietsauslass am Pegel Oberried auf 434 m NN im Norden. Der stark reliefierte Mittelgebirgscharakter wird in der dreidimensionalen Darstellung des Gebiets (Abbildung 2.2) deutlich. Die mittlere Einzugsgebietshöhe beträgt nach dem digitalen Höhenmodell im 50x50 m²-Raster 983 m NN, die mittlere Hangneigung 19,5°. Morphologisch ist das Gebiet durch im Pleistozän gebildete glaziale bzw. periglaziale Formen geprägt. Charakteristisch sind Trogtäler und Kare, daneben finden sich aufgrund der großen Reliefenergie und der großen oberirdischen Abflussmenge ausgeprägte fluviatile Erosionsformen wie tief eingeschnittene Kerbtäler und Bacheinschnitte (Dobel). Das Gebiet lässt sich morphologisch in drei Hauptteile untergliedern: kuppige Hochlagen mit geringem Gefälle (ca. 20 % der Fläche), Hangbereiche mit mittlerem bis starkem Gefälle von teilweise bis zu 50° (drei Viertel des Gebiets) sowie schwach entwickelte Talböden auf 5 % der Einzugsgebietsfläche.



Abb. 2.2: Dreidimensionale Ansicht des Brugga-Einzugsgebiets mit gerastertem Gerinnenetz (aus ROSER 2001, leicht verändert)

2.3 Klimatische Verhältnisse

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der gemäßigten Übergangsklimate, die durch den Austausch (sub-)polarer Kaltluft- und subtropischer Warmluftmassen gekennzeichnet sind. Die Niederschlagsverteilung wird großräumig durch die zyklonale Westwinddrift und die Höhenzüge des Schwarzwalds bestimmt, was insbesondere im Winter bei frontalen Niederschlägen zu hohen Niederschlagsmengen im Südwesten des Einzugsgebiets führt. Im Sommer sind die Niederschläge häufig konvektiver Natur. Innerhalb des Einzugsgebiets zeigt sich ein starker Einfluss der Topographie, der dazu führt, dass eine generelle Zunahme der Niederschläge mit der Höhe z.B. durch Luv-Lee-Effekte überprägt sein kann. Die mittleren jährlichen Niederschlagssummen betrugen in der Periode 1931-1960 zwischen 1340 mm an der Station Oberried (440 m NN) und 1732 mm an der Station Feldberg (1486 mNN). UHLENBROOK (1999, 10) gibt den mittleren Jahresniederschlag für das Untersuchungsgebiet mit ca. 1750 mm an. Das Niederschlagsregime zeigt in den tieferen Regionen ein Maximum in den Monaten Juni bis August. Mit zunehmender Höhenlage tritt verstärkt ein sekundäres Maximum im Januar/Februar auf, das das Sommermaximum übertreffen kann. Ebenfalls mit ansteigender Höhe nimmt der Anteil der Sommerniederschläge am gesamten Jahresniederschlag ab. Schneeniederschlag spielt eine große Rolle im Brugga-Einzugsgebiet. In den tiefen Lagen fällt ein Drittel des Gesamtniederschlags als Schnee, in den Hochlagen bis zu zwei Drittel (PARLOW & ROSNER 1992, zit. in UHLENBROOK 1999, 10), wobei die räumliche Verteilung der Schneedecke stark von der Topographie und der Landnutzung abhängt (SCHWARZ 1984, zit. in UHLENBROOK 1999, 10).

Die Lufttemperatur zeigt eine deutliche Höhenabhängigkeit und liegt im Jahresmittel zwischen 9,0 °C in den tiefen Lagen (Station Baldenwegerhof bei Stegen, 385 m NN, Periode 1871-1950) und 2,5 °C an der Station Feldberg (1486 m NN, Periode 1951-1980) (FORSTLICHE VERSUCHS-ANSTALT FREIBURG 1994, zit. in ROSER 2001, 18). Für die mittlere Einzugsgebietshöhe (983 m NN) ergibt sich aus der mittleren Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe von -0,6 °C/100 m eine Jahresmitteltemperatur von ca. 6,2 °C. In den Wintermonaten liegt der Lufttemperatur-Höhengradient mit etwa -0,3 °C/100 m niedriger als im Sommer (ca. -0,75 °C/100 m). Der Grund hierfür sind die für Hochdruckwetterlagen im Winter typischen Inversionen mit einer Inversionshöhe von etwa 600 bis 800 m (TRENKLE 1988, zit. in UHLENBROOK 1999, 10).

Aufgrund der topographisch bedingten Variabilität der Klimafaktoren Relief, Höhe, Hangneigung und Exposition ist eine ausgeprägte räumliche Heterogenität der klimatischen Größen Globalstrahlung, Windrichtung, –geschwindigkeit sowie der Luftfeuchtigkeit zu beobachten. Diese Tatsache bedingt wiederum eine große räumliche Variabilität der Evapotranspiration. Als langjährige mittlere Gebietsverdunstung ergibt sich als Restgröße der Wasserbilanz ein Wert von ca. 550 mm. Lokal können jedoch Werte bis zu 900 mm erreicht werden. Der Unterschied zwischen potentieller und aktueller Verdunstung ist im Untersuchungsgebiet relativ gering, da in oberflächennahen Bereichen fast ganzjährig Wasser in ausreichender Menge verfügbar ist (VON WILPERT ET AL 1996, zit. in UHLENBROOK 1999, 11).

2.4 Hydrogeologie und Abflussbildungsprozesse

Hydrogeologisch lässt sich das Brugga-Einzugsgebiet in das kristalline Grundgebirge und die aufliegenden quartären Deckschichten gliedern. Das kristalline Grundgebirge besteht im Südschwarzwald vor allem aus Gneisen und Anatexiten, stellenweise finden sich Intrusionsgesteine. Die hydraulischen Durchlässigkeiten im Gneis schwanken zwischen 10⁻¹⁰ und 10⁻⁵ m/s, wobei eine große Abhängigkeit von der Klüftung und eine generelle Abnahme mit der Tiefe zu beobachten sind. Bedingt durch tektonische Störungen und Grenzflächen zwischen den unterschiedlichen Gesteinen bildete sich ein relativ homogenes Kluftnetz, dessen Hohlraumanteil zwischen 0,1 und 2,1 % beträgt (STOBER 1995, zit. in UHLENBROOK 1999, 13). Dieses Kluftnetz stellt den Hauptfließweg der Wasserbewegung dar, die Gesteinsmatrix trägt dagegen nur wenig zum Wassertransport bei. Das in ihr befindliche immobile Wasser kann jedoch durch Diffusion in die Klüfte gelangen und so an der Wasserbewegung teilnehmen. Einen großen Einfluss auf die Wasserwegsamkeit üben die im Rahmen des Erzabbaus geschaffenen Stollensysteme aus, die ein künstliches Kluftnetz bilden. BIEHLER (1995, zit. in UHLENBROOK 2002, 13) gibt die Gebirgsdurchlässigkeit als Summe von Kluft- und Matrixdurchlässigkeit mit 10⁻⁶ bis 10⁻⁷ m/s an.

Abgesehen von sehr steilen Hängen ist das Kristallin von periglazialen Deckschichten überlagert, für deren Ausprägung das Würm-Glazial von besonderer Bedeutung war (FEZER 1957, zit. in UHLENBROOK 1999, 14). Sie lassen sich laut STAHR (1979, zit. in UHLENBROOK 1999, 15), wie in Abbildung 2.3 dargestellt, folgendermaßen gliedern:

Auf dem Grundgebirge liegt aufbereitetes anstehendes Material in Form einer Zerfalls- oder Zersatzzone. Die Zerfallszone, die selten mehr als 50 cm mächtig ist, enthält Material der Grus-, Steinund Blockfraktion, das sich noch im ursprünglichen Verband befindet. Die Zersatzzone ist feinkörniger, da hier physikalische und chemische Verwitterung bereits zu einer stärkeren Partikelverkleinerung geführt haben. Sie erreicht Mächtigkeiten von ca. 30-50 cm, in seltenen Fällen bis zu einem Meter.

In den Hangbereichen findet ein schneller Abtransport des verwitterten Materials statt. Es dominieren Schuttbildungen, die sich entsprechend ihrer Korngrößenverteilung in drei Klassen einteilen lassen:





- Eine lehmig-sandige Grundmasse, in die eckige bis kantengerundete Steine eingebettet sind, bildet den lehmig-steinigen Schutt. Er ist am weitesten verbreitet und tritt an unterschiedlich steilen Hängen auf. Die Mächtigkeiten sind vom Ausgangsgestein, der Hangneigung und der Exposition abhängig und erreichen an Hangfüßen bis zu 10 m. An steilen Oberhängen kann der Schutt nicht ausgebildet oder bereits erodiert worden sein.
- Schluffig-sandige Hanglehme mit weniger als 10 % Steinanteil bilden sich in tieferen Lagen, insbesondere an Hangfüßen. Ihre Mächtigkeit kann mehrere Meter betragen. Teilweise sind sie von Hangschutt gröberer Fraktionen (Decklage) überlagert.
- Steiniger Schutt, Blockschutt und Schuttkegel sind vor allem unterhalb von durch Talgletschern unterschnittenen und daher übersteilten Felswänden zu finden. Steine und grobe Blöcke sind kennzeichnend für diese Klasse.

Insbesondere die Schuttklasse des lehmig-steinigen Schutts wurde durch Solifluktionsprozesse stark geprägt. Sie lässt sich, wie ebenfalls in Abbildung 2.3 schematisch dargestellt ist, folgendermaßen gliedern: Auf einer teilweise sehr dichten Basislage mit eingeregelten Steinen und einem Skelettgehalt von bis zu 90 % liegt in unregelmäßiger Lagerung eine lockere Hauptlage. Sie setzt sich überwiegend aus Feinsand und Grobschluff zusammen, wobei der Skelettgehalt nur 10 bis 40 % beträgt. Ihre Mächtigkeit liegt zwischen 40 und 100 cm, stellenweise werden bis 150 cm erreicht. Über der Hauptlage kann, vor allem unterhalb von Felsdurchragungen, eine großteils aus Steinen und Blöcken aufgebaute Decklage ausgebildet sein, deren Mächtigkeit räumlich sehr variabel ist.

Als weitere glaziale Ablagerungen kommen im Bruggagebiet Grund- und Endmoränen vor, die aus einer lehmig-sandigen Grundmasse bestehen, in der sich Geschiebe verschiedener Größe befindet. In Tälern und Mulden finden sich holozäne Ablagerungen. Die Talfüllungen bestehen aus Lehm, in dem sich bis zu mehrere Meter große Blöcke befinden. In Mulden, Karen und Hangnischen liegen oft verlandete Seen oder Feuchtzonen, die sich teilweise bereits im Hochmoorstadium befinden.

Schnelle, oberflächlich abfließende Abflusskomponenten bilden sich im Bruggagebiet nur auf versiegelten Siedlungsflächen und gesättigten Zonen (Feuchtflächen, Moore und anmoorige Bereiche). In den gut durchlässigen Hängen mit Blockschutthalden werden schnelle, oberflächennahe Komponenten gebildet, deren Verweilzeiten in der Größenordnung von Stunden bis wenigen Tagen liegen. Während der Hochwasserspitzen können die schnellen Abflusskomponenten bis zu 50 % des Gesamtabflusses ausmachen, langfristig beträgt ihr Anteil 10 %.

Der geklüftete Festgesteinsaquifer und die tieferen Verwitterungs- und Zersatzzonen liefern langfristige Basisabflusskomponenten, die ca. 20 % zum Gesamtabfluss beitragen. Die verbleibenden 70 % liefert das oberflächennahe Grund- und Bodenwasser, wobei der pleistozäne Hangschutt als Hauptumsatzraum von besonderer Bedeutung ist. Neben räumlich begrenzten Hanggrundwasserleitern können aufgesetzte Grundwasserkörper auf gering durchlässigen Schichten ausgebildet sein. Makroporenflüsse und Piston Flow-Effekte sind in den Talböden von großer Bedeutung (WENNINGER ET AL 2002, zit. in TILCH ET AL 2002, 209). Neben der Generierung von Basisabfluss ist das Hangschutt-Fließsystem daher auch für die Hochwasserbildung relevant.

2.5 Pedologie

Für die Bodenbildung im Untersuchungsgebiet ist selten das kristalline Grundgebirge, das nur an steilen Hängen oder Karwänden zu Tage tritt, sondern meist die Entwicklung der Deckschichten entscheidend. UHLENBROOK (1999, 18) gliedert in Anlehnung an HÄDRICH ET AL (1979) und HÄDRICH & STAHR (1992) die Böden entsprechend der Höhenzonen folgendermaßen:

• Lößbeeinflusste submontane Hangfußzone (ca. 450 bis 500/600 m NN)

Der während der Würm-Kaltzeit abgelagerte Löß ist entkalkt. Der dominierende Bodentyp dieser Zone, der sich u.a. durch holozäne Tonverlagerung in der Hauptlage gebildet hat, ist Parabraunerde unter Laub-Nadel-Mischwald. An Erosionsstandorten finden sich Syroseme und Ranker, im Hangfußbereich Pseudogleye, Gleye sowie in der direkten Umgebung von Bächen Aueböden. Die nutzbare Feldkapazität beträgt in Abhängigkeit von Skelettgehalt und Lößanteil 120 bis 160 mm.

- Hänge der montanen Stufe (ca. 500/600 bis 900 m NN)
 In diesen Bereichen findet die Bodenbildung vorwiegend in der steinig-lehmigen Hauptlage statt, auf der sich durch Verbraunung und Verlehmung hauptsächlich Braunerden gebildet haben. In feuchten Hangnischen sind hydromorphe Bodentypen (Pseudogleye, Gleye) anzutreffen. Je nach Skelettgehalt liegt die nutzbare Feldkapazität der Böden zwischen 120 und 160 mm.
- Ehemaliges Glazialgebiet der montanen und hochmontanen Stufe (900 bis 1500 m NN) Für die sehr steilen Hänge mit groben Hangschuttmassen sind gering entwickelte Böden charakteristisch. Dominierender Bodentyp dieser Stufe sind Mullbraunerden, daneben finden sich in Erosionslagen Syroseme und Ranker, in Senken Gleye mit Übergängen zu Niederund Hochmooren. Auf basenarmen, sandigen Endmoränen oder Terrassenablagerungen ist teilweise eine Podsolierung zu beobachten.

Alle Böden weisen hohe Infiltrationskapazitäten auf, die in der Regel über den auftretenden Niederschlagsintensitäten liegen. Die jeweilige Speicherkapazität ist von der lokal variablen Mächtigkeit der Deckschichten abhängig. Insbesondere in Hochlagen und Moränengebieten kann sie, bedingt durch eine mehrere Meter mächtige ungesättigte Zone, sehr groß sein.

2.6 Landnutzung

Die Landnutzungskarte auf der Grundlage einer TM-LANDSAT-Aufnahme aus dem Jahr 1993 ist in Abbildung 2.4 dargestellt, den prozentualen Anteil der einzelnen Landnutzungsklassen gibt Tabelle 2.1 wieder. Das Einzugsgebiet ist zu 75 % bewaldet, wobei in den höheren Lagen Fichtenwälder dominieren. In den tieferen Bereichen sind häufiger Tannen-Buchen-Gesellschaften anzutreffen. 22 % der Fläche, vor allem die schwächer geneigten Hochflächen und die Talböden, sind unbewaldet und werden als Weiden genutzt. Ackerbau findet im Bruggagebiet nicht statt. Siedlungen bedecken nur knapp 1 % des Gebiets, wobei es sich dabei im wesentlichen um lockere Bebauung mit einem relativ geringen Versiegelungsgrad handelt.

Tab. 2.1: Prozentuale Verteilung der Landnutzungsklassen im Bruggagebiet (aus OTT 2002; Datengrundlage: TM-LANDSAT-Aufnahme 1993, Klassen korrigiert durch OTT 2002)

Landnutzungsklasse	Anteil an der
	Gesamtfläche [%]
Dicht bebaute Siedlungsbereiche	0,06
Locker bebaute Gebiete	0,76
Großflächig versiegelte Bereiche	0,07
Fels	1,38
Brachflächen	5,78
Intensive Grünlandnutzung	12,08
Extensive Grünlandnutzung	3,08
Locker baumbestandene Bereiche	1,06
Nadelwald	45,23
Laubwald	11,86
Mischwald	17,69
Feuchtflächen	0,11
Wasserflächen	0,02



Abb. 2.4: Landnutzungskarte für das Brugga-Einzugsgebiet (50x50 m²-Raster); Kartengrundlage: TM-LANDSAT-Aufnahme 1993, Klassen korrigiert durch OTT (2002)

2.7 Hydrologie

Das kristalline Grundgebirge des Südschwarzwalds bedingt eine dichtes, dendritisches Gewässernetz, das bevorzugt entlang von tektonischen Störungen, Entlastungsklüften oder am Kontakt verschiedener Gesteine verläuft. Die Flussdichte ist mit 2 km/km² hoch (FORSCHUNGS-GRUPPE FLIESSGEWÄSSER 1994, zit. in UHLENBROOK 1999).

Tab. 2.2: Gewässerkundliche Hauptzahlen der Brugga (1934 bis 1994)

und des St. Wilhelmer Talbachs (1955 bis 1994) (aus ROSER 2001;

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

Datenquelle: Landesanstalt für Umweltschutz 1996)

In Tabelle 2.2 sind die gewässerkundlichen Hauptzahlen der Brugga sowie des St. Wilhelmer Talbachs als wichtigstem Teileinzugsgebiet aufgeführt. Typisch für Einzugsgebiete im Kristallin sind die großen Differenzen zwischen dem MQ und dem MHQ, die sich aus der geringen Speicherfähigkeit des Gesteins und dem Einfluss schneller Abflusskomponenten ergeben.



Abb. 2.5: Abflussregime nach Pardé der Brugga und des St. Wilhelmer Talbachs (aus OTT 2002, verändert; Datenquelle: LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ 2000)

Die in Abbildung 2.5 dargestellten Abflussregime nach Pardé der Brugga und des St. Wilhelmer Talbachs weisen im April ein durch die Schneeschmelze bedingtes Maximum auf, das aber nicht so deutlich ausgeprägt ist wie bei einem typisch nivalen Regime. Die Minimalwerte liegen aufgrund der höheren Evapotranspiration in den Sommermonaten. Ab September lässt der herbstliche Rückgang der Verdunstung den Pardé-Koeffizienten wieder ansteigen. Im Winter kann es zu Warmlufteinbrüchen kommen, die flüssigen Niederschlag bis in höhere Regionen mit sich bringen. Dieser verursacht neben der Schneeschmelze die hohen Abflüsse in den Wintermonaten. Zusammenfassend lassen sich die Abflussregimes als komplexe Regime ersten Grades des nivo-pluvialen Typs klassifizieren.

2.8 Fazit

Das Einzugsgebiet der Brugga bietet für die durchzuführenden Analysen günstige Voraussetzungen, da Ergebnisse experimenteller Untersuchungen und ausreichende Messdaten vorhanden sind. Aufgrund der Einzugsgebietsgröße von 40 km² liegen die zur Modellierung benötigten Rechenzeiten in einer annehmbaren Größenordnung.

Das im Südschwarzwald gelegene, überwiegend bewaldete Gebiet weist eine starke Reliefierung und daraus resultierend eine große Heterogenität der klimatischen Größen auf. Hydrogeologisch ist das Gebiet durch das kristalline Grundgebirge sowie die aufliegenden Deckschichten geprägt. Letztere stellen den Hauptumsatzraum des Wassers dar und sind für die Abflussbildung von besonderer Relevanz. Aufgrund der geringen Speicherfähigkeit des Gesteins und des Einflusses schneller Abflusskomponenten sind große Differenzen zwischen dem MQ und dem MHQ zu beobachten. Der langjährige Abfluss weist ein nivo-pluviales Regime auf.
3 Das Einzugsgebietsmodell TAC^D

Das flächendetaillierte Einzugsgebietsmodell TAC^D (tracer <u>a</u>ided <u>c</u>atchment model, <u>d</u>istributed) stellt eine Weiterentwicklung des von UHLENBROOK (1999) für das Brugga-Einzugsgebiet entwickelten, semi-distribuierten TAC-Modells dar. TAC^D ermöglicht im Vergleich zu TAC eine verbesserte prozessorientierte Simulation der Abflussdynamik. Weiterhin wurde durch eine höhere zeitliche Diskretisierung der Anwendungsbereich von der Simulation des Wasserhaushalts für längere Zeiträume auf die Simulation von Hochwasserereignissen ausgeweitet. Die durch die Einbindung in ein Geographisches Informationssystem (GIS) erzielte räumliche Distribuierung ermöglicht die Modellierung der Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf den Wasserhaushalt. Als weiterer Pluspunkt können bei der Regionalisierung der klimatischen Größen komplexere flächendetaillierte Verfahren verwendet werden. Die im Rahmen des GIS mögliche räumliche und zeitliche Visualisierung der Modellergebnisse bildet ein wirkungsvolles Werkzeug zur Modellvalidierung.

3.1 Modellkonzeption und –aufbau

TAC^D ist ein konzeptionelles Modell (oder Grey Box-Modell), d.h. komplexe natürliche Prozesse werden mithilfe vereinfachter Modellvorstellungen, z.B. Speicher- und Translations-

analogien, simuliert. Sein Komplexitätsgrad ist im Vergleich mit anderen konzeptionellen Modellen wie z.B. HBV oder TOPMODEL vergleichsweise hoch. Der Grund hierfür liegt im mit TAC^D verfolgten Anspruch, eine möglichst prozessnahe Simulation zu erzielen, bei der nicht nur der Abfluss gut modelliert, sondern auch das interne Systemverhalten korrekt wiedergegeben wird. TAC^D weist einen für konzeptionelle Modelle typischen Aufbau aus verschiedenen Einzelbausteinen, den sogenannten Modulen oder Routinen, auf. Diese Modulstruktur ermöglicht es, einzelne Modellteile zu variieren oder aus anderen Modellen zu übernehmen. Darüber hinaus können Teilergebnisse einzelner Module ausgegeben werden. Abbildung 3.1 zeigt schematisch den modularen Aufbau von TAC^D.





Der Systeminput durchläuft in einem ersten Schritt gegebenenfalls eine Schneeroutine. Es folgen eine Oberflächen- und Boden-, eine Abflussbildungs- und schließlich eine Wellenablaufroutine. Neben dem Gesamtabfluss können folgende Outputgrößen jeweils für das Gesamtgebiet oder für eine einzelne Rasterzelle ausgegeben werden: Wasseräquivalent der Schneedecke, aktuelle Verdunstung, Abflusskomponenten, Speicherfüllhöhe bzw. –abfluss sowie Konzentrationen natürlicher Tracer.

3.2 Modellroutinen

3.2.1 Schneeroutine

Die Schneeroutine wurde dem HBV-Modell (BERGSTRÖM 1976, 1992) entnommen. Als Eingangsgrößen werden der Niederschlag sowie die Lufttemperatur benötigt. Liegt die Lufttemperatur für eine Zelle unterhalb eines Schwellenwerts TT [°C] (,*threshold temperature*"), wird der auf diese Zelle fallende Niederschlag als Schnee simuliert. Der systematische Fehler bei der Messung von festem Niederschlag wird dabei durch einen Korrekturfaktor SFCF [-] (,snow fall correction factor") berücksichtigt. Die Schneeschmelze wird nach dem Grad-Tag-Verfahren berechnet. Der Vorteil dieses konzeptionell sehr einfachen Verfahrens liegt darin, dass lediglich die Lufttemperatur für die Berechnung benötigt wird. Physikalisch basiertere Verfahren erfordern eine umfassendere Datengrundlage, die im Brugga-Einzugsgebiet nicht gegeben ist. Die Schneeschmelze setzt ein, wenn die Lufttemperatur den Schwellenwert TT_melt [°C] überschreitet. Frei- und Waldflächen werden durch zwei verschiedene Parameter charakterisiert, um den unterschiedlichen Schmelzbedingungen Rechnung zu tragen. Für den Schneedeckenaufbau wird auf eine unterschiedliche Parametrisierung verzichtet, da die Schneebildung weniger von der Landnutzung als vielmehr von der Lufttemperatur in der Höhe gesteuert wird (ROSER 2001, 92). Die Schmelzwassermenge berechnet sich nach Formel 3.1, wobei im Gegensatz zum klassischen Grad-Tag-Verfahren aufgrund der stündlichen Auflösung ein sogenannter "Stunden-*Grad-Faktor*" (*CFMAX*) [mm h^{-1}] verwendet werden muss. Dieser ergibt sich durch eine einfache Umrechnung des Grad-Tag-Faktors von der Tageswert- auf die Stundenwertbasis.

$$melt_{t} = CFMAX \cdot (T_{t} - TT_{melt})$$
(3.1)

mit	melt _t	Schmelzwasser der Stunde t $[mm h^{-1}]$
	CFMAX	Stunden-Grad-Faktor [mm C ⁻¹ h ⁻¹]
	T_t	auf Höhenzone interpolierte Lufttemperatur der Stunde t [°C]
	TT _ melt	Temperaturschwellenwert [°C]

Das Schmelzwasser wird bis zu einem bestimmten Anteil am Wasseräquivalent, ausgedrückt durch den Parameter *CWH* [-] (*,coefficient of water holding*"), von der Schneedecke aufgenommen. Der Rest wird an die Bodenroutine weitergeleitet. Sinkt die Temperatur wieder unter den Schwellenwert *TT*, kann das gespeicherte Schmelzwasser erneut gefrieren. Die

Berechnung erfolgt analog zum Schmelzprozess unter Einbeziehung eines Parameters *CFR* [-] (,,*coefficient of refreezing*"), der den Anteil des wieder gefrierenden Schmelzwassers angibt:

$$refreezing _melt_t = CFR \cdot CFMAX \cdot (TT - T_t)$$
(3.2)

mitrefreezing $_melt_t$ wiedergefrorenes Schmelzwasser der Stunde t $[mm h^{-1}]$ CFRcoefficient of refreezing [-]

Die Parameter *CWH* und *CFR* wurden von BERGSTRÖM (1992, zit. in UHLENBROOK 1999, 105) auf konstante Werte von 0,1 bzw. 0,05 festgelegt, die auch für die Simulationen im Rahmen dieser Arbeit verwendet wurden. Als zusätzliches Element der Schneeroutine wird in TAC^D die Schneeverdunstung über einen monatlich variablen Wert berücksichtigt.

3.2.2 Oberflächen- und Bodenroutine

In der Oberflächenroutine werden die oberirdisch abfließenden Komponenten (direkt ins Gerinne fallender Niederschlag, Oberflächenabfluss von Siedlungs- und Sättigungsflächen) berechnet. Auf versiegelten Flächen wird das Wasser gemäß dem Entwässerungsnetz oberirdisch weitergeleitet, bis entweder eine unversiegelte Zelle erreicht wird, in der das Wasser an die Bodenroutine übergeben wird, oder eine Gerinnezelle, wo es direkt dem Abfluss im Gewässerbett zugeführt wird. Ein Teil des Wassers versickert auf seinem Weg durch die versiegelten Zellen entsprechend ihrem Versiegelungsgrad, der durch den Modellparameter *UrbanSplit* [-] berücksichtigt wird.

In der Bodenroutine, die dem HBV-Modell entnommen wurde, sind die oberflächlichen Prozesse Interzeption und Muldenrückhalt sowie die im Boden ablaufenden Prozesse (Bodenwasserspeicherung und Versickerung) und die Verdunstung konzeptionalisiert. Das Bodenmodul wird für alle Zonen gleicher Abflussbildung mit Ausnahme der Sättigungsflächen verwendet, jedoch für jede Zone unterschiedlich parametrisiert. Der Parameter FC [mm] (*,field capacity*"), ein reiner Modellparameter, der nicht mit dem Bodenkennwert ,Feldkapazität' übereinstimmen muss, legt die Wassermenge fest, die maximal im Boden, Interzeptions- und Muldenspeicher zurückgehalten werden kann. Der Anteil des Wassers am Input in die Bodenroutine (Niederschlag und Schmelzwasser), der an die Abflussbildungsroutine weitergegeben wird, berechnet sich über das Verhältnis der aktuellen Bodenfeuchte und dem Modellparameter FC:

$$\frac{recharg e}{P} = \left(\frac{S_{sm}}{FC}\right)^{BETA}$$
(3.3)
mit recharg e Anteil des infiltrierenden Wassers, das in die

Abflussbildungsroutine weitergeleitet wird [-]

- *P* Input in die Bodenroutine [mm]
- S_{sm} aktuelle Bodenfeuchte [mm]

FC	maximale Speicherung des Bodens, Interzeptions- und
	Muldenspeichers [mm]
BETA	Anpassungsparameter [-]

Dieser Ansatz ermöglicht, dass bereits Wasser zum Abfluss gelangen kann, bevor die Sättigung des Bodens eintritt, wie es in der Natur beim Makroporenabfluss zu beobachten ist. Durch den Anpassungsparameter *BETA* [-] können unterschiedliche Reaktionen verschiedener Bodentypen berücksichtigt werden. In der Literatur werden für *BETA* Werte zwischen 0,3 und 6 angegeben, wobei die meisten Anwendungen von Werten größer 1 ausgehen (UHLENBROOK 1999, 106). Der Einfluss verschiedener *BETA*-Werte auf den abflusswirksamen Anteil des Niederschlags- oder Schmelzwassers ist in Abbildung 3.2 dargestellt. Die Eingabe des Inputs in die Bodenroutine erfolgt maximal in 1 mm-Schritten, danach wird jeweils die Bodenfeuchte neu berechnet.



Abb. 3.2: Bestimmung des abflusswirksamen Anteils von Niederschlags- oder Schneeschmelzwasser (aus UHLENBROOK 1999, nach BERGSTRÖM 1992)

Die aktuelle Evapotranspiration aus dem Bodenspeicher wird über den Parameter LP [-] gesteuert. Ist die aktuelle Bodenfeuchte geringer als das Produkt aus LP und FC, wird sie gemäß der Formel 3.5 linear reduziert (Abbildung 3.3). Der Modellparameter LPwurde gemäß einer Studie von MENZEL (1997, zit. in UHLENBROOK 1999, 108) auf einen konstanten Wert von 0,6 festgelegt. Für die aktuelle Evapotranspiration gilt somit:





$$ET_a = ET_p$$
 wenn $S_{sm} = LP \cdot FC$ (3.4)

$$ET_a = ET_p \cdot \frac{S_{sm}}{LP \cdot FC}$$
 wenn $S_{sm} < LP \cdot FC$ (3.5)

mit ET_a aktuelle Evapotranspiration [mm]

ET_p potentielle Evapotranspiration [mm]

LP Anteil des maximalen Bodenfeuchtegehalts, oberhalb dessen $ET_a = ET_p$ wird [-]

3.2.3 Abflussbildungs- und Abflusskonzentrationsroutine

Die konzeptionelle Grundidee der Abflussbildungsroutine besteht darin, das zu modellierende Einzugsgebiet in Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse zu unterteilen. Die auf diese Weise erhaltene sogenannte Raumgliederung (siehe Abschnitt 6.1.3) stellt das Kernstück der prozessorientierten Modellierung dar. Den einzelnen Raumgliederungsklassen werden unterschiedliche Speicherkonzepte zugewiesen, die mithilfe einfacher Einzellinearspeicher bzw. zwei in Reihe geschalteten Linearspeichern konzeptionalisiert werden. Die allgemeine Speichergleichung für einen Einzellinearspeicher lautet:

 $Q = k \cdot S \tag{3.6}$

Q Speicherabfluss [mm h⁻¹]

mit

k Auslaufkoeffizient $[h^{-1}]$

S Speicherinhalt [mm]

Jeder Speicher wird über eine maximale Füllhöhe $(,_H^{*})$ [mm] und einen Auslaufkoeffizienten $(,_K^{*})$ [h⁻¹] parametrisiert. Wird die maximale Füllhöhe in einer Zelle überschritten, wird das Wasser in den darauf liegenden Speicher - sofern ein solcher vorhanden ist - weitergeleitet, andernfalls in die gemäß dem Entwässerungsnetz nächste Zelle. Für die 2-Speicher-Systeme ergibt sich als zusätzlicher Parameter die Sickerung vom oberen in den unteren Speicher $(,_T^{*})$ [mm h¹]. Abbildung 3.4 zeigt den konzeptionellen Aufbau der Speicher sowie die sie charakterisierenden Parameter für (a) einen Einzellinearspeicher, (b) zwei in Reihe geschaltete Linearspeicher und (c) den Sättigungsoberflächenabfluss (SOF), der im Unterschied zu allen anderen Speichersystemen einen Überlauf aufweist. Die Bezeichnungen <u>"u"</u> und <u>"l"</u> stehen für den oberen ("upper storage") bzw. unteren Speicher ("lower storage"). Mit Ausnahme der Sättigungsflächen erfolgt eine Sickerung aus dem darüber liegenden Speicher in den Kluftgrundwasserspeicher, der mithilfe eines für das gesamte Gebiet gleich parametrisierten Einzellinearspeicher skonzeptionalisiert wird.

Die Speicherkonzepte der einzelnen Raumgliederungsklassen sowie die lateralen und vertikalen Fließbeziehungen für ein idealisiertes Hangprofil sind in Abbildung 3.5 schematisch dargestellt. Die lateralen Flüsse zwischen den Rasterzellen werden folgendermaßen berücksichtigt: Jede Zelle stellt ein eigenständiges Speichersystem dar, das entsprechend seiner Lage im Raum und der Hangneigung über das Entwässerungsnetz mit den Nachbarzellen verbunden ist. An langen Hängen bildet sich so eine Speicherkaskade, die durch ihre Retentionswirkung die im natürlichen System auftretende Fließverzögerung gut wiedergibt.





- (a) Einzellinearspeicher
- (b) Zwei in Reihe geschaltete Linearspeicher
- (c) Einzellinearspeicher der Sättigungsflächen

Für die Fließgeschwindigkeit der lateralen Flüsse spielt neben den Speichereigenschaften des Gesteins bzw. der Deckschichten die Hangneigung eine bedeutende Rolle. Die allgemeine Speichergleichung für einen Einzellinearspeicher (Formel 3.6) wurde deshalb in Anlehnung an den Gefällegradienten des Darcy-Gesetzes um einen Neigungsfaktor erweitert (ROSER 2001, 47):

$$Q = k \cdot S \cdot \left(1 + \frac{\tan \mathbf{b}}{\tan \mathbf{\overline{b}}} \right)$$
(3.7)

- mit Q Speicherabfluss [mm h¹]
 - k Auslaufkoeffizient $[h^{-1}]$
 - *S* Speicherinhalt [mm]
- *b* Neigung der betrachteten Zelle [°]
- \overline{b} mittlere Neigung aller Zellen der jeweiligen Raumgliederungsklasse



Abb. 3.5: Speicherkonzepte der Raumgliederungsklassen sowie deren laterale und vertikale Fließbeziehungen für ein idealisiertes Hangprofil (aus TILCH ET AL 2002, verändert)

Der Neigungsfaktor ist abhängig vom Verhältnis der Neigung der betrachteten Zelle zur mittleren Neigung aller Zellen innerhalb einer Raumgliederungsklasse. Dadurch fließt das Wasser aus Speichern, die verglichen mit der mittleren Hangneigung der jeweiligen Klasse in steileren Hangbereichen liegen, schneller ab. Im Verlauf eines Hangs kommt es in der Regel zur Abfolge verschiedener Raumgliederungsklassen und damit verschiedener Speichersysteme. Die Übergabe des Wassers aus einem Speichersystem in das hangabwärts liegende wird wie folgt durchgeführt: Das Wasser fließt in derselben Speicherebene weiter, wenn die unterhalb liegende Zelle zur gleichen Raumgliederungsklasse gehört. Liegt eine andere Klasse vor, fließt es für die 2-Speicher-Systeme in deren unteren Speicher, ansonsten in den einzigen Speicher der Zielzelle.

Für die Abflusskonzentration in den Gerinnezellen wurde ein System mit zwei Funktionsebenen entwickelt (ROSER 2001, 49). Der Grund hierfür ist folgender: Bei der Einbindung eines linienhaften Gerinnenetzes in ein Raster kann sich das Problem ergeben, dass ein Gerinne die volle Zellbreite einnimmt. In Einzugsgebieten mit geringen Gerinnebreiten führt dies zu einer extremen Überschätzungen der Fliessgewässerbreite. Um dieses Problem zu lösen, werden die Gerinnezellen entsprechend dem Verhältnis von tatsächlicher Gerinnebreite und Zellweite in einen Gerinne- und einen Abflussbildungsteil aufgeteilt. Letzterem wird dabei eine Raumgliederungsklasse zugewiesen. Der auf eine Gerinnezelle fallende Niederschlag wird entsprechend diesem Verhältnis aufgeteilt. Der Teil, der dem Anteil des Gerinnes entspricht, wird direkt an das Gewässer weitergeleitet, der Rest durchläuft die Boden- und Abflussbildungsroutine. Die an Gerinnezellen eintreffenden lateralen Flüsse durchlaufen ebenfalls die Abflussbildungsroutine, bevor sie über den Auslauf der Gerinnezelle ins Gewässer münden.

3.2.4 Wellenablaufroutine

Zur Berechnung des Wellenablaufs im Gerinne wird in TAC^D der kinematischen Wellenansatz verwendet. Dieser Ansatz ist anwendbar, wenn die Trägheits- und Druckkräfte eine untergeordnete Rolle spielen. Einzelheiten finden sich z.B. bei CHOW ET AL. (1988). Die Umsetzung erfolgt mithilfe einer PCRaster-Funktion, die die sich für den kinematischen Wellenansatz ergebende Differentialgleichung (Formel 3.8) für jeden Zeitschritt iterativ näherungsweise mittels finiter Differenzen löst. Die zeitliche Auflösung der Modellierungsschritte kann für die Berechnung des Wellenablaufs in TAC^D durch eine integrierte Schleife verringert werden.

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + a \cdot b \cdot Q^{b-1} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} = q$$
(3.8)

mit

Abfluss $[m^3/s]$

x Fliessstrecke [m]

Anpassungsparameter [-] a,b

t Zeit [s]

Q

laterale Zuflüsse [m³s⁻¹m⁻¹] q

Überblick über die Modellparameter 3.3

Tabelle 3.1 fasst alle TAC^D-Modellparameter, ihre Bedeutung sowie die Bestimmungsmöglichkeiten zusammen.

Tab. 3.1: Überblick über die TAC ^D -Modellparameter (nac	h Roser 2001	, verändert und ergänzt)
---	--------------	--------------------------

Parameter	Erläuterung	Einheit	Bestimmungsmöglichkeit
Niederschlag	jskorrektur		
WindA	Korrekturfaktoren	[-]	Kalibrierung
WindB	für Niederschlagsberechnung	[s m ⁻¹]	Kalibrierung
Niederschlag	jsregionalisierung		
PrecRadius	max. Entfernung beim IDW-Verfahren	[m]	Abschätzung über Stationsdichte
PrecIDWPart	Anteil des über IDW regionalisierten Niederschlags	[-]	Abschätzung über Bestimmtheits- maß der Höhenregression

Parameter	Erläuterung	Einheit	Bestimmungsmöglichkeit
Schneeroutine			
	Temperaturschwellenwerte für		
тт	Schneefall	[°C]	Kalibrierung (Richtwerte Literatur)
TT_melt	Schneeschmelze auf offener Fläche	[°C]	Kalibrierung (Richtwerte Literatur)
TT_melt_forest	Schneeschmelze im Wald	[°C]	Kalibrierung (Richtwerte Literatur)
SFCF	Korrekturfaktor für Schnee-Niederschlag	[-]	Kalibrierung (Richtwerte Literatur)
CFMAX	Stunden-Grad-Faktor	[mm °C ⁻¹ h ⁻¹]	Kalibrierung (Richtwerte Literatur)
CWH	Koeffizient für Wasserspeicherung	[-]	Literatur (BERGSTRÖM 1992)
CFR	Koeffizient für Wiedergefrieren	[-]	Literatur (BERGSTRÖM 1992)
Direktabfluss	von Siedlungsflächen		
UrbanSplit	Versiegelungsgrad	[-]	Literatur (PESCHKE ET AL.1999)
Bodenroutine			
LP	Reduktion der potentiellen Evapotranspiration	[-]	Literatur (MENZEL 1997)
	max. Speicherkapazität von Boden und Vegetation für		
FC_DH	Tiefenversickerung in Hochlagen	[mm]	
FC_DI	verzögerter Interflow	[mm]	Kalibrierung, Größenordnung
FC_FI	schneller Interflow	[mm]	über bodenphysikalische
FC_DV	Tiefenversickerung in Talsedimenten	[mm]	Eigenschaften und
FC_FLI	schneller lateraler Interflow, Piston Flow	[mm]	Landnutzung abschätzbar
FC_EDI	stark verzögerter Interflow	[mm]	
	Bodenparameter für		
BETA_DH	Tiefenversickerung in Hochlagen	[-]	
BETA_DI	verzögerter Interflow	[-]	Kalibrierung, Größenordnung
BETA_FI	schneller Interflow	[-]	über bodenphysikalische
BETA_DV	Tiefenversickerung in Talsedimenten	[-]	Eigenschaften und
BETA_FLI	schneller lateraler Interflow, Piston Flow	· [-]	Landnutzung abschätzbar
BETA_EDI	stark verzögerter Interflow	[-]	
Abflussbildun	gsroutine		
Zonen der Tief	enversickerung in Hochlagen		
DH_K	Speicherauslaufkoeffizient	[h ⁻¹]	Kalibrierung
Zonen mit verz	ögertem Interflow		
DI_K_u	Auslaufkoeffizient des oberen Speichers	[h ⁻¹]	Kalibrierung
DI_K_I	Auslaufkoeffizient des unteren Speichers	[h ⁻¹]	Kalibrierung
DI_T	Sickerung aus oberem in unteren Speicher	[mm h ⁻¹]	Kalibrierung
DI_H	Begrenzung der unteren Speicherfüllung	[mm]	Kalibrierung
Zonen mit schn	ellem Interflow		
FI_K_u	Auslaufkoeffizient des oberen Speichers	[h ⁻¹]	Kalibrierung
FI_K_I	Auslaufkoeffizient des unteren Speichers	[h ⁻¹]	Kalibrierung
FI_T	Sickerung aus oberem in unteren Speicher	[mm h ⁻¹]	Kalibrierung
FI_H	Begrenzung der unteren Speicherfüllung	[mm]	Kalibrierung

Parameter	Erlauterung	Einheit	Bestimmungsmoglichkeit	
Abflussbildun	gsroutine (Fortsetzung)			
Zonen mit schr	nellem, lateralem Interflow, Piston Flow			
DV_K	Speicherauslaufkoeffizient	[h ⁻¹]	Kalibrierung	
Zonen der Tief	<u>enversickerung in Tallagen</u>			
FLI_K_u	Auslaufkoeffizient des oberen Speichers	[h ⁻¹]	Kalibrierung	
FLI_K_I	Auslaufkoeffizient des unteren Speichers	[h ⁻¹]	Kalibrierung	
FLI_T	Sickerung aus oberem in unteren Speicher	[mm h ⁻¹]	Kalibrierung	
FLI_H	Begrenzung der unteren Speicherfüllung	[mm]	Kalibrierung	
Zonen mit star	k verzögertem Interflow			
EDI_K	Speicherauslaufkoeffizient	[h ⁻¹]	Kalibrierung	
Zonen mit Sätt	igungsflächenabfluss			
MTD	Muldenrückhalt	[mm]	Kalibrierung	
MTD_K	Speicherauslaufkoeffizient	[h ⁻¹]	Kalibrierung	
Kluftgrundwass	ser			
GW_K	Speicherauslaufkoeffizient	[h ⁻¹]	Kalibrierung	
GW_H	Begrenzung der Speicherfüllung	[mm]	Abschätzung nach	
			Gebietseigenschaften	
All_P	Sickerung aus darüber liegendem Speicher ins Kluftgrundwasser	[mm h ⁻¹]	Kalibrierung	
Für alle oberer	<u>Speichersysteme</u>			
US_H	Begrenzung der Speicherfüllung	[mm]	Abschätzung nach Gebietseigenschaften	
Abflussroutin	g			
StreamWidth	Gerinnebreite	[m]	Geländeaufnahme	
StreamLength	Gerinnelänge pro Zelle	[m]	Kartenanalyse	
N	Rauhigkeitsbeiwert nach Manning	[m ^{1/3} s ⁻¹]	Geländeaufnahme	
Beta	Parameter des kinemat. Wellenansatzes	[-]	Literatur (CHOW ET AL.1988)	
TimeStep	Zeitschrittlänge des Abflussroutings	[s]	Abschätzung nach Gerinnelänge	

3.4 Simulation von Tracerkonzentrationen

Lassen sich aufgrund experimenteller Untersuchungen den einzelnen Abflusskomponenten Konzentrationen natürlicher Tracer zuordnen, können Tracerganglinien simuliert werden. Die Konzentrationen werden dabei über einen linearen Mischungsansatz nach Gleichung 3.9 bestimmt:

$$cQ_{ges} = \sum_{i} c_i Q_i \tag{3.9}$$

mit

csimulierte Tracerkonzentration [mg/l] Q_{ges} Gesamtabfluss [m³/s] c_i Konzentration des Tracers in der Abflusskomponente i [mg/l] Q_i Abflusskomponente i [m³/s]

3.5 Anwendungsumgebung

TAC^D wurde von ROSER (2001) in das Geographische Informationssystem (GIS) PCRaster integriert, d.h. das Modell ist in der PCRaster-Skriptsprache programmiert und nur in dieser Anwendungsumgebung ausführbar. Den bereits in der Einführung dieses Kapitels aufgeführten Vorteilen durch die Einbindung in ein GIS steht als gravierender Nachteil der dadurch sprunghaft ansteigende Bedarf an Rechenkapazität gegenüber.

PCRaster wurde gewählt, da es sich gegenüber anderen GIS durch die vollständige Integration der dynamischen Modellierung (siehe Abschnitt 3.5.1) auszeichnet und eine Vielzahl an speziell für die hydrologische Anwendung entwickelten Funktionen bietet (ROSER 2001, 9). Es stellt das Ergebnis langjähriger Forschungs- und Entwicklungsarbeit der Arbeitsgruppe GISLA <u>G</u>eographical <u>Information Systems for Landscape Analysis</u>) am Institut für Physische Geographie der Universität Utrecht, Niederlande dar, und wird heute in über 400 Instituten und Firmen verwendet. PCRaster ist im Internet in einer unter DOS sowie allen Windows-Versionen lauffähigen Version kostenlos erhältlich (PCRASTER TEAM 2002d). Eine UNIX- bzw. LINUX-Version existiert, ist jedoch bisher nicht frei verfügbar (PCRASTER TEAM 2002b).

3.5.1 Konzeption des dynamischen GIS PCRaster

Das Konzept von PCRaster besteht darin, das natürliche System räumlich in einzelne Zellen zu diskretisieren. Jede Zelle kann als Menge von Attribute angesehen werden, die ihre Eigenschaften definiert. Zwischen benachbarten Zellen werden Informationen ausgetauscht. Laterale Beziehungen werden durch 2-dimensionale Karten repräsentiert, vertikale durch mehrere Attribute, die in einer Zelle gespeichert sind (PCRASTER TEAM 2002c). Dieser in Abbildung 3.6 dargestellte Ansatz der räumlichen Repräsentation wird oft als 2,5-D-Ansatz bezeichnet, da 3-dimensionale Prozesse mithilfe eines 2-dimensionalen Kartenstapels simuliert werden (ROSER 2001, 27).



Abb. 3.6: Räumliche Fliessbewegung und zeitliche Änderung der Zellattribute in einem dynamischen 2,5-D-System (aus ROSER 2001, ergänzt nach VAN DEURSEN 1995)

PCRaster ist ein dynamisches GIS, das die klassischen GIS-Anwendungen mit der Möglichkeit einer zeitabhängigen Modellierung verbindet. Zur Umsetzung des zeitlichen Verlaufs werden Iterationen verwendet. Die dynamische Simulation ist bei PCRaster vollständig in das GIS integriert, was auch als "high level linkage" bezeichnet wird (VAN DEURSEN 1995, 16). Im Gegensatz dazu stehen die "low-" bzw. "medium level linkage", bei denen das Modell in einer eigenen Anwendung gerechnet wird und das GIS meist nur die Funktion der Datenaufbereitung und -speicherung erfüllt. Der Datenaustausch erfolgt dabei entweder manuell, automatisiert über ein Konversionsprogramm oder durch den gemeinsamen Zugriff auf eine Datenbank (Abbildung 3.7) Dieser aufwendige Datenaustausch zwischen GIS



Abb. 3.7: Unterschiedliche Niveaus der Verknüpfung zwischen GIS und dynamischen Modellen (aus ROSER 2001, nach VAN DEURSEN 1995)

und Modell wird bei PCRaster vermieden, da die Modellanwendung hier eines von mehreren eingebundenen Werkzeugen darstellt, die direkt mit der Raumdatenbank des GIS verbunden sind. Neben statischen Daten können so auch kontinuierliche zeitliche Daten räumlich verarbeitet werden.

Die Grundlage für die dynamische Modellierung stellt die speziell für diesen Zweck entwickelte Dynamic Modelling Language dar (VAN DEURSEN 1995, 27). Dabei handelt es sich um eine Sammlung von Operatoren, die in ein Modellskript aufgenommen werden können. Mittlerweile stehen in PCRaster mehr als 120 räumliche und zeitliche Operatoren zur Verfügung, von denen viele speziell für die hydrologische Modellierung entwickelt wurden. Die Dynamic Modelling Language ist einfach zu handhaben, insbesondere benötigen auch Modellierer ohne Programmierkenntnisse nur eine relativ kurze Einarbeitungszeit. Sie ermöglicht mathematische und analytische Kartenoperationen sowie Konditionalkonstruktionen (if..then..else). Es fehlen jedoch, abgesehen vom dynamic-Block, Schleifenstrukturen. Lediglich über eine Variablenreihe (Array) können Schleifendurchläufe während eines Zeitschritts - umständlich - realisiert werden (ROSER 2001, 29).

Eine große Flexibilität für die Lösung unterschiedlichster Modellierungsprobleme bietet die Option, eigene Funktionen in Delphi oder C++ zu schreiben, die im Modellskript aufgerufen werden. PCRaster bietet keine graphische Benutzeroberfläche, einzelne Operationen sind über DOS-Kommandozeilen durchführbar. Komplette Anweisungen für einen Modellablauf lassen sich in einer Skript-Datei zusammenfassen.

3.5.2 Programmstruktur der dynamischen Modellierung

Das Skript eines dynamisches Modells in PCRaster ist in fünf Sektionen gegliedert (PCRASTER TEAM 2002a):

- 1. Binding
- 2. Areamap
- 3. Timer
- 4. Initial
- 5. Dynamic

Eine schematische Darstellung der einzelnen Sektionen, ihrer Funktion sowie deren Zusammenhang ist in Abbildung 3.8 dargestellt.



definiert Modellierungszeitraum und Zeitschrittlänge

Abb. 3.8: Schematische Darstellung der Gliederung eines dynamischen Modellskripts in PCRaster (aus PCRASTER TEAM 2002a, verändert)

Die Binding-Sektion dient dem Datenbankmanagement. Den Ein- oder Ausgabedateien, die beim Ablauf des Programms aus der Datenbank eingelesen oder in dieser erstellt werden, können hier Modellvariablen zugewiesen werden. Dadurch muss für eine erneute Modellanwendung mit verändertem Input nur ein Dateiname bzw. Parameterwert im Binding-Block verändert werden und nicht das komplette Skript. In der Areamap-Sektion wird eine Grundkarte definiert, die die Zellgröße und die geographischen Lagekoordinaten aller von PCRaster generierten Karten sowie der benötigten Inputkarten festlegt. Der Timer-Block kontrolliert die zeitliche Dimension des Modells, hier werden der Anfangs- und Endzeitschritt sowie die Zeitschrittlänge definiert. Im Initial-Abschnitt werden den Variablen die für die Modellberechnung benötigten Anfangswerte zugewiesen. Der letzte Abschnitt, die Dynamic-Sektion, legt die pro Zeitschritt sequentiell durchzuführenden Operationen fest. Für jeden Zeitschritt werden Variablen erzeugt, die intern zur weiteren Verarbeitung zwischengespeichert bleiben und bei Bedarf ausgegeben werden können.

3.6 Zeitliche und räumliche Diskretisierung

TAC^D wurde bisher mit einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde angewendet. Liegen entsprechend höher aufgelöste Datenreihen der benötigten klimatischen Eingangsdaten und der für die Kalibrierung erforderlichen Abflüsse vor, ist eine noch höhere zeitliche Auflösung möglich. Parallel dazu muss jedoch auch die räumliche Auflösung erhöht werden, da ansonsten die Fließprozesse im System nicht in der für die zeitliche Auflösung nötigen Detailliertheit erfasst werden können.

Durch die rasterbasierte Diskretisierung kann das Abflussverhalten eines Einzugsgebiets in theoretisch beliebig hoher räumlicher Auflösung modelliert werden. Die limitierenden Faktoren stellen die zur Verfügung stehende Auflösung der räumlichen Inputdaten und die mit einer Verringerung der Zellgröße einhergehende Zunahme der Rechenzeit dar. Zu große Rasterzellen führen durch die Generalisierung zu einem Informationsverlust, darüber hinaus kann damit die Dynamik schneller Fliessbewegungen zwischen den Zellen nicht mehr ausreichend wiedergegeben werden.

3.7 Modellanwendung

Wie die Anwendung jedes deterministischen hydrologischen Einzugsgebietsmodells umfasst auch die TAC^D-Modellierung drei Schritte, die in den folgenden Abschnitten näher ausgeführt werden:

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

3.7.1 Aufbereitung der Eingangsdaten (Preprocessing)

In einem ersten Schritt müssen die benötigten Daten zusammengetragen und in PCRasterkompatible Formate übertragen werden. Zeitreihen müssen als ASCII-Dateien vorliegen, Raumdaten als PCRaster-Karten. Der Import von Karten aus gängigen Formaten (z.B. Arc/Info-Grids) wird von PCRaster unterstützt. Für die Modellanwendung müssen Zeitreihen folgender meteorologischer Größen in einheitlicher zeitlicher Auflösung vorliegen:

- Niederschlag
- Lufttemperatur
- Windgeschwindigkeit

Weiterhin werden zur Kalibrierung Abflusszeitreihen benötigt, sowie gegebenenfalls für eine Tracersimulation die den einzelnen Abflusskomponenten zuzuordnenden Konzentrationswerte. Als Rauminformationen sind folgende Größen als PCRaster-Karten in einheitlicher Auflösung erforderlich:

- Potentielle Evapotranspiration (eine Karte pro Zeitschritt)
- Digitales Höhenmodell
- Raumgliederung
- Karte der Siedlungs- und Waldflächen
- Gerinne- und Entwässerungsnetz
- Gerinnebreite
- Rauhigkeitsbeiwert nach Manning
- Höhen-Korrekturfaktor des Niederschlags
- Lagekarten der meteorologischen Stationen und Abflussmessstationen

3.7.2 Modellrechnung (Processing)

Zur Initialisierung können die Speicher einheitlich für das gesamte Gebiet mit bestimmten Werten gefüllt oder Karten der Speicherfüllungen eingelesen werden. Als Resultat der Modellberechnungen liefert PCRaster zwei Arten von Ergebnistypen:

- Zeitreihen: für jeden Zeitschritt wird ein Ergebniswert in eine ASCII-Datei geschrieben
- Rasterkarten: die Simulationsergebnisse werden flächendetailliert für einen einzelnen Zeitschritt ausgegeben

3.7.3 Darstellung und Analyse der Simulationsergebnisse (Postprocessing)

Ziel des Postprocessings ist die Visualisierung und Analyse der Simulationsergebnisse. PCRaster bietet zu diesem Zweck zwei Tools an, die eine Darstellung der Modellresultate für Zeitreihen und Karten ermöglichen. Da diese Werkzeuge jedoch nur eingeschränkte Funktionen zur Verfügung stellen, ist in der Regel eine weitere Auswertung und Darstellung mithilfe gängiger Software nötig. Zur Bewertung der Güte der Modellsimulationen werden die Modelleffizienz, die logarithmierte Modelleffizienz und der Volumenfehler modellintern berechnet, weitere Gütemaße wie das Bestimmtheitsmaß müssen extern berechnet werden.

3.8 Fazit

Das flächendetaillierte Einzugsgebietsmodell TAC^D stellt ein relativ komplexes konzeptionelles Modell dar, dessen Schwerpunkt auf einer möglichst prozessnahen Simulation der Abflussbildung liegt. Das Modell ist aus einzelnen Routinen aufgebaut, wobei die Schnee- und Bodenroutine dem HBV-Modell entnommen wurden. Die Abflussbildungsroutine stellt das Kernstück der prozessorientierten Modellierung dar. In ihr werden die Abflussbildungsprozesse für Zonen gleicher dominierender Abflussbildungsmechanismen mithilfe von Einzellinearspeichern oder linearen Speicherkaskaden konzeptionalisiert.

Als Modellergebnisse liefert TAC^D neben dem Gesamtabfluss den Beitrag einzelner Abflusskomponenten und Tracerganglinien. Weiterhin können das Wasseräquivalent der Schneedecke, die aktuelle Evapotranspiration sowie die Füllhöhe der einzelnen Speicher bzw. der Abfluss aus denselben ausgegeben werden, wodurch eine Multiple-response-validation möglich ist.

Das GIS PCRaster, das die Kombination klassischer GIS-Aufgaben und dynamischer Modellierung ermöglicht, stellt die Anwendungsumgebung für TAC^D dar.

4 Theoretischer Hintergrund der Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen

4.1 Einleitung

Die Begriffe "Sensitivitätsanalyse" und "Unsicherheitsanalyse" werden oft in einem Atemzug genannt. Ihre Definitionen und jeweilige Rolle im Modellierungsprozess sind laut KLEUNEN (1995, 2) in der Literatur nicht eindeutig. Beide Untersuchungen sind eng miteinander verknüpft und werden häufig in Kombination durchgeführt. Bei der Sensitivitätsanalyse gilt das Hauptaugenmerk der Reaktion des Modells auf Veränderungen der Modellparameter. Das wesentliche Ziel der Unsicherheitsanalyse liegt darin, eine Wahrscheinlichkeit angeben zu können, mit der die Outputgröße innerhalb eines bestimmten Intervalls liegt.

Obwohl über die bedeutende Rolle der Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalyse im Simulationsprozess ein allgemeiner Konsens herrscht, sind sie heute noch nicht Teil jeder Modellanwendung (SALTELLI 2000a, 422). Einen Überblick über verschiedene Methoden zur Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalyse findet sich z.B. bei BEVEN (2001) und MELCHING (1995).

Die folgenden Abschnitte geben einen Einblick in die Theorie der im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Verfahren. Nach einer Einführung in die Monte-Carlo-Simulation, die allen Analysen zugrund liegt, widmen sich die darauffolgenden Abschnitte einzelnen Teilschritten ihrer Durchführung.

4.2 Monte-Carlo-Simulation

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen basieren auf einer Monte-Carlo-Simulation (teilweise finden sich in der Literatur auch die Begriffe Monte-Carlo-Analyse oder sampling-basierte Methode/Analyse). Das konzeptionell einfache Verfahren kann für fast alle numerischen Modelle verwendet werden und stellt nach HOFER (1999, 21) die für Unsicherheits- und Sensitivitätsanalysen bei rechenintensiven Modellen am häufigsten angewandte Methode dar. Aufgrund ihrer Flexibilität bietet sie Lösungen für zahlreiche Problemstellungen (MELCHING 1995, 88).

4.2.1 Begriffsdefinition

Zu Beginn dieses Abschnitts muss die in dieser Arbeit verwendete Terminologie geklärt werden. In der Literatur sind verschiedene Verwendungen des Begriffs "Monte-Carlo-Simulation" zu finden. BOOLTINK (2001), RATTO & SALTELLI (2001) u.a. verstehen unter "Monte-Carlo-Simulation" bzw. "Monte-Carlo-Analyse" die Durchführung einer Vielzahl von Simulationen mit nach einem bestimmten Verfahren gewählten Parametersätzen als Modellinput. Dazu zählen sowohl Sampling-Strategien, bei denen eine zufällige Stichprobenahme der Parameter erfolgt (Random Sampling, vgl. Abschnitt 4.3.1), als auch das in Abschnitt 4.3.2 vorgestellte Latin Hypercube Sampling. Von einigen Autoren, deren Arbeiten sich mit hydrologischer Modellierung befassen (u.a. BEVEN 2001, MELCHING 1995), wird dagegen der Terminus "Monte-Carlo-Simulation" nur dann verwendet, wenn eine große Anzahl von Simulationen mit zufällig ausgewählten Modellparametern durchgeführt wird. Die zufällige Stichprobenahme wird dabei als Monte-Carlo-Sampling bezeichnet. Beim Latin Hypercube Sampling erfolgt keine rein zufällige Selektion der Parameterwerte, eine Verwendung in einer Monte-Carlo-Simulation wäre im letzteren Fall per Definition ausgeschlossen. Die vorliegende Arbeit folgt der erstgenannten Terminologie, bei der der Begriff Monte-Carlo-Simulation weiter gefasst ist.

4.2.2 Vorgehensweise

Die Monte-Carlo-Simulation geht von der Annahme aus, dass Variationen des Modellinputs generell durch eine Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion beschrieben werden können. Aus dieser für jeden Modellparameter innerhalb eines möglichen Wertebereichs zu spezifizierenden Verteilungsfunktion werden nach einer bestimmten Methode eine Anzahl von Stichproben entnommen, die als Input für die Durchführung der Modellsimulationen dienen. Die Analyse der Modellergebnisse mithilfe statistischer Kenngrößen oder die Bestimmung eines funktionalen Zusammenhangs zwischen Modellinput und –output liefert Informationen über die Sensitivität und Unsicherheit eines Modells (BOOLTINK 2001, 212). Deren Genauigkeit ist dabei eine Funktion der Anzahl der durchgeführten Simulationen (MELCHING 1995, 87). Eine Monte-Carlo-Simulation setzt sich aus den folgenden fünf Teilschritten zusammen, wobei die Abfolge des vierten und fünften Schritts in der Literatur uneinheitlich ist (RATTO & SALTELLI 2001, 7, HELTON & DAVIS 2000, 102):

- 1. Definition der Wertebereiche und Verteilungsfunktionen der variablen Modellparameter
- 2. Erzeugung von Parameterkombinationen (Parametersampling)
- 3. Auswertung der mit den einzelnen Parameterkombinationen erzielten Modellergebnisse
- 4. Unsicherheitsanalyse
- 5. Sensitivitätsanalyse

Die Festlegung der Verteilungsfunktionen und Wertebereiche der variablen Modellparameter ist für die Monte-Carlo-Simulation von großer Bedeutung. Die Wahl der Verteilungsfunktion bestimmt gemäß HELTON & DAVIS (2000, 103) sowohl die Unsicherheit des Modelloutputs als auch die relative Bedeutung derjenigen Inputelemente, die diese Unsicherheit verursachen. Im Fall von physikalisch basierten Modellen können gemessene Inputverteilungen vorliegen. CHRISTIAENS (2001) beispielsweise verwendete für eine Sensitivitätsanalyse der Bodenparameter des Modells MIKE-SHE mithilfe von Pedo-Transferfunktionen aus Bodenproben abgeleitete Wahrscheinlichkeitsverteilungen. Bei konzeptionellen Niederschlag-Abfluss-Modellen wird in der Regel eine Gleichverteilung der Parameter angenommen (z.B. YU ET AL 2001, UHLENBROOK ET AL 1999, FRANKS ET AL 1998, FREER ET AL 1996).

Die Bestimmung der Wertebereiche für die variablen Modellparameter ist selbst für erfahrene Modellierer keine leichte Aufgabe (BEVEN 2001, 236). Es gilt, einen Bereich zu finden, der einerseits so weit gesteckt ist, dass gute Modellanpassungen möglich sind. Andererseits darf er nicht so groß sein, dass die Parameterwerte unplausibel werden, sich unnötig viele schlechte Modellsimulationen ergeben oder der Parameterraum mit der durchführbaren Anzahl an Simulationen nicht mehr repräsentativ beprobt werden kann. Die Eingrenzung der Parameterbereiche ist demnach eine subjektive Aufgabe, bei der der Modellierer einen Kompromiss zwischen den oben genannten Kriterien finden muss. BEVEN (2001, 236) schlägt vor, anfangs relativ große Parameterbereiche zu wählen und diese gegebenenfalls nach einer ersten Abtastung des Parameterraums mithilfe von Streudiagrammen ("Dotty Plots", vgl. Abschnitt 4.5.2) einzuengen.

4.3 Parametersampling

Unter Parametersampling versteht man die Entnahme von Stichproben aus der Grundgesamtheit aller möglichen Parameterwerte. Die Parameterkombinationen, mit denen die Modellsimulationen im Rahmen einer Monte-Carlo-Simulation durchgeführt werden, können mithilfe verschiedener Sampling-Verfahren erzeugt werden. Im Rahmen dieser Arbeit kamen Random Sampling und Latin Hypercube Sampling zur Anwendung. Daneben existieren noch zahlreiche andere Methoden wie beispielsweise weitere Verfahren des Stratified Samplings (MCKAY ET AL 1979), Importance Sampling (HELTON & DAVIS 2000), sowie die auf einer Expansion von Taylorreihen basierenden Techniken Mean-Value First-Order Second-Moment, Advanced First-Order Second-Moment, Rosenblueth's Point Estimation sowie Harr's Point Estimation (YU ET AL 2001, MELCHING 1995).

4.3.1 Random Sampling

Random Sampling ist die wahrscheinlich naheliegendste Art der Stichprobenahme. Jedes Element wird rein zufällig aus der Gesamtheit aller Elemente entnommen und hat in jedem Stadium des Auswahlprozesses die gleiche Wahrscheinlichkeit, gewählt zu werden. Dabei ist es nicht gesichert, dass Elemente aus allen Regionen des Stichprobenraums gezogen werden. Ist eine große Anzahl an Modellsimulationen durchführbar, ist Random Sampling die bevorzugte Technik. Sie ist einfach anzuwenden und liefert erwartungstreue Schätzungen der Mittelwerte, Varianzen und Verteilungsfunktionen. Erwartungstreu bedeutet, dass der Schätzer keinen systematischen Fehler enthält, d.h. im Mittel den richtigen Wert liefert. Random Sampling wird üblicherweise auch als Standard für den Vergleich verschiedener Sampling-Methoden verwendet (YU ET AL 2001, 49).

Als schwerwiegendes Problem erweist sich jedoch die sehr hohe Anzahl an Stichproben, die für eine repräsentative Charakterisierung des Inputraums - und damit des Modelloutputs - erforderlich ist. MELCHING (1995, 88) beziffert die Zahl der nötigen Simulationen im Falle eines Modells mit einer großen Parameteranzahl, für das Quantile von $\geq 0,9$ berechnet werden sollen, auf einige Zehntausend. Bei komplexeren Modellen oder falls extreme Quantile (> 0,999) benötigt werden, sind die nötigen Simulationsläufe kaum noch durchführbar. Eine klare Regel für die Anzahl der erforderlichen Stichproben existiert nicht. MELCHING (1995, 88, 105) schlägt folgende Vorgehens weise vor: Es werden wiederholt Simulationsläufe mit durch Random Sampling gewonnenen Parametersätzen durchgeführt. Nach jedem Simulationsdurchgang werden Modelloutputgrößen oder statistische Kennzahlen derselben, z.B. die Standardabweichungen des Maximalabflusses, graphisch gegen die Anzahl der bereits durchgeführten Simulationen aufgetragen. Konvergiert die so erhaltene Kurve gegen einen Grenzwert, ist die Anzahl der nötigen Simulationen erreicht.

Random Sampling wurde in zahlreichen Arbeiten für die Analyse wenig rechenintensiver hydrologischer Modelle verwendet (u.a. YU ET AL 2001, UHLENBROOK ET AL 1999, FRANKS ET AL 1998, BEVEN & BINLEY 1992).

4.3.2 Latin Hypercube Sampling

Nach CHRISTIAENS (2001, 96) ist Latin Hypercube Sampling "der einfachste und effizienteste Weg, um die Input-Output-Beziehungen zu erhalten, die für die Durchführung einer Sensitivitäts- und/oder Unsicherheitsanalyse für ein Modell mit einer großen Anzahl von Parametern benötigt werden." Latin Hypercube Sampling wurde erstmals von MCKAY ET AL (1979) vorgeschlagen. Es ist im Gegensatz zum Random Sampling ein Ansatz, bei dem eine "geschichtete" Stichprobenahme (der hierfür gebräuchliche und im Folgenden verwendete englische Begriff lautet "Stratified Sampling") erfolgt. Beim Stratified Sampling wird sichergestellt, dass für jeden Parameter der mögliche Wertebereich vollständig berücksichtigt wird. Dadurch kann der gesamte Parameterraum mit weniger Stichproben als beim Random Sampling repräsentativ beprobt und der mit der nötigen Zahl der Stichproben korrespondierende Rechenaufwand verringert werden (CHRISTIAENS 2001, 97). Bei einem von YU ET AL (2001, 43) durchgeführten Vergleich zwischen Random Sampling und Latin Hypercube Sampling für ein distribuiertes Niederschlag-Abfluss-Modell benötigte Latin Hypercube Sampling nur 10 % der beim Random Sampling erforderlichen Simulationsläufe, um dieselben Ergebnisse zu produzieren. Aus diesem Vorteil ergibt sich der bevorzugte Anwendungsbereich des Latin Hypercube Samplings: Analysen, bei denen keine große Anzahl von Simulationen durchführbar ist und die Abschätzung sehr hoher Quantile (> 0.99) nicht erforderlich ist (HELTON & DAVIS 2001, 112). Einen solchen Fall stellen Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen hydrologischer Modelle dar, die teilweise sehr rechenintensiv sind, bei denen aber die Angabe von 0,9- oder 0,95-Quantilen in der Regel ausreichend ist.

Die Erstellung von Parameterkombinationen mit Latin Hypercube Sampling erfolgt nach folgendem Schema:

- Der Wertebereich jedes Parameters wird in M nicht überlappende Intervalle eingeteilt, wobei M die Anzahl der benötigten Parameterkombinationen darstellt. Die Breite eines Intervalls wird so festgelegt, dass bei der für den jeweiligen Parameter gewählten Verteilungsfunktion jedes Intervall die gleiche Auftretenswahrscheinlichkeit 1/M aufweist.
- 2. Jedem Intervall wird unter Berücksichtigung der Wahrscheinlichkeitsdichte zufällig ein Wert entnommen.
- Die M Werte f
 ür Parameter 1 werden zuf
 ällig mit den M Werten von Parameter 2 kombiniert. Die so gebildeten Paare werden zuf
 ällig mit den Werten des dritten Parameters kombiniert usw., bis M k-Tupel vorliegen, wobei k die Anzahl der Parameter darstellt.

Für eine detailliertere Darstellung sei auf IMAN ET AL (1981a und b, zit. in WYSS & JORGENSEN 1998, 3) verwiesen. Zur Veranschaulichung ist in Abbildung 4.1 ein einfaches Beispiel mit zwei Inputvariablen und einem Stichprobenumfang von M = 5 dargestellt.



Abb. 4.1: Schematische Darstellung des Latin Hypercube Samplings für zwei Inputparameter und einen Stichprobenumfang von M = 5. Abgebildet sind (a) Dichte- und (b) kumulierte Verteilungsfunktion des normalverteilten Parameters X₁, des gleichverteilten Parameters X₂ ((c) bzw. (d)) sowie (e) die zweidimensionale Darstellung einer möglichen Permutation der Parameterwerte (aus WYSS & JORGENSEN 1998, verändert)

Für die erste Variable X₁ wird eine Normalverteilung angenommen. Die Intervalle sind sowohl in Form der Wahrscheinlichkeitsfunktion als auch der kumulierten Verteilungsfunktion visualisiert. Es gilt $P(-\infty \le X_1 \le A) = P(A \le X_1 \le B) = P(B \le X_1 \le C) = P(C \le X_1 \le D) = P(D \le X_1 \le \infty) = 0,2$. Bei der zweiten Variable X₂ geht man von einer Gleichverteilung innerhalb des Intervalls G bis L aus. Auch hier weisen alle Intervalle eine Auftretenswahrscheinlichkeit von 20 % auf. Im nächsten Schritt wird jedem Intervall zufällig ein Wert entnommen, wobei aber die Wahrscheinlichkeitsdichte berücksichtigt wird. Innerhalb des Intervalls [- ∞ , A] beispielsweise haben die Werte, die in der Nähe von A liegen, eine höhere Wahrscheinlichkeit ausgewählt zu werden als die Werte im Tailing der Verteilung, das gegen - ∞ läuft. Der letzte Schritt ist die zufällige Kombination der entnommenen Werte von X₁ und X₂.

Latin Hypercube Sampling liefert wie Random Sampling erwartungstreue Schätzungen der Mittelwerte und Verteilungsfunktionen (HELTON & DAVIS 2000, 112). MCKAY ET AL (1979) zeigten, dass Latin Hypercube Sampling schneller konvergiert als Random Sampling und als andere Stratified Sampling-Methoden, da die gelieferte Schätzfunktion des Erwartungswerts der Outputfunktion eine geringere Varianz aufweist (JOINT RESEARCH CENTRE OF EUROPEAN COMMISSION, INSTITUTE FOR THE PROTECTION AND SECURITY OF THE CITIZEN 2001, 31).

Dasselbe Problem, das bei der Anwendung von Random Sampling auftritt, gilt es auch beim Latin Hypercube Sampling zu lösen: Wie hoch ist die benötigte Anzahl der Stichproben? Nach IMAN & HELTON (1985, zit. in CHRISTIAENS 2001, 97) sollte sie mindestens das 1,3-fache, besser das 2- bis 5-fache der Anzahl der variablen Modellparameter betragen. Das JOINT RESEARCH CENTRE OF EUROPEAN COMMISSION, INSTITUTE FOR THE PROTECTION AND SECURITY OF THE CITIZEN (2001, 32) nennt als Untergrenze die 1,5-fache Anzahl der variablen Modellparameter, rät jedoch zur Verwendung eines größeren Wertes, z.B. der 10-fachen Anzahl der variierten Parameter. HELTON & DAVIS (2001, 112) bestätigen, dass sich die mit Latin Hypercube Sampling für komplexe Modelle zur Reaktor-Risikoanalyse durchgeführten Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen als "sehr robust sogar bei relativ kleinen Stichproben (d.h. N = 50-200)" erwiesen haben. Dabei wird leider keine Angabe über die Anzahl der variablen Modellparameter getroffen. YU ET AL (2001, 50) bestimmten die Anzahl der nötigen Stichproben über eine Untersuchung der Konvergenz der Mittelwerte und Standardabweichungen der Modelleffizienz, des Volumenfehlers und des Spitzenabflusses in Abhängigkeit von der Anzahl der Modell-simulationen.

BEVEN (2991, 237) merkt zur Anwendbarkeit des Latin Hypercube Samplings folgendes an: "Latin Hypercube methods [...] may work well when there is a well-defined [likelihood, Anm. der Autorin] surface, but for surfaces with lots of local maxima or plateaux, the advantages may not be so great." Leider erfolgt keine weitere Ausführung der hieraus möglicherweise resultierenden Konsequenzen.

Die Latin Hypercube Sampling-Technik wurde bereits für Analysen einer Vielzahl verschiedener - auch komplexer- mathematischer Modelle verwendet (WYSS & JORGENSEN 1998, 3). Bisher weniger zahlreich sind ihre Anwendungen im Bereich der hydrologischen Modellierung. MELCHING (1995, 91) listet folgende Arbeiten auf: JAFFE & FERRARA (1984) (Wasserqualitäts-Modell), YEH & TUNG (1993) sowie CHANG ET AL (1992) (hydraulische Modelle), MELCHING (1992) (Vergleichsstudien verschiedener Sampling-Strategien für das Einzugsgebietsmodell HEC-1). LAL ET AL (1997) verwendeten Latin Hypercube Sampling für die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalyse eines regionalen hydrologischen Modells, CHRISTIAENS (2001) für Untersuchungen des komplexen, physikalisch basierten Modells MIKE-SHE.

4.4 Sensitivitätsanalyse

4.4.1 Einleitung

SALTELLI (2000b, 3) definiert die Sensitivitätsanalyse als "Analyse, wie die Variation im Output eines Modells [...] qualitativ oder quantitativ auf hre verschiedenen Quellen aufgeteilt werden kann, und wie das Modell von der ihm eingegebenen Information abhängt". Sie erfüllt nach LANE & RICHARDS (2001, 429) und RABITZ (1989, zit. in SALTELLI 2000a, 421) eine Vielzahl von Funktionen bei der Erstellung und Anwendung hydrologischer Modelle. Sie kann

- 1. zeigen, dass das Modellverhalten, das sich als Antwort auf repräsentative Variationen der Modellparameter und Randbedingungen ergibt, realistisch ist
- 2. zeigen, dass das Modell ausreichend sensitiv ist, um das in der Realität wahrgenommene Verhalten zu repräsentieren
- 3. diejenigen Parameter identifizieren, auf die das Modell am sensitivsten reagiert, und so die Kalibrierung vereinfachen oder gezielte Messungen ermöglichen
- 4. ein detailliertes Modell auf seine wesentlichen Strukturen reduzieren

Die Sensitivitätsanalyse kann somit das Vertrauen in das Modell und seine Vorhersagen stärken und ist deshalb eng mit der Unsicherheitsanalyse verknüpft (SALTELLI 2000b, 4).

Die einfachste und häufig angewandte Form der Sensitivitätsanalyse ist die unter den Begriffen "Factor Perturbation" oder "eindimensionale Sensitivitätsanalyse" bekannte Methode, bei der ein einzelner Modellparameter innerhalb eines Intervalls variiert wird, während alle anderen konstant gehalten werden. Dem Vorteil der einfachen Anwendbarkeit stehen nach LANE & RICHARDS (2001, 430) folgende Nachteile gegenüber: Die Modellantwort hängt aufgrund von Interaktionen zwischen den Parametern nicht nur vom Wert des variierten Parameters, sondern von der gesamten Parameter oft nicht-linear, und schließlich ist die Methode für ein Modell mit vielen Parametern sehr zeitaufwendig. Umfassendere und genauere Sensitivitätsanalysen erfordern einen gekoppelten stochastisch-deterministischen Ansatz, wie z.B. die für diese Arbeit verwendeten Monte-Carlo-Simulationen (CHRISTIAENS 2001, 91, REFSGAARD 1996, 32).

4.4.2 Regional Sensitivity Analysis

Bei der Regional Sensitivity Analysis (HORNBERGER & SPEAR 1980, SPEAR & HORNBERGER 1980, zit. in SPEAR ET AL. 1994, 3159), die auch unter dem Namen Generalized Sensitivity Analysis oder Hornberger-Spear-Young-Methode bekannt ist, handelt es sich um eine konzeptionell einfache, qualitative Form der Sensitivitätsanalyse. Sie basiert auf einer Monte-Carlo-Simulation, bei der die Parameterwerte gemäß einer Gleichverteilung aus einem für jeden Parameter festgelegten Wertebereich entnommen werden. Zur Auswertung werden die Parametersätze nach der Durchführung der Simulationen in zwei Gruppen aufgeteilt: In die Parametersätze, die das Verhalten des untersuchten Systems richtig wiedergeben (engl. "behavioural", im Folgenden

mangels eines adäquaten deutschen Begriffs mit "gute" Parametersätze übersetzt), und solche, die das Systemverhalten nur unzureichend simulieren (engl. "non-behavioural", "schlechte" Parametersätze). Erstgenannte können z.B. diejenigen Parametersets sein, die ein hohes Gütemaß liefern, die letzteren Sets mit einem niedrigen Gütemaß (BEVEN 2001, 223). Im nächsten Schritt wird für jeden Parameter nach Differenzen zwischen den guten und schlechten Parametersätzen gesucht. Dazu werden die Häufigkeiten der Parameterwerte für beide Gruppen getrennt aufkumuliert und die kumulativen Verteilungsfunktionen verglichen. Unterscheiden sich diese, wie in Abbildung 4.2(a) dargestellt, deutlich voneinander, reagieren die Simulationsergebnisse sensitiv auf diesen Parameter. Gleichen sich hingegen die kumulativen Verteilungen (Abbildung 4.2(b)), ist der Parameter nicht sensitiv. Die Regional Sensitivity Analysis stellt somit eine visuelle Form der Sensitivitätsanalyse dar. Beispiele einer Anwendung der Regional Sensitivity Analysis in der Niederschlags-Abfluss-Modellierung finden sich bei HORNBERGER ET AL (1985, zit. in BEVEN 2001, 223) für TOPMODEL und HARLING & KUNG (1992, zit. in BEVEN 2001, 223) für das HBV-Modell.



 Abb. 4.2: Kumulierte Verteilungen f
ür gute ("behavioural") und schlechte ("non-behavioral") Simulationen eines (a) sensitiven und (b) insensitiven Parameters nach der Regional Sensitivity Analysis. Die schwarze Linie stellt die kumulierte Ausgangs verteilung bei einer Gleichverteilung der Parameterwerte dar.

4.4.3 Regressionsanalyse

Da die Outputvariablen eines Niederschlag-Abfluss-Modells sowie seine internen Systemzustände eine Funktion der Zeit sind, ist auch für die Parametersensitivität eine Zeitabhängigkeit zu erwarten. Während die im vorigen Abschnitt beschriebene Regional Sensitivity Analysis einen Mittelwert der Parametersensitivität über den gesamten Untersuchungszeitraum liefert, ist es mithilfe der Regressionsanalyse möglich, den zeitlichen Verlauf der Parametersensitivität zu erfassen.

Die Regressionsanalyse basiert auf der Ermittlung und Analyse der Beziehung zwischen dem Simulationsergebnis als abhängiger Zielvariable und den unabhängigen Modellparametern als Prädiktorvariablen. Wird ein linearer Zusammenhang zwischen der abhängigen und den unabhängigen Variablen angenommen, spricht man von einer multiplen linearen Regression. Die allgemeine Form der linearen Regressionsgleichung lautet:

$$y_i = b_0 + \sum_j b_j x_{ij} + \boldsymbol{e}_i \tag{4.1}$$

mit

i	= 1,, k
i	= 1,, 1
k	Anzahl der Parameterkombinationen
l	Anzahl der Prädiktorvariablen
y _i	geschätzte Funktion der abhängigen Variablen der i-ten
	Parameterkombination
b_0	Regressionskonstante
bj	(einfacher) Regressionskoeffizient der j-ten Prädiktorvariable
x _{ij}	j-te Prädiktorvariable der i-ten Parameterkombination
ε _i	Zufallsfehler der iten Parameterkombination

Für die regressionsbasierte Sensitivitätsanalyse werden k Kombinationen der Inputvariablen generiert und die zugehörigen Outputwerte mit dem Niederschlag-Abfluss-Modell berechnet. Auf der Basis dieser Daten wird das lineare Regressionsmodell erstellt, wobei alle Parametersätze in die Erstellung mit einbezogen werden, d.h. auch diejenigen, die schlechte Modellergebnisse liefern. Die Regressionskoeffizienten werden in der Regel nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt (JOINT RESEARCH CENTRE OF EUROPEAN COMISSION, INSTITUTE FOR THE PROTECTION AND SECURITY OF THE CITIZEN 2001, 78).

Die Anzahl der für die Erstellung des Regressionsmodells notwendigen Simulationsläufe hängt von der Zahl der in das Regressionsmodell aufgenommenen Prädiktorvariablen ab. BACKHAUS ET AL (1996) schlagen folgende Faustregel vor: Die Anzahl der Prädiktorvariablen sollte nicht mehr als ein Drittel des Stichprobenumfangs, in diesem Fall der Simulationsanzahl, betragen. Ansonsten besteht die Gefahr des Overfittings, bei dem das Regressionsmodell aufgrund zu vieler Freiheitsgrade so perfekt an die zufälligen Variationen der Stichproben angepasst wird, dass das übergeordnete Verhaltensmuster verloren geht.

Der einfache Regressionskoeffizient b ist ein absolutes Sensitivitätsmaß, das angibt, wie stark die Zielgröße auf eine Änderung der Prädiktorvariable x reagiert. Einfache, unstandardisierte Regressionskoeffizienten können jedoch nicht direkt miteinander verglichen werden, da ihre Prädiktorvariablen unterschiedliche Absolutwerte und Varianzen aufweisen. Um aussagekräftige Vergleiche der Sensitivität vornehmen zu können, müssen die Ziel- und Prädiktorvariablen standardisiert, d.h. durch ihre Standardabweichung geteilt werden. Der auf diese Weise erhaltene standardisierte Regressionskoeffizient (SRC) ist ein relatives Maß. Er gibt an, um wieviel sich die Zielgröße im Verhältnis zu ihrer Standardabweichung ändert, wenn eine Prädiktorvariable um eine Standardabweichung verändert wird und alle anderen Inputvariablen konstant gehalten werden (CHRISTIAENS 2001, 113). Sein Wertebereich liegt zwischen –1 und 1, wobei der Betrag den Einfluss auf die Zielgröße, und das Vorzeichen die Richtung des Zusammenhangs angibt. Je größer der Betrag, desto mehr trägt die Variation des Modellparameters zur Änderung des

Simulationsergebnisses bei. Ein positiver Wert zeigt an, dass der Modelloutput bei einem zunehmenden Parameterwert ebenfalls größer wird.

Voraussetzung für eine Verwendung des standardisierten Regressionskoeffizienten als Sensitivitätsmaß ist, dass die Modellparameter nicht interkorreliert sind, ansonsten ist die Sensitivität nicht nur eine Funktion des jeweiligen Parameters, sondern auch der korrelierten Parameter. In solchen Fällen ist ein Korrelationsmaß wie der partielle Korrelationskoeffizient zu verwenden (HELTON & DAVIS 2000, 131).

Um die Aussagekraft der Regressionsmaße einschätzen zu können, muss die Güte des Regressionsmodells untersucht werden. Zu diesem Zweck wird das Bestimmtheitsmaß R^2 verwendet:

$$R^{2} = \frac{\left(\sum_{i} (x_{i} - \bar{x})(y_{i} - \bar{y})\right)^{2}}{\sum_{i} (x_{i} - \bar{x})^{2} \sum_{i} (y_{i} - \bar{y})^{2}}$$
(4.2)

mit

 \mathbf{R}^2

Bestimmtheitsmaß [-]

 x_i gemessener Wert (z.B. Abfluss [m³/s]) zum Zeitpunkt i

 \overline{x} Mittelwert der gemessenen Werte (z.B. Abfluss [m³/s])

 \underline{y}_i simulierter Wert zum Zeitpunkt i (z.B. Abfluss [m³/s])

 \overline{y} Mittelwert der simulierten Werte (z.B. Abfluss $[m^3/s]$)

Das Bestimmtheitsmaß gibt den Anteil der durch das Regressionsmodell erklärten Varianz an der Gesamtvarianz an. Es kann Werte zwischen 0 und 1 annehmen, wobei bei einem Wert von 0 kein Zusammenhang zwischen der Zielgröße und den Prädiktorvariablen und bei einem Wert von 1 ein perfekter Zusammenhang besteht. In Tabelle 4.1 sind die Wertebereiche für R^2 und ihre Interpretation aufgelistet. Zu beachten ist nach CHRISTIAENS (2001, 109), dass R^2 für additive und proportionale Unterschiede nicht sensitiv ist.

Bestimmtheitsmaß R ²	Interpretation	
0,00	"kein Zusammenhang"	
0,01 – 0,24	"schwacher Zusammenhang"	
0,25 – 0,64	"mittlerer Zusammenhang"	
0,65 – 0,99	"starker Zusammenhang"	
1,00	"perfekter Zusammenhang"	

Tab. 4.1: Wertebereiche des Bestimmtheitsmaßes und deren Interpretation (nach SCHLITTGEN 2000)

Regressionsmodelle erreichen bei Verwendung der linearen Regressionsgleichung logischerweise nur geringe Werte für das Bestimmtheitsmaß, wenn die Beziehung zwischen Modellinput und -output nichtlinear ist. Eine Rangtransformation (IMAN & CONOVER 1979) kann dieses Problem in Fällen, in denen eine nichtlineare, aber monotone Beziehung zwischen den Prädiktoren und der Zielgröße besteht, lösen. Dabei werden die Absolutwerte der Variablen durch ihre zugehörigen Rangzahlen (Rang eins für den kleinsten, Rang k für den größten Wert bei k Modelloutputs) ersetzt und anschließend die üblichen Regressionsprozeduren mit den Rangzahlen durchgeführt. Liegt R² für die rangtransformierten Daten höher als vor der Transformation, kann der standardisierte Rang-Regressionskoeffizient anstatt des standardisierten Regressionskoeffizienten verwendet werden. CHRISTIAENS (2001, 124) weist darauf hin, dass es schwierig ist, die transformierten Sensitivitäten zurück auf die nicht-transformierten Parameter zu übertragen, weil die Verteilung auf Basis der Rangzahlen nicht mit der ursprünglichen Verteilung übereinstimmt. Der standardisierte Rang-Regressionskoeffizient ist daher im Gegensatz zum standardisierter Regressionskoeffizient nur ein qualitatives Maß.

Nach HELTON (1999, 175) war eine regressionsbasierte Sensitivitätsanalyse dann erfolgreich, wenn sie folgende Kriterien erfüllt: Zum einen muss das Regressionsmodell ohne Overfitting erstellt worden sein und ein annehmbar hohes Bestimmtheitsmaß (z.B. $\mathbb{R}^2 \ge 0.8$) aufweisen. Zum anderen müssen die durch das Regressionsmodell aufgedeckten Ergebnisse mit den Beziehungen, die in das untersuchte Modell eingebaut wurden, übereinstimmen.

Die Berechnung von standardisierten Regressionskoeffizienten bzw. Korrelationskoeffizienten ist nach HELTON & DAVIS (2000, 126) eine häufig verwendete Methode für Monte-Carlobasierte Sensitivitätsanalysen. Anwendungen finden sich auf vielen Gebieten der Modellierung, z.B. der Meteorologie, Thermodynamik, Epidemiologie und der Reaktor-Risikoanalyse (HELTON & DAVIS 2000, 126). Anwendungen im Bereich der hydrologischen Modellierung sind seltener zu finden: Eine regressionsbasierte Sensitivitätsanalyse für MIKE SHE (CHRISTIAENS 2001), ein Wasserqualitätsmodell (PASTRES ET AL 1999) und ein Modell zur Simulation des Bodenwassergehalts (BOOLTINK 2001) sind die einzigen der Autorin bekannten Beispiele.

4.5 Unsicherheitsanalyse

4.5.1 Einleitung

Das Ziel einer Unsicherheitsanalyse ist es nach BEVEN (2001, 229), die sich aus der Summe aller Unsicherheitsquellen ergebende Unsicherheit der Modellvorhersagen abzuschätzen, d.h. eine Wahrscheinlichkeit anzugeben, mit der die simulierte Größe innerhalb eines bestimmten Intervalls liegt. REFSGAARD & STORM (1996, 42), BLÖSCHL (1996, zit. in UHLENBROOK 1999, 4) und MELCHING (1995, 69ff) führen folgende Unsicherheitsquellen auf:

1. Natürliche Unsicherheiten

Sie schließen die allen natürlichen Prozessen innewohnenden, zufälligen zeitlichen und räumlichen Fluktuationen ein, die ein bedeutendes Zufallselement in den physikalischen Prozess der Abflussbildung einbringen.

Zufällige oder systematische Fehler der gemessenen Daten

Eine Rolle spielen die Fehler der klimatischen Inputdaten und der Raumdaten, z.B. des digitalen Höhenmodells, weiterhin die Messwerte, mit denen der Modell-Output bei der

Kalibrierung verglichen wird. Nach LANE & RICHARDS (2001, 424) beschreiben die beobachteten Daten die Realität nicht unbedingt besser als die Modellvorhersagen.

Regionalisierungsfehler

Klimatische Eingangsdaten werden meist punktuell erfasst und müssen mithilfe von Regionalisierungsverfahren auf die Fläche übertragen werden.

Modellunsicherheiten durch fehlerhafte bzw. unzureichende Modellstruktur

Jedes Modell kann nur eine mehr oder weniger stark vereinfachte Darstellung des komplexen natürlichen Systems darstellen.

Parameterunsicherheit

Bei konzeptionellen Modellen ist es unmöglich, die Modellparameter genau zu quantifizieren. Es gibt daher mehrere Parametersätze, die ähnlich gute Ergebnisse liefern.

Für viele Aufgabenstellungen müssen Niederschlag-Abfluss-Modelle außerhalb der Bereiche angewendet werden, für die sie erfolgreich kalibriert und validiert wurden und für die gemessene Daten vorliegen. In diesen Fällen sind Abschätzungen über die Verlässlichkeit der Modellaussagen unerlässlich (MELCHING 1995, 69).

4.5.2 Generalized Likelihood Uncertainty Estimation

Die Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE) (BEVEN & BINLEY 1992) ist eine Methode zur Modellkalibrierung und Unsicherheitsanalyse, die aus der Weiterentwicklung der Regional Sensitivity Analysis entstand. Sie basiert auf der Annahme, dass es für Einzugsgebietsmodelle keinen einzelnen, optimalen Parametersatz gibt, der das natürliche System für die gesamte Spannbreite der Niederschlag-Abfluss-Reaktionen repräsentiert. Statt dessen existiert in der Regel eine Vielzahl von Parametersätzen, die ähnlich gute Simulationsergebnisse liefern. Dieses Konzept ist in der englischsprachigen Literatur unter dem Begriff "equifinality" bekannt (BEVEN & BINLEY 1992, 279).

Grundlage jeder GLUE-Analyse ist die Durchführung einer Monte-Carlo-Simulation. Anhand eines Vergleichs zwischen beobachteten und simulierten Werten wird jedem Parametersatz eine Wahrscheinlichkeit zugeordnet, ein Simulator des natürlichen Systems zu sein. Dies führt nach BEVEN (2001, 235) fast selbstverständlich zu einer Form der Bayes'schen Wahrscheinlichkeitstheorie. Diese unterscheidet sich von der konventionellen Wahrscheinlichkeitstheorie nicht in Bezug auf die mathematischen Formeln, sondern hinsichtlich der Philosophie ihrer Bedeutung (WIKIPEDIA 2002). Die Bayes'sche Wahrscheinlichkeitstheorie benötigt keine mathematischen Prinzipien, wie z.B. Häufigkeitsbetrachtungen, um eine Wahrscheinlichkeit zu definieren. Statt dessen wird aufgrund aller verfügbarer Informationen eine Bewertung der Wahrscheinlichkeit vorgenommen und diese in Zahlen gefasst. Folgende Prinzipien müssen dabei Gültigkeit haben:

 Wenn Wahrscheinlichkeit A größer als Wahrscheinlichkeit B und Wahrscheinlichkeit B größer als Wahrscheinlichkeit C ist, dann muss Wahrscheinlichkeit A auch größer als Wahrscheinlichkeit C sein.

- 2. Aus einer Erwartung über die Wahrheit einer Aussage folgt implizit auch eine Erwartung über deren Unwahrheit.
- 3. Aus einer Erwartung über die Wahrheit von D und einer Erwartung über die Wahrheit von E im Falle, dass D wahr wäre, folgt implizit eine Erwartung über die gleichzeitige Wahrheit von D und E (WIKIPEDIA 2002).

Der Begriff Wahrscheinlichkeit ist somit im Zusammenhang mit GLUE ein allgemeingültigerer Begriff als in der klassischen Statistik, der angibt, wie gut das Modell mit dem natürlichen Systemverhalten konform ist. Die einzige Anforderung, der das Wahrscheinlichkeitsmaß genügen muss, ist ein monotoner Anstieg mit zunehmender Übereinstimmung zwischen Simulation und Natur (BEVEN 2001, 235).

Die Parametersätze werden gemäß einem festzulegenden Schwellenwert der Übereinstimmung in gute und schlechte Sätze aufgeteilt. Modelliert eine Parameterkombination das System nur unzureichend, wird sie als schlechter Simulator aus der Analyse ausgeschlossen, indem ihre Wahrscheinlichkeit auf null gesetzt wird. Die Unsicherheit der Vorhersagen lässt sich dann auf eine konzeptionell einfache Weise abschätzen: Die Modellergebnisse aller verbleibenden Simulationen werden entsprechend ihrem Wahrscheinlichkeitsmaß gewichtet. Dazu werden die Wahrscheinlichkeiten normalisiert, d.h. ihre Summe auf eins gesetzt, und die zugehörigen Outputgrößen anschließend für jeden Zeitschritt der Größe nach geordnet. Durch Aufsummierung der neu skalierten Wahrscheinlichkeiten ergibt sich, wie in Abbildung 4.3 beispielhaft dargestellt, eine kumulative Verteilungsfunktion der Outputvariablen. Dieser können Quantile zur Abschätzung der Modellunsicherheit entnommen werden (BEVEN & BINLEY 1992, 281).



Abb. 4.3: Wahrscheinlichkeitsverteilung und kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilung zur Ermittlung der Unsicherheitsbereiche nach der GLUE-Methode, dargestellt am Beispiel der Outputvariable Abfluss

Quantile dienen der Charakterisierung von Verteilungen. Für jedes beliebige p $(0 \le p \le 1)$ bezeichnet man x_p als p-Quantil, falls für die Verteilungsfunktion eines Merkmals gilt: $F(x_p) = p$, d.h. die Wahrscheinlichkeit für einen kleineren Wert beträgt genau p und die Wahrscheinlichkeit für einen größeren Wert genau 1-p. In der Statistik wird für große Werte von p (z.B. p = 0.95 oder 0.99) der Begriff Vertrauenswahrscheinlichkeit oder Konfidenzintervall, für 1-p der Ausdruck Irrtumswahrscheinlichkeit gebraucht. Üblicherweise verwendete Irrtumswahrscheinlichkeiten sind 0.05, 0.01 und 0.001, je nachdem, wie schwerwiegend die aufgrund der Stichprobe zu treffende Entscheidung ist. Dabei gilt der Grundsatz "sichere Aussagen (d.h. mit geringer Irrtumswahrscheinlichkeit) sind unscharf (d.h. es ergeben sich große Wertebereiche), scharfe Aussagen sind unsicher" (SACHS 1997, 179).

In die Berechnung der Unsicherheitsbereiche der Modellvorhersagen nach dem GLUE-Verfahren fließen zwar sämtliche Unsicherheitsquellen mit ein, eine Quantifizierung der Beiträge der einzelnen Quellen ist jedoch nicht möglich. Bedingt durch die Implementierung der GLUE-Methode, deren Basis eine Monte-Carlo-Simulation mit variierenden Modellparametern bildet, liegt ihr Hauptaugenmerk auf einer Analyse der Parameterunsicherheit.

Parameterinteraktionen werden implizit in den mit einem bestimmten Parametersatz assoziierten Wahrscheinlichkeiten berücksichtigt und stellen deshalb kein Problem bei der GLUE-Anwendung dar.

Die GLUE-Analyse beinhaltet eine Anzahl subjektiver Entscheidungen: Die Wahl des Wahrscheinlichkeits- bzw. Gütemaßes sowie die Festlegung des Grenzwerts zur Trennung von guten und schlechten Simulationen. Die Unsicherheitsabschätzungen sind daher mehr qualitativer denn quantitativer Art. Wichtig ist insbesondere eine genaue Dokumentation der Randbedingungen der Analyse, um so ihre Diskussion oder eine Wiederholung unter Verwendung alternativer Annahmen zu ermöglichen.

MELCHING (1995, 90) sieht das Hauptproblem der GLUE-Methode in der Abhängigkeit der Unsicherheitsabschätzung von der Auswahl des Grenzwerts. Wird er zu hoch gewählt, bleiben wenig gute Parametersets übrig. Als Konsequenz werden die Unsicherheitsbereiche der Vorhersage so unrealistisch klein, dass die Messwerte weit außerhalb liegen und die Modellstruktur in Frage gestellt wird. Liegt der Grenzwert dagegen zu niedrig, bleiben fast alle Parametersätze annehmbar und die Unsicherheitsbereiche werden so groß, dass Modell für die Vorhersage nur wenig tauglich erscheint (BEVEN & BINLEY 1992, 285).

Neben der Anwendung eines Grenzwerts, der gute und schlechte Simulationen sprunghaft trennt, ist auch eine differenziertere Abstufung der Wahrscheinlichkeiten durch die Verwendung eines Fuzzy-Maßes möglich. Die Fuzzy-Theorie stellt eine Erweiterung der klassischen binären Logik dar. Sie setzt das Konzept der partiellen Gültigkeit um, d.h. eine Aussage kann nicht nur entweder falsch oder richtig, sondern auch teilweise falsch oder richtig sein. Dabei legt eine sogenannte Membership-function für jeden x-Wert numerisch fest, bis zu welchem Grad die Aussage "x ist Teil von Y", in unserem Fall "das betrachtete Gütemaß eines Parametersets ist das beste", wahr ist (SEIBERT & MCDONNELL 2002, 6). Ein Fuzzy-Maß liegt im Wertebereich zwischen 0 und 1, wobei die Aussage umso mehr zutrifft, je größer der Wert ist. Zwei Beispiele für Membership-functions sind in Abbildung 4.4 dargestellt.



Abb. 4.4: Beispiele zweier Membership-functions in der Fuzzy-Theorie

Stehen für eine Modellanalyse verschiedene Zielgrößen, z.B. simulierte Tracerkonzentrationen, Grundwasserstände oder die Ausdehnung von Sättigungsflächen zur Verfügung, können mehrere Wahrscheinlichkeiten kombiniert werden. Generell steigt die relative Wahrscheinlichkeit eines Parametersatzes, falls er gute Simulationsergebnisse für alle Zielgrößen liefert, ansonsten nimmt sie ab. Eine Möglichkeit der Kombination bietet sich durch eine gewichtete Aufsummierung der verschiedenen Maße. Der Nachteil der Aufsummierung ist, dass sie den Einfluss schlechter Simulationen herausmittelt (BEVEN & Binley 1992, 284). Die Bayes'sche Multiplikation weist dagegen ein Charakteristikum auf, das für die GLUE-Anwendung von Vorteil ist: Da es sich um eine multiplikative Methode handelt, wird die kombinierte Wahrscheinlichkeit in allen Fällen, in denen eine der zu kombinierenden Wahrscheinlichkeitsfunktionen den Wert null hat, ebenfalls null (BEVEN 2001, 254). Die entsprechende Formel lautet:

$$L_{c}(P_{j}) = \prod_{i} L_{i}(P_{j})$$
mit i = 1, ..., k
k Anzahl der Zielgrößen bzw. Wahrscheinlichkeiten
L_{c} kombinierte Wahrscheinlichkeit für den Parametersatz Pj

L_i Wahrscheinlichkeit i für den Parametersatz Pj

GLUE kam bereits in einer Vielzahl von Studien mit Niederschlag-Abfluss-Modellen zum Einsatz, vor allem im Zusammenhang mit TOPMODEL (u.a. BEVEN 2001, FRANKS ET AL 1998, FREER ET AL 1996). Beispiele für eine Anwendung auf andere Modelle liefern BEVEN & BINLEY (1992) für das Institute of Hydrology Distributed Model, UHLENBROOK ET AL (1999) für HBV und CHRISTIAENS (2001) für MIKE-SHE. Weiterhin wurde das Verfahren für Unsicherheitsberechnungen bei geochemischen Modellen, Landoberfläche-Atmosphäre-Interaktions- und Bodenerosionsmodellen verwendet.

Dotty Plots

Dotty Plots sind Streudiagramme, bei denen der Wert eines Parameters gegen das Gütemaß der mit dem jeweiligen Parameterwert durchgeführten Simulation aufgetragen wird. Jeder Punkt repräsentiert dabei einen Modelllauf der Monte-Carlo-Analyse (BEVEN 2001, 234). Anhand der

Struktur der Streudiagramme lassen sich definierte und undefinierte Parameter unterscheiden: Ein undefinierter Parameter weist ein gleichverteiltes Punktemuster auf (Abbildung 4.5 (a)). Für einen definierten Parameter nimmt die Güte der Simulation ab, wenn der Parameterwert sich von einem Optimalwert entfernt (Abbildung 4.5 (b)).



Abb. 4.5: Dotty Plots für einen (a) undefinierten und (b) definierten Parameter

Ist ein Parameter gut definiert, lässt sich daraus auf eine hohe Sensitivität schließen. Dagegen muss ein schlecht definierter Parameter nicht zwangsläufig insensitiv sein. Nach SEIBERT (1997, 257) ist es wichtig, insensitive und unsichere Parameter zu unterscheiden. Ein unsicherer Parameter kann durchaus sensitiv sein, allerdings können die durch seine Variation bewirkten Veränderungen des Modelloutputs durch andere Parameter kompensiert werden. BEVEN (2001, 235) weist darauf hin, dass undefinierte Dotty Plots ein Beweis dafür sind, dass die Güte einer Modellsimulation keine Funktion eines einzigen Parameters, sondern des gesamten Parameter-satzes ist. Für eine GLUE-Analyse spielt das jedoch keine Rolle, da es in erster Linie relevant ist, wo die guten Parametersätze als komplettes Set liegen.

4.6 Software für Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen

Alle im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen sind theoretisch mit einem Tabellenkalkulations- und einem Statistikprogramm durchführbar. Es existiert jedoch ein Vielzahl an Programmen, die speziell für den Bereich der Sensitivitätsund/oder Unsicherheitsanalyse entwickelt wurden. Sie unterstützen und vereinfachen die Ausführung aller notwendigen Arbeitsschritte vom Parametersampling bis hin zur Erstellung von Regressionsmodellen oder Verteilungsfunktionen. Eine Übersicht über Software für Sensitivitätstäts- und Unsicherheitsanalysen findet sich bei CHAN ET AL. (2000).

Für diese Arbeit wurden zwei Programme verwendet: SIMLAB 1.1, das auf allen Windows-Betriebssystemen einsetzbar ist, und GLUEWIN 2.0, das nur unter Win9x/NT lauffähig ist. Beide Programme sind im Internet frei zugänglich und kostenlos erhältlich (JOINT RESEARCH CENTRE OF EUROPEAN COMISSION, INSTITUTE FOR THE PROTECTION AND SECURITY OF THE CITIZEN 2002). Im Rahmen dieser Arbeit wurde SIMLAB für die Erzeugung der Parameterkombinationen sowie für die Regressionsanalyse verwendet, GLUEWIN für die Regional Sensitivity Analysis und die Unsicherheitsanalyse.

SIMLAB wurde für die Durchführung von Monte-Carlo-Simulationen entwickelt und ist aus drei Modulen aufgebaut: Prä-Prozessor, Modellspezifikation und Post-Prozessor. Mit Hilfe des Prä-Prozessors kann eine Vielzahl von Verteilungsfunktionen für die Inputparameter spezifiziert werden, Korrelationen können gegebenenfalls berücksichtigt werden. Für das Parametersampling stehen u.a. Latin Hypercube Sampling und Random Sampling zur Auswahl. Das Modul zur Modellspezifikation ermöglicht die Erstellung eines Modells innerhalb von SIMLAB oder die Verwendung eines externen Modells, dessen Simulationsergebnisse für die weitere Auswertung aus einer Datei eingelesen werden können. Im Post-Prozessor-Modul erfolgt die Durchführung einer eingeschränkten Unsicherheits- sowie der Sensitivitätsanalyse, für die verschiedene Korrelations- und Regressionsmaße gewählt werden können (CHAN ET AL 2000, 457). Genauere Angaben finden sich bei JOINT RESEARCH CENTRE OF EUROPEAN COMMISSION, INSTITUTE FOR THE PROTECTION AND SECURITY OF THE CITIZEN (2001).

GLUEWIN stellt eine Weiterentwicklung der von BEVEN (1998) programmierten Software GLUE dar und ist ebenfalls für die Analyse von Monte-Carlo-Simulationen ausgelegt. GLUEWIN erlaubt eine einfache Analyse zeitabhängiger Modelloutputs, sowie die Berücksichtigung gemessener Werte der simulierten Modellgrößen (RATTO & SALTELLI 2001, 7). Zur Sensitivitätsanalyse steht die Regional Sensitivity Analysis-Methode zur Verfügung. Die Bewertung der Sensitivität kann dabei entweder zeitunabhängig für den Untersuchungszeitraum als Ganzes oder zeitabhängig für jeden einzelnen Modellierungszeitschritt erfolgen. Im letzteren Fall wird statt eines Gütemaßes für den gesamten Ereigniszeitraum eine Modelloutputgröße für jeden Zeitschritt betrachtet. Die in Abschnitt 4.4.2 beschriebene Aufteilung in die beiden Gruppen erfolgt dabei separat für jeden Zeitschritt in die 50 % größten bzw. kleinsten Outputwerte. Für die Unsicherheitsanalyse können Verteilungsfunktionen und die 5 %- und 95 %-Quantile

berechnet werden. Weiterhin ist eine automatisierte Erstellung von Dotty Plots integriert. Mit SIMLAB generierte Stichproben können aufgrund eines kompatiblen Dateninterfaces direkt in GLUEWIN geladen werden. Umgekehrt können mit GLUEWIN erzeugte Dateien in SIMLAB bearbeitet werden. Weitere Einzelheiten sind (BEVEN ET AL 2002) zu entnehmen.

4.7 Fazit

Monte-Carlo-Simulationen stellen eine konzeptionell einfache und flexible Methode zur Durchführung von Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen dar. Besonderes Augenmerk muss bei ihrer Durchführung auf die Festlegung der Wertebereiche gelegt werden, in denen die Modellparameter variiert werden. Wird Latin Hypercube Sampling statt Random Sampling zur Erzeugung der Parameterkombinationen verwendet, sind Monte-Carlo-Simulationen auch für rechenintensive Modelle durchführbar, da der Parameterraum beim Latin Hypercube Sampling mit deutlich weniger Stichproben repräsentativ erfasst werden kann. Ein qualitatives Verfahren, um die Relevanz der Modellparameter für die Güte der Simulation beurteilen zu können, stellt die Regional Sensitivity Analysis dar. Sie beruht auf dem Vergleich kumulierter Verteilungsfunktionen der Parametersätze, die gute bzw. schlechte Simulationsergebnisse liefern. Bei der Regressionsanalyse wird eine Beziehung zwischen den Input-Parameterwerten und dem Modelloutput hergestellt und die Sensitivität mithilfe des standardisierten Regressionskoeffizienten bewertet.

Mithilfe der Generalized Likelihood Uncertainty Estimation können die Unsicherheitsbereiche der Modellierung auf eine konzeptionell einfache Weise berechnet werden, indem eine Gewichtung der Simulationsergebnisse entsprechend ihres Gütemaßes erfolgt. Parametersätze, die das natürliche System nur unzureichend wiedergeben, werden zuvor ausgeschlossen. Die Anwendung der GLUE-Methode beinhaltet eine Anzahl subjektiver Entscheidungen, weshalb die damit gewonnenen Unsicherheitsabschätzungen mehr qualitativer denn quantitativer Art sind.

Die Programme SIMLAB und GLUEWIN ermöglichen eine einfache und effiziente Durchführung der genannten Verfahren.

5 Vorstudien mit dem HBV-Modell

5.1 Zielsetzung

In der Literatur finden sich Richtwerte der beim Latin Hypercube Sampling für eine repräsentative Beprobung des Parameterraums nötigen Stichprobenanzahl (siehe Abschnitt 4.3.2). Mit Ausnahme der Arbeit von CHRISTIAENS (2001) sind der Autorin jedoch keine Beispiele bekannt, in denen diese Werte für Analysen komplexer Niederschlag-Abfluss-Modelle verwendet wurden. Dank seiner relativ einfachen Modellstruktur sind die für die Modellierung mit dem HBV-Modell benötigten Rechenkapazitäten, insbesondere im Vergleich mit TAC^D, sehr gering. Die Laufzeit für die Simulation eines Jahres auf Stundenwertbasis beträgt nur wenige Sekunden. Das primäre Ziel der Vorstudien ist ein auf einer großen Anzahl von HBV-Simulationsläufen basierender Vergleich zwischen Random Sampling und Latin Hypercube Sampling. Ähnliche Vergleiche für Niederschlag-Abfluss-Modelle mit einer geringeren Anzahl von Modellparametern finden sich bei YUETAL (2001) und MELCHING (1992, zit. in MELCHING 1995, 105). Als zweites Ziel soll die mit dem konzeptionell einfacheren HBV-Modell erzielbare Güte der Abflusssimulation mit derjenigen von TAC^D verglichen werden. Die Eignung des HBV-Modells für die Abflusssimulation im Brugga-Einzugsgebiet zeigten UHLENBROOK ET AL. (1999) und SEIBERT ET AL. (2000), wobei in beiden Studien die Simulationen jeweils nur auf Tageswertbasis durchgeführt wurden. Für die vorliegende Untersuchung wird das HBV-Modell wie TAC^D mit einer zeitlichen Diskretisierung von einer Stunde angewendet.

5.2 Das HBV-Modell

Das HBV-Modell (BERGSTRÖM 1976) ist ein konzeptionelles Einzugsgebietsmodell, das in über 30 Ländern für Einzugsgebiete in allen Skalenbereichen (< 1 km² bis 1,6 Mio. km²) angewendet wird (BERGSTRÖM ET AL 2002, 415). Als Inputvariablen werden Zeitreihen des Niederschlags, der Temperatur sowie der potentiellen Evapotranspiration benötigt. In Abhängigkeit von der zeitlichen Auflösung dieser Inputdaten sind Simulationen des Abflusses sowohl als Tages- als auch als Stundenwerte möglich. Das Standard-HBV-Modell wird normalerweise für Simulationen auf Tageswertbasis verwendet (LINDSTRÖM ET AL 1997, 276). Die Anzahl der freien, zu kalibrierenden Parameter ist relativ gering, aber dennoch groß genug, um eine Anpassung des Modells an unterschiedliche Einzugsgebiete und hydrologische Bedingungen zu ermöglichen. Das HBV-Modell ist modular aus den Komponenten Schnee-, Boden-, Abflussbildungs- und Wellenablaufroutine aufgebaut, eine schematische Darstellung zeigt Abbildung 5.1. Die Schneeund die Bodenroutine für TAC^D sind aus dem HBV-Modell übernommen, nähere Ausführungen können daher den Abschnitten 3.2.1 und 3.2.2 entnommen werden. Die Abflussbildungsroutine wird durch Linearspeicher konzeptionalisiert, die Wellenablaufroutine durch eine Dreiecks-Gewichtungsfunktion. Optional kann eine Wellenablaufroutine nach dem Muskingum-Verfahren integriert werden (BERGSTRÖM 1995). Zur räumlichen Distribuierung wird das zu modellierende Einzugsgebiet in Teileinzugsgebiete und diese wiederum in verschiedene Höhen- und Vegetationszonen aufgegliedert. Für weitere Einzelheiten sei auf BERGSTRÖM (1992) oder LINDSTRÖM ET AL (1997) verwiesen. Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Modellversion ,HBV light version 2' verwendet, deren Grundgleichungen der Version ,HBV-6' (BERGSTRÖM 1992, zit. in SEIBERT 2000, 3) entsprechen.



Abb. 5.1: Schematische Struktur des HBV-Modells (aus BERGSTRÖM 1992, leicht verändert)

5.3 Methodisches Vorgehen

Der Vergleich der Sampling-Methoden erfolgte nach dem Beispiel der Arbeiten von MELCHING (1995) und YU ET AL (2001). Sie untersuchten die Konvergenz der Standardabweichung und des Mittelwerts der mittleren Abflüsse und der Spitzenabflüsse bzw. ein Gütemaß der Abflusssimulation in Abhängigkeit von der Anzahl der durchgeführten Simulationen. Für die Analyse waren folgende Arbeitsschritte durchzuführen:

1. Bestimmung der Wertebereiche und Verteilungsfunktionen der variablen Modellparameter
- 2. Generierung von 5000 Parameterkombinationen durch Latin Hypercube Sampling und 50000 durch Random Sampling mithilfe der Software SIMLAB
- 3. Konvertierung der SIMLAB-Parameterkombinationen in HBV-Batchfiles
- 4. Durchführung der Simulationen mit den jeweiligen Parametersets
- 5. Vergleich der Konvergenz der Modelleffizienz in Abhängigkeit von der Anzahl der Simulationen für beide Sampling-Methoden

Festlegung der Wertebereiche und Verteilungsfunktionen

Für die Festlegung der Wertebereiche konnte auf die Arbeit von UHLENBROOK ET AL (1999) zurückgegriffen werden. Die Maximal- und Minimalwerte wurden teilweise übernommen bzw. für die zeitabhängigen Parameter von Tageswert- auf Stundenwertbasis umgerechnet. Die Schneeparameter TT, CFMAX sowie die Parameter der Bodenroutine, FC und BETA, wurden für die drei Landnutzungsklassen separat betrachtet und variiert, um deren unterschiedliche Eigenschaften für die Schneesimulation und die Bodenprozesse zu berücksichtigen. Die Wertebereiche aller Parameter sind in Tabelle A.2 aufgeführt. Einige Größen wurden entsprechend der Arbeit von UHLENBROOK ET AL (1999) konstant gehalten, 21 Modellparameter sind variabel. Als Verteilungsfunktion wurde eine Gleichverteilung gewählt.

5.4 Anwendung des HBV-Modells im Brugga-Einzugsgebiet

5.4.1 Preprocessing

Räumliche und zeitliche Diskretisierung

Für die HBV-Simulationen wurde das Modell in drei Landnutzungszonen (Wald, Grünland und Siedlungsflächen) und elf Höhenzonen (jeweils 100 m Äquidistanz) aufgeteilt. Als Simulationszeitschritt wurde eine Stunde gewählt, um so möglichst gleiche Randbedingungen im Vergleich mit TAC^D zu gewährleisten.

Aufbereitung der klimatischen Inputdaten

Die benötigten stündlichen Werte des Gebietsniederschlags und der Gebietsmitteltemperatur wurden mithilfe der in TAC^D verwendeten Regionalisierungsverfahren berechnet (siehe Abschnitt 6.1.2). Als weiterer Modellinput ist die potentielle Evapotranspiration erforderlich. Langjährige mittlere monatliche Verdunstungshöhen sind laut BERGSTRÖM (1995) theoretisch ausreichend. Um jedoch auch hier wieder möglichst gleiche Randbedingungen für beide Modelle zu schaffen, wurde mit dem für die TAC^D-Simulationen verwendeten Verdunstungsprogramm eine Zeitreihe der mittleren potentiellen Gebietsverdunstung [mm/h] nach dem Penman-Monteith-Verfahren errechnet.

Bei einer Einteilung des Einzugsgebiets in verschiedene Höhenzonen werden die Lufttemperatur und der Niederschlag im HBV-Modell jeweils entsprechend eines Höhengradienten korrigiert. Der Lufttemperatur-Höhengradient [°C/100 m] und der Niederschlags-Höhengradient [%/100 m] wurden separat für jede Stunde mithilfe einer linearen Regression bestimmt.

5.4.2 Processing

Modellierungszeitraum

Als Modellierungszeitraum wurde das hydrologische Jahr 1998 (01.11.97 bis 31.10.98) gewählt, für das ursprünglich die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen mit TAC^D durchgeführt werden sollten. Als Initialisierung diente der Zeitraum vom 01.08.96 bis 31.10.97. Zusätzlich wurde zu Beginn dieser Periode ein künstlicher Niederschlag von 1 mm pro Zeitschritt über 3 Wochen simuliert, um die zu Beginn leeren Speicherfüllungen schneller auf ein realistisches Niveau anzuheben.

Modellkalibrierung und -validierung

Aufgrund des begrenzten zeitlichen Rahmens der Arbeit wurde auf eine Modellkalibrierung und –validierung verzichtet. Dies war möglich, da bereits im Rahmen der Studien von UHLENBROOK ET AL (1999) und SEIBERT ET AL (2000) eine Kalibrierung und Validierung durchgeführt und die Gültigkeit des Modellkonzepts für die Abflusssimulation im Brugga-Einzugsgebiet auf Tageswertbasis gezeigt wurde.

5.5 Vergleich der Sampling-Methoden

Der Vergleich der beiden Sampling-Methoden erfolgte anhand der von MELCHING (1995) vorgeschlagenen Analyse der Konvergenz (vgl. Abschnitt 4.3.1). Für den einjährigen Simulationszeitraum konnte aus modell- und EDV-technischen Gründen nur das Gütemaß der Abflusssimulation (Modelleffizienz R_{eff}, siehe Formel 7.1) als Konvergenzkriterium untersucht werden. Nach jeder weiteren Simulation wurde die Standardabweichung der Modelleffizienz neu berechnet und gegen die Anzahl der bis zu diesem Zeitpunkt durchgeführten Simulationen aufgetragen. Das Ergebnis des Vergleichs beider Sampling-Methoden ist in Abbildung 5.2 dargestellt. Es sind nur die Werte für die ersten 4000 Simulationen abgebildet, danach zeigen sich keine erkennbaren Änderungen mehr. Die Schwankungsbreite der Standardabweichungen der Modelleffizienz für Latin Hypercube Sampling ist deutlich geringer als die für Random Sampling. Bereits nach etwa 400 Simulationen konvergiert der Wert beim Latin Hypercube Sampling gegen einen Grenzwert. Für Random Sampling ergibt sich eine Konvergenz erst nach einer Anzahl von ca. 2000 Simulationen. Die Konvergenz der Funktionen ist das Anzeichen dafür, dass die für eine repräsentative Erfassung des Parameterraums erforderliche Stichprobenanzahl erreicht ist.

Der von IMAN & HELTON (1985, zit. in CHRISTIAENS 2001, 97) vorgeschlagene Wert für die Anzahl der Parameterkombinationen, die für ein repräsentatives Sampling des Parameterraums mit Latin Hypercube Sampling nötig sind, beträgt mindestens die 1,3-fache, besser die 2- bis 5fache Anzahl der variablen Modellparameter. Für 21 variierte HBV-Parameter ergäben sich bei Verwendung des größten empfohlenen Werts 105 Modellsimulationen. Nach dieser Simulationsanzahl zeigen sich jedoch in Abbildung 5.2 für das Latin Hypercube Sampling noch deutliche Schwankungen. Als Konsequenz muss dieser Richtwert verworfen werden. Das JOINT RESEARCH CENTRE OF EUROPEAN COMMISSION, INSTITUTE FOR THE PROTECTION AND SECURITY OF THE CITIZEN (2001) liegt mit seiner Empfehlung, die 10-fache Anzahl der variierten Parameter zu verwenden, in realistischeren Größenordnungen. Hinreichend genau kann die tatsächlich benötigte Anzahl der Stichproben jedoch nur durch die Untersuchung der Konvergenz bestimmt werden.



Abb. 5.2: Standardabweichungen der Modelleffizienz des simulierten Abflusses am Pegel Oberried (Zeitraum 01.11.97 bis 31.10.98)

5.6 Güte der Simulationen

Als Problem für den geplanten Vergleich der beiden Modelle stellte sich bei der Durchführung der HBV-Simulationen die Tatsache heraus, dass für die Initialisierung des HBV-Modells keine Speicherfüllungen eingelesen werden können, sondern immer eine komplette Initialisierungsphase mit den auch für den Modellierungszeitraum verwendeten Parameterwerten gerechnet werden muss. Dies kann dazu führen, dass bereits zu Beginn der eigentlichen Simulationsperiode aufgrund unplausibler Speicherfüllungen die simulierten Abflüsse im Vergleich zum gemessenen Abfluss auf einem anderen Niveau liegen. Bei TAC^D-Simulationen können beliebige Initialisierungswerte eingelesen werden, die zu Beginn eines untersuchten Zeitraums realistische Abflusssimulationen liefern. Es ist deshalb zu berücksichtigen, dass die Modelleffizienz in den oben genannten Fällen für das HBV-Modell selbst dann deutlich schlechter läge als für TAC^D, wenn der Abfluss im Simulationszeitraum gleich gut modelliert würde.

Der Maximalwert der Modelleffizienz für die Abflusssimulation am Pegel Oberried, der mit dem HBV-Modell für den Zeitraum 01.11.97 bis 31.10.98 bei der Durchführung von 50000 Simulationen mit zufällig gewählten Parametersätzen erzielt werden konnte, liegt bei 0,78. Leider konnte dieser Zeitraum aus den in Abschnitt 7.1.3 genannten Gründen nicht wie ursprünglich vorgesehen mit TAC^D simuliert werden, so dass als Vergleichswerte nur die von

ROSER (2001) für den Zeitraum vom 01.08.97 bis 31.07.98 berechnete Modelleffizienz herangezogen werden kann. Das genannte Jahr stellte einen Teil der Validierungsperiode dar. Die Modelleffizienz lag bei 0,78, also demselben Wert, der beim HBV-Modell mit 50000 Kalibrierungsläufen erzielt werden konnte. Für den Kalibrierungszeitraum vom 01.08.95 bis 31.07.96 erreichte ROSER (2001) mit nur wenigen TAC^D-Läufen eine sehr hohe Modelleffizienz von 0,94. Es ist anzunehmen, dass mit 50000 Kalibrierungsläufen theoretisch ein noch größerer Wert zu erzielen wäre. In der Praxis ist die Durchführung einer solch hohen Anzahl an Simulationen mit der momentan verfügbaren Rechenleistung jedoch unmöglich.

5.7 Fazit

Die HBV-Vorstudien dienten der Überprüfung der Literatur-Richtwerte für die Anzahl der bei Latin Hypercube Sampling nötigen Stichproben. Die Angaben schwanken dabei zwischen dem 1,3- und dem 10-fachen der Anzahl der variablen Modellparameter (IMAN & HELTON 1985, zit. in CHRISTIAENS 2001, 97 bzw. JOINT RESEARCH CENTRE OF EUROPEAN COMMISSION, INSTITUTE FOR THE PROTECTION AND SECURITY OF THE CITIZEN 2001). Die Ergebnisse der HBV-Studien haben gezeigt, dass die Anwendung konstanter Richtwerte zur Festlegung der Stichprobenanzahl nicht empfehlenswert ist, da dies zu einer deutlichen Unterschätzung der erforderlichen Anzahl führen kann. Das tatsächlich benötigte Stichprobenquantum sollte immer über eine Untersuchung der Konvergenz bestimmt werden.

Ein direkter Vergleich der mit beiden Modellen zu erzielenden Güte der Abflusssimulation ist nicht möglich. Die mit dem HBV-Modell in 50000 Simulationsläufen maximal erzielbare Modelleffizienz für den Zeitraum vom 01.11.97 bis 31.10.98 liegt bei 0,78. Die Kalibrierung von TAC^D für den Zeitraum vom 01.08.95 bis 31.07.9 anhand weniger Modellläufe liefert einen Wert von 0,96.

6 Preprocessing der TAC^D-Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet

Im folgenden Kapitel werden die im Preprocessing geschaffenen Randbedingungen der für die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen durchgeführten Modellrechnungen dargelegt. Die Einzelheiten des Processings sind in Kapitel 7 erläutert.

Für das Bruggagebiet wurden während der letzten Jahre zahlreiche Modellanwendungen durchgeführt, weshalb die benötigten Daten zum Großteil bereits in aufbereiteter Form zur Verfügung standen. Die nachfolgenden Informationen sind im wesentlichen den Arbeiten von OTT (2002) und ROSER (2001) entnommen, in denen TAC^D im Dreisam- bzw. Brugga-Einzugsgebiet zur Anwendung kam.

6.1.1 Zeitliche und räumliche Diskretisierung

Die Simulation erfolgte in Stundenschritten, da für diese zeitliche Auflösung schon aufbereitete Eingangsdaten zur Verfügung standen. Die räumliche Diskretisierung wurde in Anlehnung an ROSER (2001) auf 50x50 m² festgesetzt. Eine höhere Auflösung war aufgrund der Rastergröße des zur Verfügung stehenden Digitalen Höhenmodells von 50 m² nicht möglich.

6.1.2 Klimatische Inputdaten

Die Lage der meteorologischen Stationen im Brugga-Einzugsgebiet kann Abbildung 2.1 entnommen werden. Einen Überblick über die Stationsbetreiber sowie den Messumfang der Stationen im Brugga- und Dreisamgebiet gibt Tabelle A.1.

Niederschlag

Es wurden Messdaten von sieben Niederschlagsstationen im bzw. außerhalb des Bruggagebietes berücksichtigt. Da nur drei Stationen mindestens im Stundentakt aufzeichnen, mussten die Tageswerte auf Stundenwerte disaggregiert werden. Das angewandte, in Abbildung 6.1 dargestellte Verfahren basiert auf Erfahrungen von KLEINHANS (2000, zit. in ROSER 2001, 56). Dabei wird unterstellt, dass sich die prozentualen Niederschlagsverteilungen benachbarter Stationen gleichen, die Niederschlagsmengen sich jedoch, z.B. aufgrund unterschiedlicher Höhenlagen, in ihren Absolutmengen unterscheiden. Für zyklonale Ereignisse dürfte diese Annahme befriedigende Ergebnisse liefern, bei konvektiven Ereignissen mit hoher räumlicher Variabilität ist sie jedoch als kritisch einzustufen (ROSER 2001, 56).

Die Regionalisierung des Niederschlags erfolgte über eine Kombination des Inverse Distance Weighting-Verfahrens (IDW) und einen konstanten Höhenfaktor. Der Anteil des über den Höhenfaktor korrigierten Niederschlags wurde aufgrund des Bestimmtheitsmaßes der stündlichen Höhenregression von $\mathbb{R}^2 \sim 0,2$ auf 20 % festgelegt. Für das IDW-Verfahren wurde der Radius, innerhalb dessen Messstationen in die Niederschlagberechnung für eine Zelle einfließen, auf sechs Kilometer angesetzt. In Anbetracht des dichten Niederschlagsmessnetzes scheint dieser Wert hoch. Aufgrund zeitweiser Datenlücken ist jedoch nur so gewährleistet, dass für alle Stunden eine ausreichende Anzahl an Stationen für die Regionalisierung berücksichtigt werden (ROSER 2001, 57). Der Niederschlags-Höhenfaktor wurde aus den mittleren jährlichen, windkorrigierten Niederschlagsmengen der Messstationen innerhalb des Zeitraums vom 01.08.95 bis 31.97.99 bestimmt. Dabei zeigten die Jahresniederschläge keine lineare Höhenabhängigkeit, eine bessere Anpassung konnte, wie in Abbildung 6.2 zu erkennen ist, durch eine Exponentialfunktion erzielt werden.



Abb. 6.1: Schematische Darstellung des Verfahrens zur Disaggregierung der Tagessummen des Niederschlags auf Stundenwerte (aus ROSER 2001)



Abb. 6.2: Höhenabhängigkeit der mittleren, windkorrigierten Jahresniederschläge im Zeitraum 01.08.95 – 31.07.99 mit angepasster Exponentialfunktion (aus ROSER 2001)

Lufttemperatur

Zur Bestimmung der Lufttemperatur-Höhengradienten wurden neben den sieben meteorologischen Stationen im Bruggagebiet zusätzlich zehn Stationen im Dreisam-Einzugsgebiet berücksichtigt. Dadurch ergaben sich zum einen mehr Werte für die Erstellung der Regressionsbeziehung, zum anderen konnte das Fehlen von Messstationen in den niedriger gelegenen Bereichen des Brugga-Einzugsgebiets ausgeglichen werden.

Um die insbesondere im Winter häufigen Inversionswetterlagen zu berücksichtigen, erfolgte die Regression mittels abschnittsweiser Höhengradienten, die für jeden Zeitschritt berechnet werden mussten. In Anlehnung an TRENKLE & VON RUDLOFF (1989, zit. in OTT 2002, 26) wurde der Höhenbereich, in dem Inversionen auftreten können, auf 500 bis 1000 m NN festgelegt. Für jeden Zeitschritt wurden zwei Regressionsgeraden ermittelt: Eine Gerade auf Basis der Messwerte der Stationen, die unterhalb 750 m NN liegen, die zweite unter Berücksichtigung der oberhalb gelegenen. Befand sich der Schnittpunkt der beiden Geraden innerhalb des Inversionsbereichs, wurde die Höhe des Schnittpunkts als Höhenstützpunkt verwendet, und die Temperatur ober- und unterhalb separat anhand der jeweiligen Regressionsgeraden berechnet. Schnitten sich die Geraden nicht, wurde angenommen, dass keine Inversion vorliegt. Die Berechnung des Temperatur-Höhengradienten erfolgte in diesem Fall über eine einzige Regressionsbeziehung unter Berücksichtigung aller 17 Stationen (OTT 2002, 26).

Windgeschwindigkeit

Die Windgeschwindigkeit wird an den Stationen Schauinsland, Feldberg und St. Wilhelm IHF in mindestens einstündiger Auflösung gemessen. Im gebirgigen Einzugsgebiet erweist sich ihre Regionalisierung für die Niederschlagsstationen, an denen keine Messungen erfolgen, als schwierig. Es wurde eine direkte Übertragung vorgenommen, bei der die Windexposition der Messstationen und ihre Lage zueinander berücksichtigt wurden. Dieses einfache Verfahren führt sicherlich zu größeren Abweichungen von den wahren Windgeschwindigkeiten. Aufgrund der Datenlage ist es jedoch schwierig, eine genauere Regionalisierungsmethode zu finden (ROSER 2001, 61).

Luftfeuchtigkeit und Sonnenscheindauer

Für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach Penman-Monteith werden als Eingangsgrößen die relative Luftfeuchtigkeit und die relative Sonnenscheindauer benötigt. Messungen der relativen Luftfeuchtigkeit im zeitlichen Abstand von einer Stunde oder weniger werden im Bruggagebiet an vier Stationen vorgenommen. Zusätzlich zu diesen Sationen wurden zwei weitere im Dreisamgebiet hinzugezogen.

Die stündliche Sonnenscheindauer wird im Untersuchungsgebiet nur an der Station Feldberg gemessen. Aus diesem Grund wurden wiederum die Messwerte dreier weiterer Stationen im Dreisam-Einzugsgebiet zusätzlich verwendet. Für die Station St. Wilhelm IHF ergab die Plausibilitätsprüfung der Daten unrealistische Werte, weswegen eine Korrektur vorgenommen wurde (OTT 2002, 50).

Die Regionalisierung erfolgte für beide Größen über das Inverse Distance Weighting-Verfahren.

Potentielle Evapotranspiration

Die Zeitreihen der potentiellen Evapotranspiration in stündlicher Auflösung wurden mithilfe eines PCRaster-Programms erzeugt, das für jeden Zeitschritt eine Rasterkarte der Verdunstungshöhen generiert. Zur Anwendung kam der physikalisch basierte Ansatz nach Penman-Monteith (siehe z.B. DYCK & PESCHKE 1995), der neben meteorologischen Parametern auch pflanzen-physiologische Eigenschaften berücksichtigt.



Abb. 6.3: Fließdiagramm des Verdunstungsmodells zur Berechnung der potentiellen Verdunstung nach dem Penman-Monteith-Ansatz (aus OTT 2002)

Die Formel zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach Penman-Monteith lautet:

$$ET_{p} = \frac{1}{l} \frac{3.6 \cdot \frac{\Delta}{g} \cdot (R_{N} - G) + \frac{\mathbf{r} \cdot c_{p}}{g \cdot r_{a}} (e_{s} - e) \cdot t_{i}}{\frac{\Delta}{g} + 1 + \frac{r_{s}}{r_{a}}}$$
(6.1)

- ? Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPa K⁻¹]
- ? Psychrometerkonstante [hPa K⁻¹]
- R_N Nettostrahlung [Wh m²]
- G Bodenwärmefluss [Wh m⁻²]
- ? Dichte der Luft [kg m^{-3}]
- c_p spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck [KJ (kg K)⁻¹]
- e_s Sättigungsdampfdruck bei aktueller Lufttemperatur [hPa]
- e aktueller Wasserdampfdruck [hPa]
- t_i Anzahl Sekunden im Berechnungsintervall [-]
- r_a aerodynamischer Widerstand [s m⁻¹]
- r_s Oberflächenwiderstand [s m⁻¹]

Der schematische Ablauf des PCRaster-Verdunstungsmodells sowie die Input- und Outputgrößen sind in Abbildung 6.3 dargestellt. Die für die Berechnung der Nettostrahlung R_N benötigte Globalstrahlung wurde innerhalb des Verdunstungsmodells unter Verwendung des von VAN DAM (2000) für PCRaster entwickelten Modells PotRad <u>Pot</u>ential <u>Rad</u>iation Equator Model) Version 5 berechnet. Die pflanzenphysiologischen Parameter Albedo, Blattflächenindex, effektive Bewuchshöhe und Oberflächenwiderstand wurden für die verschiedenen Landnutzungsgruppen monatlich variabel festgelegt. Nähere Angaben sind OTT (2002) zu entnehmen.

6.1.3 Räumliche Inputdaten

Mit Ausnahme der Landnutzungskarte und der Raumgliederung lagen die benötigten Raumdaten bereits aus der Arbeit von ROSER (2001) vor. Die genannten Karten mussten für das Bruggagebiet aus den entsprechenden Karten des Dreisam-Einzugsgebiets ausgeschnitten werden. Dabei zeigten sich hinsichtlich Eingrenzung des Brugga-Einzugsgebiets Differenzen zwischen der Gesamtkarte des Dreisamgebiets und den von ROSER (2001) verwendeten Karten. Um eine einheitliche Grundlage zu schaffen, sollten deshalb die Einzugsgebietsgrenzen der Brugga für alle Karten mit den in der Gesamtkarte der Dreisam festgelegten Grenzen zur Deckung gebracht werden. Dieser Versuch scheiterte aufgrund eines PCRaster-Problems bei der Verschneidung der Karten, weshalb die von ROSER (2001) verwendete Einzugsgebietsgrenze zur Anwendung kam.

Digitales Höhenmodell

Es wurde das Digitale Höhenmodell des Landesvermessungsamts Baden-Württemberg verwendet, das in einer 50x50 m²-Rasterauflösung vorlag. Seine Höhen sind aus Fernerkundungsdaten ermittelt und nicht um die Bestandeshöhe reduziert, weswegen vor allem in bewaldeten Gebieten mit einer Überschätzung der tatsächlichen Höhen zu rechnen ist (ROSER 2001, 61).

Gerinne - und Entwässerungsnetz

Das Gerinnenetz wurde anhand der topographischen Karte TK 50 bzw. stellenweise der TK 25 digitalisiert. Anschließend wurden die Vektordaten in ein Rasterformat umgewandelt. Eine

direkte Übertragung erwies sich dabei aus folgendem Grund als ungeeignet: Schneidet ein Fließgewässer, beispielsweise durch leichtes Mäandrieren, zwei nebeneinanderliegende Zellen, oder kreuzt ein Gewässer eine Zelle nur an einer Ecke, ergibt sich dadurch eine deutliche Überschätzung der Gerinnezellen. Daher wurde das digitalisierte Gerinnenetz zuerst in ein 25- und anschließend in ein 50-Meter-Raster überführt, wodurch nur die Zellen als Gerinnezellen definiert sind, die zu einem Großteil durchflossen werden. Das so generierte Gerinnenetz wurde um alle versickernden Bäche von nur einer oder zwei Zellen Länge reduziert, was schlussendlich zum in Abbildung 2.2 dargestellten Gerinnenetz führte.

Das Entwässerungsnetz wurde mithilfe einer PCRaster-Funktion erzeugt, die die Entwässerungsrichtung über das D8-Prinzip (O'CALLAGHAN & MARK 1984, zit. in ROSER 2001, 38) berechnet. Hierbei wird das Wasser aus einer Zelle immer in Richtung der steilsten ihrer acht Nachbarzellen weitergeleitet.

Landnutzung

Die in Abbildung 2.4 dargestellte Landnutzungskarte basiert auf Landsat-Aufnahmen aus dem Jahr 1993. Die einzelnen Klassen wurden von OTT (2002) auf ihre Plausibilität geprüft und teilweise korrigiert.

Raumgliederung

Die Raumgliederungskarte wurde aus der von OTT (2002) verwendeten Karte für das Dreisamgebiet ausgeschnitten, die für das Bruggagebiet kartierten Sättigungsflächen wurden jedoch beibehalten. Die auf diese Weise erhaltene Karte gibt Abbildung 6.4 wieder. Die Raumgliederung für das Dreisam-Einzugsgebiet wurde mithilfe des wissensbasierten Systems zur Ausweisung von Flächen gleicher Abflussbildung (WBS FLAB) (PESCHKE ET AL 1998) vorgenommen. Das WBS FLAB ist ein Regionalisierungsverfahren zur objektiven, computergestützten Bestimmung von Gebieten mit gleichen dominanten Abflussbildungsprozessen. Es wurde im Rahmen des DFG-Bündelprojektes "Abflussbildung und Einzugsgebietsmodellierung" von der Arbeitsgruppe Zittau entwickelt und stützt sich auf generell verfügbare Flächendaten, die in einem GIS miteinander verschnitten werden:

- Digitales Höhenmodell
- Geologie
- Boden
- Landnutzung
- Klippen
- Gewässernetz

Weiterhin wird die Hanggenese für die Ausweisung der Raumgliederungsklassen berücksichtigt. Ihre Klassifizierung erfolgt anhand der hangneigungsabhängigen Varianz der dominanten periglazialen Hangentwicklungsprozesse und der daraus abgeleiteten mittleren lateralen und vertikalen Struktur- und Lithovarianz des Hangschutts (TILCH ET AL 2002, 215). Weitere Einzelheiten liefern PESCHKE ET AL (1998) und TILCH ET AL (2002).



Abb. 6.4: Raumgliederung nach Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse (50x50 m²-Raster)

6.1.4 Abfluss

An den Pegeln Oberried und St. Wilhelm wird der Wasserstand kontinuierlich gemessen und von der Landesanstalt für Umweltschutz (LfU) auf Stundenwerte umgerechnet. Für die modellierten Zeiträume lagen durchgängige Messreihen ohne Fehlwerte vor.

6.1.5 Tracerkonzentrationen

Zur Simulation der Konzentrationen des natürlichen Tracers gelöstes Silikat wurden den verschiedenen Abflusskomponenten beim Übertritt in die Gerinnezellen Silikatkonzentrationen zugewiesen, und die Gesamtkonzentration im Gerinne über den linearen Mischungsansatz nach Formel 3.9 berechnet. Dabei wurden elf verschiedene Abflusskomponenten unterschieden, denen gemäß UHLENBROOK (2002) acht verschiedene Silikatkonzentrationen zugeordnet wurden (Tabelle 6.1). Es ist zu berücksichtigen, dass anhand von Felduntersuchungen nur Größenordnungen der Silikatkonzentrationen angegeben werden können. Weiterhin wurde für die Modellierung nur ein zeitlich und räumlich konstanter Wert angenommen. Die realen Werte variieren jedoch innerhalb des Einzugsgebiets. KIENZLER (2001, 108) ermittelte für die Deckschichtenabflüsse eine große räumliche Schwankungsbreite. Schon auf kurzen Fliessstrecken änderten sich die Konzentrationswerte teilweise signifikant. Darüber hinaus sind ereignisabhängige Variationen, z.B. durch unterschiedliche Niederschlagsverteilungen im Gebiet, möglich. Im Rahmen dieser Arbeit war eine differenzierte Betrachtung jedoch nicht realisierbar.

Abflusskomponente	Silikatkonzen- tration [mg/l]
Direktabfluss von Siedlungsflächen	0
Niederschlagswasser auf Gerinne	0
Sättigungsflächen-Überlauf	2,0
Sättigungsflächen-Auslauf	4,2
Abfluss aus Raumgliederungsklassen "Verzögerter Interflow", "schneller Interflow" und "schneller, lateraler Interflow"	4,0
Abfluss aus Raumgliederungsklasse "Tiefenversickerung in Talsedimenten"	4,8
Abfluss aus Raumgliederungsklasse "Extrem verzögerter Interflow"	5,0
Abfluss aus Raumgliederungsklasse "Tiefenversickerung in Hochlagen"	6,2
Abfluss aus Grundwasserspeicher	6,4

Tab. 6.1: Abflusskomponenten und ihnen zugewiesene Silikatkonzentrationen

6.2 Fazit

Die meteorologischen Eingangsdaten lagen im Untersuchungsgebiet in zufriedenstellender zeitlicher und räumlicher Auflösung vor. Die Niederschlagswerte mussten teilweise zeitlich disaggregiert werden, was insbesondere bei konvektiven Ereignissen die Unsicherheit des Niederschlagsinputs erhöht. Aufgrund der geringen Anzahl von Stationen mit Windgeschwindigkeitsmessungen und der ausgeprägten Topographie ergaben sich bei der Regionalisierung der Windgeschwindigkeit die größten Probleme.

Die räumlichen Inputdaten lagen in einer Rastergröße von 50x50 n² vor. Aufgrund der damit verbundenen Generalisierungen stellt diese Auflösung einen Kompromiss zwischen räumlicher Detailliertheit und konzeptioneller Abstraktion dar (ROSER 2001, 67). Für die Raumgliederung wurde ein objektiviertes Verfahren verwendet, mit dem die Abflussbildungsprozesse und ihre Verteilung im Gebiet damit zufriedenstellend wiedergegeben werden können.

Die Festlegung der Konzentrationswerte für die Tracersimulation stellt eine extreme Vereinfachung der natürlichen Verhältnisse dar.

7 Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen mit TAC^D

Die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen basieren auf einer Monte-Carlo-Simulation, für die eine Reihe von Randbedingungen festgelegt werden müssen (vgl. Abschnitt 4.2). Die für die Durchführung der Modellsimulationen relevanten Punkte sind in Abschnitt 7.1 erläutert, diejenigen für die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen in den Abschnitten 7.2 bzw. 7.3.

7.1 Modellierung

7.1.1 Festlegung der Verteilungsfunktionen und Wertebereiche

Die Modellparameter von TAC^D sind zum einen empirisch bzw. physikalisch abgeleitete Literaturwerte oder anhand von Gebietseigenschaften abschätzbare physiographische Kennwerte. Zum anderen handelt es sich um Größen, deren Werte nicht direkt mess- oder ableitbar sind und die deshalb kalibriert werden müssen.

Für die Monte-Carlo-Simulation wurden 33 bzw. bei Ereignissen mit Schneeroutine 38 Parameter variiert (vgl. Tabelle A.3). Die Entscheidung, ob ein Parameter als konstant oder variabel angenommen wurde, fiel in Anlehnung an die Arbeiten von UHLENBROOK (1999) und ROSER (2001). Da keine z.B. durch Messungen ableitbaren Verteilungsfunktionen vorliegen, wurde für alle Parameter eine Gleichverteilung gewählt. Zur Abschätzung der Wertebereiche für die zu variierenden Modellparameter konnten die Arbeiten von UHLENBROOK ET AL (1999) mit dem HBV-Modell, UHLENBROOK (1999) und UHLENBROOK & LEIBUNDGUT (2002) mit TAC sowie ROSER (2001) mit TAC^D als Anhaltspunkte herangezogen werden. Trotz dieser Orientierungswerte stellte sich die Festlegung der oberen und unteren Grenzen aus den in Abschnitt 4.2.2 genannten Gründen als schwierig heraus.

ROSER (2001) konnte bei der Kalibrierung von TAC^D für das Bruggagebiet plausible Startwerte teilweise über Analogiebetrachtungen gewinnen. So wurde beispielsweise im Falle der Speicherauslaufkoeffizienten die hydraulische Durchlässigkeit (k_f -Wert) der in einem Speicher jeweils vorherrschenden Matrix abgeschätzt. Das Verhältnis der k_f -Werte der einzelnen Speicher zueinander diente als Ausgangspunkt für deren Kalibrierung (ROSER 2001, 70). Bei der Festlegung der Wertebereiche für die Monte-Carlo-Simulation wurden solche Verhältnisse der Parameter zueinander berücksichtigt. Weiterhin wurden konzeptionelle Verbindungen zwischen den Modellgrößen beachtet. Wies eine Raumgliederungsklasse im durch ROSER (2001) ermittelten Kalibrierungs-Parametersatz z.B. einen vergleichsweise hohen Wert des Parameters FC (maximale Speicherkapazität von Boden- und Interzeptionsspeicher) auf, wurde auch der Wertebereich des Anpassungsparameters der Bodenroutine, BETA, entsprechend höher angesetzt, da bei einer höheren Bodenspeicherung ein geringerer Anteil des Wassers in die Abflussbildungsroutine gelangt. Innerhalb der festgelegten Wertebereiche sind die Parameter untereinander jedoch unkorreliert. Die gewählten Parameterbereiche wurden nach einer Analyse der Dotty Plots (siehe Abschnitt 4.5.2) der Ereignisse 1 und 2 teilweise leicht korrigiert. Die korrigierten Werte sind in Tabelle A.3 aufgelistet.

Mit dem HBV-Modell vertrauten Lesern werden die niedrigen Minimalwerte für die Bodenparameter BETA auffallen. In den meisten HBV-Anwendungen kamen Werte größer 1 zur Anwendung, es finden sich in der Literatur jedoch auch kleinere Werte bis zu 0,3 (BRAUN & RENNER 1992, zit. in UHLENBROOK 1999, 106). ROSER (2001) erreichte für den Kalibrierungszeitraum die beste Modelleffizienz von 0,94 bei einem negativen Volumenfehler von - 44 mm/a mit BETA-Werten zwischen 2,0 (Blockschuttbereiche) und 3,6 (Hochlagen). Seiner Arbeit lag als Modellinput die potentielle Evapotranspiration nach dem Berechnungsansatz von Turc-Wendling zugrunde (DVWK 1996, zit. in ROSER 2001, 36). Er berücksichtigt nur die meteorologischen Parameter Globalstrahlung und Temperatur. Um eine physikalisch basierte Verdunstungsberechnung zu ermöglichen, wurde der Ansatz nach Penman-Monteith von OTT (2002) in ein PCRaster-Programm umgewandelt. Mithilfe dieses Programms wurden die Zeitreihen der potentiellen Evapotranspiration für die vorliegende Arbeit berechnet. Ein Vergleich der nach den beiden Verfahren für das Bruggagebiet berechneten Verdunstungshöhen ergab für das Penman-Monteith-Verfahren größere potentielle Verdunstungssummen. Um eine Anpassung von TAC^D an die höhere potentielle Evapotranspiration zu ermöglichen, wurde die Untergrenze für BETA tief angesetzt. Niedrige BETA-Werte bewirken, dass mehr Wasser an das Abflussbildungsmodul weitergeleitet wird. Als Resultat ergibt sich eine geringere Bodenfeuchte und damit eine Reduktion der aktuellen Verdunstung.

7.1.2 Anzahl der Modellsimulationen

Als Sampling-Methode wurde aufgrund der in Abschnitt 4.3.2 genannten Vorteile Latin Hypercube Sampling angewandt. Aufbauend auf den Ergebnissen der Voruntersuchungen mit dem HBV-Modell wurde die Konvergenz statistischer Kennzahlen des mit TAC^D simulierten Abflusses in Abhängigkeit von der Anzahl der Modellsimulationen analysiert. Als Untersuchungszeitraum wurde ein sehr kurzes Einzelereignis gewählt (Ereignis 1, siehe Tabelle 7.1), was die Durchführung von 1500 Simulationen ermöglichte. Die Auswertung erfolgte analog zu den HBV-Vorstudien wie in Abschnitt 5.5 erläutert.

Der Mittelwert und die Standardabweichung der mittleren und maximalen Abflüsse in Abhängigkeit von der Anzahl der Simulationen sind in Abbildung 7.1 dargestellt. Für den Mittelwert der mittleren Abflüsse zeigt sich für die ersten 100 Simulationen eine starke Variation, auf die eine stetige Abnahme mit geringeren Schwankungen folgt. Ab etwa 380 Simulationen nähern sich die Werte einem Grenzwert an. Eine ähnliche Dynamik weisen die Mittelwerte der Spitzenabflüsse auf, die ebenfalls nach ca. 380 Simulationen einem Grenzwert zustreben. Bereits ab 300 bzw. 340 Modelldurchläufen konvergieren die Standardabweichungen der Mittel- und Maximalabflüsse. Die Anzahl der nötigen Stichproben bei der Anwendung von Latin Hypercube Sampling wurde daher auf 400 festgelegt.



Abb. 7.1: Mittelwert und Standardabweichung der mittleren ((a) bzw. (c)) und maximalen Abflüsse ((b) bzw. (d)) für Ereignis 1 in Abhängigkeit von der Anzahl der Simulationen bei Latin Hypercube Sampling

7.1.3 Modellierungszeiträume

Aufgrund der langen Rechenzeiten war die Durchführung von 400 TAC^D-Simulationsläufen für ein komplettes hydrologisches Jahr zur Untersuchung der Auswirkungen unterschiedlicher hydrologischer Bedingungen auf die Modellergebnisse nicht möglich. Die Simulation eines Jahres mit TAC^D benötigte auf dem zu Beginn der Arbeit zur Verfügung stehenden Rechner (600 MHz-Prozessorleistung) ca. 18 Stunden. Durch eine Vergrößerung der Zeitschritte in der Wellenablaufroutine von 60 auf 360 Sekunden war eine Reduktion der Laufzeit um ca. 50 % möglich. Für die Abflusssimulation am Pegel Oberried ergaben sich aufgrund der geringen Fließzeiten dabei nur minimale Unterschiede. Zur weiteren Verringerung der Rechenzeit wurde TAC^D auf eine Minimalversion reduziert, d.h. alle Rechenoperationen und Modellausgaben, die für den Berechnungsablauf und die nachfolgenden Auswertungen nicht zwingend erforderlich waren, wurden entfernt. Im weiteren Verlauf der Arbeit stand ein leistungsfähigerer Rechner (Pentium 4-Prozessor 2,26 GHz) zur Verfügung, auf dem die Berechnungen ca. 5 mal schneller abliefen. Da die Durchführung von 400 Simulationsläufen für ein Jahr jedoch theoretisch immer noch eine Rechenzeit von 33 Tagen in Anspruch genommen hätte, wurden fünf zu simulierende Einzelzeiträume ausgewählt: Zwei Hochwasserereignisse (Ereignisse 1 und 2) und eine Niedrigwasserperiode (Ereignis 3) im Sommerhalbjahr sowie zwei Hochwasserereignisse im Winterhalbjahr (Ereignisse 4 und 5). Neben dem Kriterium unterschiedlicher Rand- und Anfangsbedingungen (verschiedene Speicherfüllhöhen, unterschiedlicher Niederschlagsinput) spielte für die Auswahl das Vorliegen von gemessenen Silikatkonzentrationen in möglichst hoher zeitlicher Auflösung zur Multiple-response-Validation eine Rolle. Weiterhin mussten die Abflussmessungen für die jeweiligen Zeiträume eine durch optische Kontrolle überprüfte Plausibilität aufweisen.

Die gemessenen Abflussganglinien der modellierten Zeiträume sind in den Abbildungen 8.1 bis 8.3 dargestellt. Bei den Ereignissen 1 und 2 handelt es sich mit am Pegel Oberried gemessenen Spitzenabflüssen von 4 n^3 /s bzw. 8 n^3 /s um Ereignisse, wie sie innerhalb eines hydrologischen Jahres mehrfach auftreten. Der Abfluss während der Niedrigwasserperiode (Ereignis 3) betrug 0,3 bis 0,4 m^3 /s. Werte dieser Größenordnung sind in der Regel jedes Jahr zeitweise zu beobachten. Bei Ereignis 4 handelt es sich um ein lang andauerndes Ereignis mit insgesamt drei Abflusspeaks, von denen der höchste 3,7 n^3 /s erreichte. Ereignis 5 stellt ein Extremereignis dar. Der gemessene Scheitelabfluss von 22,5 m^3 /s wurde innerhalb des Zeitraums Juli 1995 bis August 1999 nur einmal erreicht. Tabelle 7.1 gibt einen Überblick über die Ereignisse und ihren Charakter. Zur Bewertung der Speicherfüllung wurde für jedes Ereignis das Gebietsmittel der unterirdischen Speicher berechnet und ein relativer Vergleich der Zeiträume untereinander vorgenommen. Ebenfalls durch einen relativen Vergleich der beiden Winterereignisse erfolgte die Charakterisierung der Schneedecke: Für das Ereignis 4 erreichte sie niedrigere Höhen als im Zeitraum des zweiten Winterereignisses. Dafür zeigte sich für Ereignis 5 eine größere Dynamik der Schneedeckenaufbaus.

Simuliertes	Zeitraum	Spitzen-	Silikat-	Speicher-	Schneedecke
Ereignis		abfluss [m ³ /s]	messung	füllung	
<u>Sommerhalbjahr</u>					
Ereignis 1	21.08. – 23.08.98	4,0	х	gering	
Ereignis 2	24.08. – 25.08.98	8,0	х	hoch	
Ereignis 3	19.07. – 24.07.98	NW	-	gering	
<u>Winterhalbjahr</u>					
Ereignis 4	20.03 04.04.96	3,7	х	hoch	niedrig, hohe
Ereignis 5	18.02. – 27.02.99	22,5	х	hoch	Dynamik hoch, geringere Dynamik

Tab. 7.1: Für die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen simulierte Ereignisse

Abkürzungen: NW: Niedrigwasserperiode

x: Silikat-Messwerte vorhanden

^{-:} keine Silikatmesswerte

Für Niedrigwasserzeiträume lagen keine gemessenen Silikatkonzentrationen vor, sodass für Ereignis 3 keine Tracerdaten für die Analysen herangezogen werden konnten.

Zu Beginn jeder Simulation ergeben sich aufgrund einer im Anschluss an die Initialisierung nötigen Konzentrationszeit für die ersten fünf bis acht Zeitschritte unrealistische Abflüsse. Aus diesem Grund wurde allen Ereignissen ein Vorlauf von 10 Stunden vorgeschaltet, der für die Analyse der Simulationsergebnisse nicht berücksichtigt wurde.

7.1.4 Initialisierung

Um Rechenzeit zu sparen, wurde für jedes Ereignis einmalig eine mindestens 12-monatige Initialisierungsphase mit dem von ROSER (2001) für das Bruggagebiet verwendeten Kalibrierungs-Parametersatz gerechnet. Die Speicherfüllungen sowie gegebenenfalls das Wasseräquivalent und der Wassergehalt der Schneedecke am Ende der Initialisierungsphase wurden als Karten gespeichert. Anschließend wurden die Ereignisse ausgehend von den jeweiligen Initialisierungskarten mit demselben Kalibrierungs-Parametersatz modelliert und die simulierten und gemessenen Abflussganglinien der Pegel Oberried und St. Wilhelm einem optischen Vergleich unterzogen. In den Fällen, in denen zu Beginn des Ereignisses eine deutliche Differenz zwischen simulierter und gemessener Ganglinie zu beobachten war, wurde die Initialisierung der unterirdischen Speicher manuell korrigiert, bis eine möglichst optimale Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Werten zu beobachten war. Ohne diese Korrektur hätte die Modelleffizienz selbst bei einer exakten Simulation der Abflussdynamik aufgrund des falschen Startwerts nur niedrige Werte erreichen können.

7.1.5 Praktische Durchführung

Mit Hilfe von SIMLAB (siehe Abschnitt 4.6) wurden die 400 Parameterkombinationen mit Latin Hypercube Sampling generiert. Anschließend wurden die Parametersätze mithilfe eines Visual Basic-Makros in das für TAC^D-Parametertabellen benötigte Format umgewandelt. Die Durch führung der Simulationsläufe wurde über DOS-Automatisierungsdateien, sogenannte Batch-Dateien gesteuert. Ihr Inhalt (z.B. Dateiname des jeweiligen Simulationsergebnisses, Befehlszeilen für spezielle Ergebnisausgaben) konnte unter Verwendung eines Makros variiert werden. Im Anschluss an die Modellrechnungen wurden die Simulationsergebnisse (Abfluss- und Tracerzeitreihen sowie die Gütemaße der jeweiligen Simulation) ebenfalls mithilfe von Makros für die weitere Auswertung in ein für SIMLAB bzw. GLUEWIN verwendbares Format umgewandelt.

7.1.6 Bewertung der Güte der Simulationen

Für den quantitativen Vergleich zwischen simulierten und gemessenen Werten existieren zahlreiche Gütemaße. Die Auswahl des geeigneten Maßes ist nach BEVEN (2001, 238) von der zu treffenden Aussage, z.B. Hochwasservorhersage, Erstellung einer Wasserbilanz, abhängig.

Im Fall der Hochwasserereignisse wurde die in der Niederschlag-Abfluss-Modellierung oft verwendete Modelleffizienz R_{eff} nach NASH & SUTCLIFFE (1970, zit. in UHLENBROOK 1999, 121) gemäß folgender Formel berechnet:

$$R_{eff} = 1 - \frac{\sum_{i}^{i} (y_i - x_i)^2}{\sum_{i}^{i} (x_i - \overline{x})^2}$$
mit R_{eff} Modelleffizienz [-]
 y_i simulierter Wert (z.B. Abfluss [m³/s] oder Silikatkonzentration
[mg/l]) zum Zeitpunkt i
 x_i gemessener Wert (z.B. Abfluss [m³/s] oder Silikatkonzentration
[mg/l]) zum Zeitpunkt i
 \overline{x} Mittelwert der gemessenen Werte über alle Zeitschritte i (z.B.

Der Wertebereich der dimensionslosen Modelleffizienz liegt zwischen -∞ und 1,0. Ein Wert von 1,0 entspricht einer perfekten, ein negativer Wert einer sehr schlechten Übereinstimmung zwischen gemessenem und simuliertem Wert. Ein Wert von 0 sagt aus, dass das Modell kein besseres Ergebnis liefert als die Verwendung des Mittelwerts aller Messwerte für jeden Zeitschritt anstelle der simulierten Werte ergeben würde (BEVEN 2001, 225).

Abfluss [m³/s] oder Silikatkonzentration [mg/l])

Da in die Berechnung von R_{eff} der quadratische Fehler zwischen simulierter und gemessener Größe eingeht, werden hohe Werte gegenüber niedrigen überbewertet. Für Aussagen über die Güte simulierter Niedrigwasserabflüsse wird deshalb oft die logarithmierte Modelleffizienz (log R_{eff}) berechnet, bei der alle Werte logarithmisch transformiert werden (UHLENBROOK 1999, 121). Sie wurde für die Bewertung der simulierten Niedrigwasserabflüsse verwendet.

Weiterhin wurden die Modelleffizienz und das Bestimmtheitsmaß (Formel 4.2) für die simulierten Silikatkonzentrationen berechnet, wobei nur die Zeitpunkte berücksichtigt wurden, für die gemessene Konzentrationen vorlagen. Die Modelleffizienz stellte sich jedoch für die Bewertung der Silikatsimulation als zu strenges Maß heraus. Das Bestimmtheitsmaß ist im Gegensatz zur Modelleffizienz für additive Unterschiede unempfindlich. Hohe Werte für R² sind daher in Fällen, in denen die Dynamik der Konzentration richtig, das Konzentrationsniveau jedoch falsch simuliert wird, leichter zu erreichen als für die Modelleffizienz.

7.2 Sensitivitätsanalyse

Die Sensitivitätsanalyse wurde nach zwei verschiedenen Methoden durchgeführt, der Regional Sensitivity Analysis und der Regressionsanalyse. Ausschlaggebend hierfür war, dass anhand der Ergebnisse der zuerst durchgeführten Regional Sensitivity Analysis, abgesehen von Aussagen zur Relevanz der Modellparameter für die Güte der Modellierung, keine weiteren Schlüsse möglich waren. Insbesondere konnten keine Erkenntnisse zur Beurteilung des Modellkonzepts gewonnen werden. Die Regressionsanalyse eröffnete demgegenüber deutlich mehr Möglichkeiten. HELTON (1999, 175) weist darauf hin, dass es sinnvoll ist, eine Sensitivitätsanalyse mithilfe verschiedener Verfahren durchzuführen. Es kann Fälle geben, in denen die Anwendung eines Regressionsmodells oder anderer Techniken zur Sensitivitätsanalyse keinen Erfolg aufweist. Da sich in der Literatur wenig Studien fanden, in denen eine regressionsbasierte Sensitivitätsanalyse für komplexe Niederschlag-Abfluss-Modelle durchgeführt wurde, bot sich ein Vergleich der mit beiden Methoden erzielten Ergebnisse an. Auf diese Weise sollte die Eignung der Regressionsanalyse für die Untersuchung eines komplexen Modells wie TAC^D untersucht werden.

7.2.1 Regional Sensitivity Analysis

Die Regional Sensitivity Analysis wurde mithilfe der in Abschnitt 4.6 vorgestellten Software GLUEWIN durchgeführt. Die zeitunabhängige Sensitivitätsanalyse erfolgte unter Verwendung des für den gesamten Modellierungszeitraum berechneten Gütemaßes R_{eff Oberried}. Für die zeitabhängige Analyse wurde der Abfluss als Modelloutputgröße betrachtet. Für den Vergleich der Verteilungsfunktionen (siehe Abschnitt 4.4.2) wurde dabei für jeden Simulationszeitschritt eine Aufteilung in die 50 % größten bzw. kleinsten Werte des simulierten Abflusses (RATTO & SALTELLI 2001, 37) vorgenommen.

7.2.2 Regressionsanalyse

Die Untersuchung der Sensitivität einzelner Parameter mithilfe der Regressionsanalyse ermöglicht im Gegensatz zur Regional Sensitivity Analysis einen tieferen Einblick in die internen Systemzustände. Die zeitliche Änderung der Parametersensitivitäten kann vor dem Hintergrund zusätzlicher Informationen wie Niederschlagsinput, Speicherfüllungen, Beitrag einzelner Abflusskomponenten oder Wasseräquivalent der Schneedecke untersucht werden, wodurch eine Bewertung der Modellkonzeption möglich ist. So ist z.B. eine erhöhte Sensitivität eines Speicherparameters mit zunehmender Speicherfüllung ein Indiz für eine korrekte Konzeptionalisierung der internen Systemzustände.

Leider war die Durchführung einer regressionsbasierten Sensitivitätsanalyse über einen längeren Zeitraum nicht möglich, um so das Auftreten saisonaler Schwankungen der Sensitivität untersuchen zu können, wie sie CHRISTIAENS (2001, 122) für die Sensitivität der Bodenparameter von MIKE-SHE festgestellt hat. Eine Vergrößerung des Zeitrahmens würde, selbst bei ausreichender Rechenkapazität für die TAC^D-Simulationen, eine Auswertung der Modellergebnisse mit der für die Regressionsanalyse verwendeten, aktuellen Version des Programms SIMLAB (1.1) zunehmend zeitaufwendiger bis unmöglich machen. SIMLAB berechnet für jeden Zeitschritt ein lineares Regressionsmodell und die zugehörigen Sensitivitätsmaße. Das im Programm integrierte Visualisierungswerkzeug ermöglicht jedoch bei einer großen Anzahl von Parametern keine aussagekräftige Darstellung der Sensitivitäten mehr. Bisher müssen die Ausgaben daher für die weitere Auswertung, beispielsweise mit Excel, vom Bearbeiter für jeden Zeitschritt separat in einer Datei abgespeichert und mithilfe von Makros in eine zusammenhängende Zeitreihe überführt werden. Eine diesbezügliche Verbesserung wurde im Kontakt mit den Software-Entwicklern bereits angeregt und wird eventuell in zukünftigen SIMLAB-Versionen verwirklicht.

7.3 Unsicherheitsanalysen

Für die Unsicherheitsanalysen nach der GLUE-Methode ist, wie in Abschnitt 4.5.2 diskutiert, eine genaue Dokumentation der den Untersuchungen zugrunde liegenden Ausschlusskriterien der Gütemaße unabdingbar.

7.3.1 Berechnung von Unsicherheitsbereichen

Die Berechnung von Unsicherheitsbereichen wurde mithilfe der Software GLUEWIN durchgeführt. Das Programm unterstützt die Ermittlung der 5 %- und 95 %-Quantile, andere Irrtumswahrscheinlichkeiten können leider nicht berechnet werden.

In zahlreichen Analysen im Zusammenhang mit Niederschlag-Abfluss-Modellen wurden die der Berechnung der Unsicherheitsbereiche zugrunde liegenden Wahrscheinlichkeiten laut CHRISTIAENS (2001, 210) unter alleiniger Berücksichtigung des simulierten Abflusses als Vergleichsgröße ermittelt. Beispiele, in denen distribuierte Multiple-response-Daten verwendet wurden, um die Unsicherheitsbereiche einzuengen, liefern FRANKS ET AL (1998) (Ausdehnung von Sättigungsflächen) und LAMB ET AL (1998, zit. in CHRISTIAENS 2001, 210) (Grundwasserstände). Für die vorliegende Arbeit standen nur integrale Größen zur Verfügung: Als Multipleresponse-Daten am Pegel Oberried gemessene Silikatkonzentrationen sowie als Multiscale-Daten Abflussganglinien des Pegels St. Wilhelm. Die 5 %- und 95 %-Quantile wurden für die Hochwasserereignisse auf der Basis folgender Gütemaße berechnet und untereinander verglichen: R_{eff Oberried} allein, R_{eff Oberried} kombiniert mit R_{eff St. Wilhelm} bzw. R² _{Silikat} sowie der Kombination aller drei Einzelmaße. Die Kombinationen erfolgten dabei durch einfache Bayes'sche Multiplikation der jeweiligen Werte zu einem "multiplen" Maß (vgl. Abschnitt 4.5.2).

Wie erste Untersuchungen ergaben, führen Berechnungen der Unsicherheitsbereiche auf der Basis weniger verbleibender Parametersätze (etwa < 20) teilweise zu größeren Spannweiten als die anhand aller Parameterkombinationen berechneten. Der Grund hierfür ist der bei wenigen Werten große Einfluss von Ausreißern. Als Mindestanzahl der Parametersätze, deren aus $R_{eff Oberried}$ und $R^2_{Silikat}$ bzw. $R_{eff Oberried}$ und $R_{eff Talbach}$ kombiniertes Gütemaß größer als 0 sein mussten, wurde deshalb ein Wert von 40 festgelegt. Die Ausgangsmenge der jeweils für die Kombination berücksichtigten Parametersätze wurde für alle Gütemaße gleich groß gewählt und separat für jedes Ereignis so lange variiert, bis die Mindestanzahl von 40 verbleibenden Parametersets für beide Kombinationsvarianten überschritten wurde. Nur unter diesen Voraussetzungen ist ein objektiver Vergleich möglich. Würden für eine Kombination beispielsweise die 100 besten Parametersätze für $R_{eff Oberried}$ und die 200 besten für $R^2_{Silikat}$ verwendet, wären in der Ausgangsmenge für $R^2_{Silikat}$ relativ gesehen mehr schlechte Parametersätze vorhanden, was bei

Verwendung der Gütemaße der Silikatsimulation automatisch zu größeren Unsicherheitsbereichen führen würde.

Vor der Multiplikation der einzelnen Gütemaße bzw. Wahrscheinlichkeiten wurden diese unter Anwendung der in Abbildung 7.2 visualisierten Membership-function fuzzy-transformiert (siehe Abschnitt 4.5.2). Die Fuzzy-Transformation wurde aus dem folgenden Grund durchgeführt: Für die Berechnung der Unsicherheitsbereiche nach der GLUE-Methode werden diejenigen Parameterkombinationen bzw. die ihnen zugeordneten Simulationsergebnisse ausgeschlossen, die das natürliche System nur unzureichend charakterisieren. In vielen GLUE-Anwendungen erfolgt die Selektion, indem ein Grenzwert des Gütemaßes definiert wird, oberhalb dessen alle Simulationen für die weitere Analyse beibehalten und alle unterhalb liegenden verworfen werden. Eine sinnvollere Gewichtung der verbleibenden Simulationen als durch diesen sprunghaften Schnitt ergibt sich durch eine teilweise Ablehnung eines Parametersatzes in Abhängigkeit von seiner relativen Lage gegenüber einem oberen und unteren Grenzwert. Als oberer Grenzwert wird der Maximalwert des Gütemaßes aller Parametersätze für das jeweilige Ereignis angesetzt. Wie bereits in Abschnitt 4.5.2 beschrieben, werden die Wahrscheinlichkeiten derjenigen Parameterkombinationen, die das System nur unzureichend modellieren, auf null gesetzt, und diese Parametersets damit aus der Analyse ausgeschlossen. Der untere Grenzwert entspricht dem Wert des schlechtesten für die Analyse verbleibenden Gütemaßes. Er ist somit von Anzahl der Parametersätze, die sich in der Ausgangsmenge für die Kombination befinden, abhängig. Zwischen oberem und unterem Grenzwert wird eine lineare Funktion angepasst.



Abb. 7.2: Für die Fuzzy-Transformation der Wahrscheinlichkeiten verwendete Membership-function

Die Anzahl der jeweils für die Kombination zu berücksichtigenden Parametersätze, die daraus resultierenden unteren Grenzwerte der Membership-function, ihr oberer Grenzwert sowie die Zahl der Parametersets, die nach der Kombination der einzelnen Wahrscheinlichkeiten jeweils übrig blieben, sind in Tabelle 7.2 aufgeführt. Für das Ereignis 3, die Niedrigwasserperiode, wurden keine Unsicherheitsanalysen durchgeführt. Zum einen stellt die separate Simulation von Niedrigwasser im Bruggagebiet keine zentrale Aufgabe dar, zum anderen erreicht die logarithmierte Modelleffizient logR_{eff} aufgrund der großen Messungenauigkeiten im Niedrigwasserbereichen zu rechnen wäre, die im wesentlichen den Fehler der Abflussmessung widerspiegeln.

Tab.	7.2: Anzahl der für die Kombination der Gütemaße berücksichtigten
	Parametersätze, untere und obere Grenzwerte sowie Anzahl der nach der
	Kombination verbleibenden Parametersätze

	Für Kombination berücksichtigte	unterer Grenz	oberer wert	Sätze nach Kombination	
Erojanis 1	Parametersatze				
R Silikat	-	-	-	}_	
R _{eff}	155	0,80	0,98	J] 41 [-	
R _{eff Talbach}	155	0,510	0,96	J •• J	
<u>Ereignis 2</u>					
R ² _{Silikat}	200	0,423	0,58	<u>ک</u>	
R _{eff}	200	0,20	0,97	^{] +3}] ₆ { 19	
R _{eff Talbach}	200	0,791	0,96	ر ٥٥ ک	
<u>Ereignis 4</u>					
R ² _{Silikat}	120	0,735	0,83	<u>ک</u>	
R _{eff}	120	0,680	0,95	$\int \frac{43}{1} = 23$	
R _{eff Talbach}	120	0,545	0,87	۲ ⁴⁵ ک	
<u>Ereignis 5</u>					
R ² _{Silikat}	120	0,672	0,73	\lfloor_{42}	
R _{eff}	120	0,817	0,97	⁵ ⁴² ²⁹	
R _{eff Talbach}	120	0,776	0,97	ر ده ر	

7.3.2 Modellparametrisierung

Zur Klärung der Frage, ob durch die Integration der vorhandenen Multiple-response- und Multiscale-Daten eine Einschränkung der Wertebereiche der Modellparameter möglich ist, wurde eine Analyse der Dotty Plots vor und nach der im vorangegangenen Abschnitt erläuterten Kombination der einzelnen Gütemaße vorgenommen.

Die Verwendung zusätzlicher Modelloutputgrößen sollte weiterhin Parametersätze aufdecken, die nur aufgrund sich gegenseitig kompensierender interner Modellfehler einen korrekten Abfluss simulieren. Zu diesem Zweck wurde für denjenigen Parametersatz, der pro Ereignis die beste Modelleffizienz am Pegel Oberried lieferte, das durch die Kombination aller drei Gütemaße erzielte multiple Gütemaß (vgl. Abschnitt 7.3.1) vor dem Kontext des jeweils besten erzielten Einzelmaßes betrachtet.

7.4 Fazit

Die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen wurden auf der Basis einer Monte-Carlo-Simulation durchgeführt, bei der im Sommerhalbjahr 33, im Winterhalbjahr 38 Parameter variiert wurden. Die Festlegung der Wertebereiche erwies sich als schwierig und stellte einen Kompromiss zwischen Genauigkeit und Machbarkeit dar. Zur Generierung der Input-Parameterkombinationen wurde Latin Hypercube Sampling angewendet. Die Anzahl der bei Latin Hypercube Sampling nötigen Stichproben wurde durch Untersuchungen der Konvergenz statistischer Kennzahlen des simulierten Abflusses in Abhängigkeit von der Anzahl der Simulationen ermittelt. Aufgrund der nötigen 400 Simulationsläufe konnten die Modellierungen nur für fünf Einzelereignisse durchgeführt werden.

Die Sensitivitätsanalyse erfolgte nach zwei verschiedenen Verfahren, der Regional Sensitivity Analysis und der Regressionsanalyse, da die erstgenannte Methode nur wenig Informationen lieferte.

Um die Einschränkung der Unsicherheit durch die Verwendung von Multiple-response-Daten beurteilen zu können, wurden die Gütemaße $R_{eff Oberried}$, $R_{eff St.Wilhelm}$ und $R^2_{Silikat}$ nach einem möglichst objektiven Verfahren fuzzy-transformiert und kombiniert. Anschließend wurden die jeweiligen 5 %- und 95 %-Quantile nach der GLUE-Methode berechnet und eine Analyse der Dotty Plots zur Beurteilung der Auswirkungen auf die Parameter-Wertebereiche durchgeführt.

8 Ergebnisse und Diskussion

Für die im Folgenden dargestellten und diskutierten Ergebnisse der Monte-Carlo-Simulationen, der Sensitivitäts- und der Unsicherheitsanalysen ist zu beachten, dass sie auf der Analyse von wenigen Einzelereignissen beruhen und deshalb keine auf alle Systemzustände extrapolierbaren Aussagen liefern können.

8.1 Güte der Simulationen

8.1.1 Abflüsse

Da die gewählten Simulationszeiträume nur kurz sind, waren gute Übereinstimmungen zwischen simuliertem und gemessenem Abfluss zu erwarten. Die in Tabelle 8.1 aufgeführten Maximalwerte der Modelleffizienzen mit bis zu 0,98 sind kaum zu übertreffen.

Tab. 8.1: Wertebereiche der für die Abflusssimulation erzielten Gütemaße

	R _{eff} Ob	perried	R _{eff} St. Wilhelm		
	Minimalwert	nimalwert Maximalwert		Maximalwert	
Ereignis 1	-4,7	0,98	0,1	0,96	
Ereignis 2	-9,4	0,97	-12,7	0,96	
Ereignis 4	-14,8	0,95	-20,5	0,87	
Ereignis 5	-5,2	0,97	-30,7	0,97	
	logR _{eff} (Oberried	logR _{eff} St	. Wilhelm	
	Minimalwert Maximalwert		Minimalwert	Maximalwert	
Ereignis 3	-80	0,1	-2196	-4,4	

Obwohl das Ereignis 4 mit mehreren Abflusspeaks und das Extremereignis 5 schwierig zu modellieren sind, werden auch hier sehr gute maximale Modelleffizienzen erreicht.

Das Gütemaß für die Simulationen des Gesamtgebiets liegt generell höher als für das Teileinzugsgebiet des St. Wilhelmer Talbachs. Dieselbe Beobachtung einer mit ansteigender Einzugsgebietsgröße zunehmenden Güte der Modelleffizienz machten auch BREMICKER (1998, zit. in KLEINHANS 2000,53) für das LARSIM-Modell und KLEINHANS (2001) für das Modell WaSiM-ETH. SEIBERT ET AL (2000) erreichten mit dem HBV-Modell bei einer Kalibrierung auf den Abfluss am Pegel St. Wilhelm ebenfalls geringere Modelleffizienzen als bei der Modellanpassung für den Gebietsauslass der Brugga. Eine mögliche Erklärung liegt darin, dass sich Fehlerquellen, wie z.B. Mess- oder Regionalisierungsfehler des Niederschlags, auf die Abflusssimulation kleinerer Einzugsgebiete stärker auswirken. In einem größeren Simulationsraum können solche Abweichungen leichter durch andere Fehlerquellen, z.B. Fehler der Modellstruktur, oder durch die Überlagerung verschiedener Teilabflüsse, kompensiert werden. Bedingt durch die Rahmenbedingungen der vorliegenden Analysen ist ein weiterer Grund plausibel: Beim für die Initialisierung (siehe Abschnitt 7.1.4) ausschlaggebenden Vergleich zwischen simulierten und gemessenen Ganglinien konnte meist keine Übereinstimmung für beide Pegel erreicht werden. In solchen Fällen wurde der Simulation des Gesamtgebiets eine höhere Priorität zugesprochen.

Die Werte der logarithmierten Modelleffizienz für die Niedrigwasserperiode (Ereignis 3) liegen sehr tief. Hier gilt es allerdings zu berücksichtigen, dass die Fehler der Abflussmessung im Niedrigwasserbereich sehr groß sind. Insbesondere der Pegel St. Wilhelm ist für Messungen niedriger Wasserstände ungünstig ausgebaut: Er weist einen Rechteck-Querschnitt auf, so dass geringe Änderungen des Wasserstands messtechnisch nur schwer zu erfassen sind. Abbildung 8.1, in der der gemessene und der beste simulierte Abfluss (bezogen auf die logarithmierte Modelleffizienz am Pegel Oberried) für die Niedrigwasserperiode darstellt sind, zeigt dies: Anhand der Wasserstandsmessung ist es nicht möglich, die Reaktion des Abflusses auf den Niederschlagsinput differenziert zu erfassen, während die simulierte Ganglinie eine deutliche, plausible Reaktion zeigt. Bei einer genaueren Betrachtung des Niederschlagsinputs und der zugehörigen gemessenen Abflussreaktion am Pegel Oberried zeigt sich, dass für das letzte Niederschlagsereignis ein Datenfehler vorliegen muss. Der Anstieg des gemessenen Abflusses tritt vor dem auslösenden Niederschlagsereignis auf. Das Modell simuliert den Abflusspeak entsprechend dem Niederschlagsinput später, was einen weiteren Grund für die niedrigen Werte der logarithmierten Modelleffizienz am Pegel Oberrried darstellt. Die Werte des Bestimmtheitsmaßes R² der Niedrigwasserperiode liegen für den Pegel Oberried zwischen 0,35 im besten und 0,22 im schlechtesten Fall, für den Pegel St. Wilhelm zwischen 0,02 und 0,01.



Abb. 8.1: Gemessener und bester simulierter Abfluss (bezogen auf die logarithmierte Modelleffizienz am Pegel Oberried) für Ereignis 3

Für die Niedrigwasserperiode liegt der Maximalwert von $\log R_{eff}$ deutlich höher als die Werte, die sich für die übrigen Parametersets ergeben. Bei den Hochwasserereignissen liegen zwischen





Abb. 8.2: Gemessener und bester simulierter Abfluss (bezogen auf die Modelleffizienz am Pegel Oberried) für die Ereignisse 1 und 2

Obwohl für alle Zeiträume dieselben Parametersätze als Input verwendet wurden, liefert die beste Parameterkombination eines Ereignisses für die anderen Ereignisse meist keine guten Simulationen. Zahlreiche Autoren, u.a. BEVEN (1996, 266), wiesen bereits darauf hin, dass die Güte einer Simulation wesentlich vom gewählten Simulationszeitraum abhängt. YAPO ET AL (1996, 23) stellten fest, dass erst für einen Zeitraum von größer acht Jahren die Kalibrierung eines konzeptionellen Niederschlag-Abfluss-Modells mit 16 Parametern für ein 1944 km² großes, humides Einzugsgebiet relativ unabhängig von der modellierten Periode war. BEVEN (2001, 238) erwähnt weiterhin, dass ein Ranking der Simulationen entsprechend ihrer Güte bei der Verwendung verschiedener Gütemaße in der Regel zu unterschiedlichen Rangfolgen führt.

Darüber hinaus ist die Modellgüte immer mit einem kompletten Parametersatz assoziiert, weshalb bei Simulationen mit ähnlichen Parameterwerten trotzdem sehr differierende Werte für das Gütemaß erzielt werden können.

Für Ereignis 1 wurden die Simulationsläufe mit identischen Modellparametern und identischem Modellinput, jedoch veränderten Initialisierungskarten durchgeführt. Beim Vergleich der für den Pegel Oberried erzielten Modelleffizienzen zeigte sich, dass auch die Initialisierung eine bedeutende Rolle dafür spielt, welcher Parametersatz die beste Abflusssimulation liefert.



Abb. 8.3: Gemessener und bester simulierter Abfluss (bezogen auf die Modelleffizienz am Pegel Oberried) für die Ereignisse 4 und 5

In Tabelle 8.2 sind für diejenigen Parametersätze, die für ein Ereignis die besten Werte von $R_{eff \ Oberried}$ liefern, die Ränge der damit bei der Modellierung der übrigen Zeiträume erzielten Modelleffizienzen aufgeführt. Die jeweils beste Simulation erhält dabei den Rang eins, die schlechteste den Rang 400 zugewiesen. Es zeigt sich, dass insbesondere die beste Parameter-

kombination der Niedrigwasserperiode (Ereignis 3) völlig ungeeignet für die Simulation der Hochwasserereignisse ist.

Tab	. 8.2: Ränge	der mit	dem bester	n Parame	tersatz eine	s Ereignis	ses (bezogen	auf Ref
	Oberried) bei	der Sim	ulation der	übrigen]	Ereignisse e	rzielten N	Iodelleffizie	nz

	Rang der Güte ^{*)} für die Simulation von					
Bester Parametersatz *)	Ereignis 1	Ereignis 2	Ereignis 3	Ereignis 4	Ereignis 5	
Ereignis 1		13	106	238	129	
Ereignis 2	9		45	214	125	
Ereignis 3	301	348		395	385	
Ereignis 4	140	109	59		281	
Ereignis 5	19	4	297	77		

*) bezogen auf Reff am Pegel Oberried

8.1.2 Silikatkonzentrationen

Die bei der Simulation der Silikatkonzentrationen erzielten Minimal- und Maximalwerte des Bestimmtheitsmaßes sind in Tabelle 8.3 aufgeführt. Für Ereignis 3 liegen keine Messwerte vor.

Tab. 8.3: Wertebereiche des für die Silikatsimulation erzielten Gütemaßes

	R ² Silikat				
	Minimalwert Maximalwer				
Ereignis 1	0,0	0,17			
Ereignis 2	0,21	0,58			
Ereignis 4	0,46	0,83			
Ereignis 5	0,51	0,73			

Die Werte des Bestimmtheitsmaßes der Tracermodellierung liegen deutlich niedriger als die Modelleffizienz der Abflusssimulation. Dabei handelt sich es bei R_{eff} um ein strengeres Maß, für das höhere Werte schwieriger zu erreichen sind als für R^2 . Im Rahmen dieser Arbeit wurde keine Kalibrierung auf die Abflüsse vorgenommen. Die höheren Werte der Modelleffizienzen sind deshalb nicht durch ein Kurvenfitting zu erklären. Diese Tatsache verdeutlicht die Schwierigkeit der korrekten Tracersimulation, die in Abschnitt 8.3.2.1 weiter ausgeführt wird.

Um die Güte der Silikatsimulation besser einschätzen zu können, sind in Abbildung 8.4 und 8.5 die gemessenen Konzentrationen sowie die beste bzw. schlechteste simulierte Ganglinie (bezogen auf $R^2_{Silikat}$) dargestellt. Für das erste Ereignis zeigt sich aufgrund einer zeitlichen Verschiebung der Minima eine deutlich von den gemessenen Werten abweichende simulierte Ganglinie. Für Ereignis 2 ergibt sich ebenfalls eine Zeitdifferenz zwischen den Minima, die jedoch geringer ausfällt als im ersten Simulationszeitraum. Als mögliche Erklärung sind Fehler der gemessenen Silikatkonzentrationen oder der Niederschlagsdaten zu nennen.



Abb. 8.4: Ganglinie der besten und schlechtesten Silikatsimulation sowie am Pegel Oberried gemessene Silikatkonzentrationen für die Ereignisse 1 und 2

Weiterhin könnte die räumliche Verteilung der Niederschläge im Einzugsgebiet eine Rolle spielen. Werden beispielsweise nur Teile des Einzugsgebietes beregnet, die lokal vom für das Einzugsgebiet repräsentativen Konzentrationswert stark abweichende Werte aufweisen, kann dies zu großen Differenzen im Vergleich zu den gemessenen Konzentrationen führen. Für Ereignis 4 wird die Dynamik zufriedenstellend, für Ereignis 5 sehr gut modelliert. Die simulierten Absolutwerte liegen jedoch in beiden Fällen deutlich oberhalb der Messwerte.



Abb. 8.5: Ganglinie der besten und schlechtesten Silikatsimulation sowie am Pegel Oberried gemessene Silikatkonzentrationen für die Ereignisse 4 und 5

8.1.3 Kombination mehrerer Simulationsgrößen

In der Regel lefern Parameterkombinationen, die ein hohes Gütemaß für die Simulation des Abflusses am Pegel Oberried ergeben, nur mittelmäßige bis schlechte Ergebnisse für die Modellierung am Pegel St. Wilhelm oder für die Silikatsimulation und umgekehrt. Der optimale Parametersatz ist also abhängig von der betrachteten Zielgröße und vom betrachteten Ort. BEVEN (1996, 266) bemerkt dazu, dass ein solches Verhalten aufgrund von Fehlern der Modellkonzeptionalisierung, der Eingangsdaten und der Randbedingungen zu erwarten ist.

Beim für den Pegel St. Wilhelm modellierten Abfluss handelt es sich nicht um eine Multipleresponse-, sondern um eine Multiscale-Größe. Trotzdem liegen die mit dem Parametersatz, der den höchsten kombinierten Wert der beiden Modelleffizienzen liefert, erzielten Ränge der Einzelmaße nicht höher als für die Tracersimulation. Diesen Sachverhalt zeigt Tabelle 8.4, in der die mit dem besten Parametersatz eines kombinierten Gütemaßes erzielten einzelnen Maße für die Kombinationsvarianten $R_{eff \ Oberried} / R^2_{Silikat}$ und $R_{eff \ Oberried} / R_{eff \ St.Wilhelm}$ aufgeführt sind. In Klammern sind die korrespondierenden Ränge unter allen für das jeweilige Ereignis berechneten Werten angegeben. Darüber hinaus sind in Tabelle 8.10 denjenigen Parameterkombinationen, die die höchste kombinierte Güte aller drei Einzelmaße liefern, die damit erzielten Werte für $R_{eff \ Oberried}$ und die Rangpositionen gegenübergestellt.

	bester Parametersatz	R _{eff Oberried} / R ² _{Silikat}	bester Parametersatz R _{eff Oberried} / R _{eff St.Wilhelm}		
	Güte R _{eff Oberried}	Güte R ² _{Silikat}	Güte R _{eff Oberried}	Güte Reff St. Wilhelm	
Ereignis 1	0,64 (115)	0,07 (17)	0,87 (22)	0,94 (10)	
Ereignis 2	0,91 (19)	0,53 (19)	0,77 (55)	0,85 (120)	
Ereignis 4	0,90 (9)	0,78 (16)	0,92 (4)	0,71 (48)	
Ereignis 5	0,92 (17)	0,71 (4)	0,97 (1)	0,91 (20)	

Tab. 8.4: Mit dem besten Parametersatz eines kombinierten Gütemaßes erzielte Einzelmaße

8.1.4 Fazit

Für die Modelleffizienz der Abflusssimulation ergeben sich bei den Hochwasserereignissen sehr hohe Maximalwerte. Die maximalen Werte des Bestimmtheitsmaßes der Silikatsimulation liegen demgegenüber deutlich niedriger. Es findet sich kein Parametersatz, der für eine bestimmte Zielgröße aller Ereignisse oder für alle Zielgrößen eines Ereignisses gute Simulationsergebnisse liefert.

8.2 Sensitivitätsanalyse

8.2.1 Regional Sensitivity Analysis

Für das Ereignis 1 ergeben sich bei der zeitunabhängigen Analyse für den gesamten Ereigniszeitraum acht sensitive Parameter, deren kumulierte Verteilungen in Abbildung 8.6 dargestellt sind. Für die übrigen Ereignisse erfolgt keine graphische Darstellung, die Parametersensitivitäten für den jeweiligen Simulationszeitraum sind in Tabelle 8.5 zusammengefasst. Da es sich bei der Regional Sensitivity Analysis um eine visuelle Form der Sensitivitätsanalyse handelt, konnte die Einteilung in nicht sensitive, gering sensitive, sensitive und sehr sensitive Parameter allein anhand eines optischen Vergleichs der kumulierten Verteilungen erfolgen. Die Parameter wurden dabei relativ zueinander beurteilt, weshalb die Klassifizierung nicht völlig objektiv ist. Eine Objektivierung über die Summe der Residuen der kumulierten Verteilungen der guten bzw. schlechten Parameter gegenüber einer Gleichverteilung war nicht möglich, da GLUEWIN nur Diagramme, aber keine Zahlenwerte ausgibt.



Abb. 8.6: Kumulierte Verteilungen der sensitiven Parameter für den gesamten Simulationszeitraum von Ereignis 1

Tab.	8.5: Paramet	ersensitivität	nach der Re	egional	Sensitivity	Analysis-Meth	ode (zeit-
	unabhängig,	jeweils für di	ie gesamten	Ereign	iszeiträume)	

N: nicht sensitiv, S: gering sensitiv, SS: sensitiv, SSS: sehr sensitiv

Parameter	Sensitivität				
	Ereignis 1	Ereignis 2	Ereignis 3	Ereignis 4	Ereignis 5
Niederschlagskorrektur					
WindA	SS	S	Ν	Ν	N
WindB	S	Ν	Ν	Ν	N
Schneeroutine					
TT				Ν	S
TT_melt	:	Schneeroutine	9	Ν	Ν
TT_melt_forest		nicht aktiv		Ν	Ν
SFCF				Ν	Ν
CFMAX				N	N
Bodenroutine					
FC_DH	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν
FC_DI	S	S	Ν	Ν	Ν
FC_FI	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν
FC_DV	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν
FC_FLI	Ν	Ν	Ν	S	Ν
FC_EDI	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν
BETA_DH	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν
BETA_DI	SS	S	S	Ν	Ν
BETA_FI	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν
BETA_DV	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν
BETA_FLI	S	Ν	Ν	Ν	Ν
BETA_EDI	Ν	N	N	N	N

Parameter	Sensitivität					
	Ereignis 1	Ereignis 2	Ereignis 3	Ereignis 4	Ereignis 5	
Abflussbildungsroutine						
DH_K	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν	
DI_K_u	SSS	SSS	Ν	Ν	SS	
DI_K_I	Ν	Ν	S	Ν	S	
DI_T	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν	
DI_H	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν	
FI_K_u	Ν	Ν	Ν	SS	Ν	
FI_K_I	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν	
FI_T	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν	
FI_H	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν	
DV_K	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν	
FLI_K_u	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν	
FLI_K_I	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν	
FLI_T	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν	
FLI_H	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν	
EDI_K	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν	
MTD	Ν	Ν	Ν	Ν	Ν	
MTD_K	S	Ν	S	Ν	Ν	
GW_K	SS	SS	SSS	SS	S	
All_P	N	Ν	N	Ν	N	

Es ergeben sich insgesamt acht wenig bis sehr sensitive Parameter, wobei für die verschiedenen Ereignisse deutliche Unterschiede festzustellen sind. Die Auslaufkoeffizienten des Grundwasserspeichers (GW_K) und des oberen Speichers der Abflussbildungsklasse "verzögerter Interflow" (DI_K_u) stellen die einflussreichsten Größen dar. Der Parameter GW_K ist vor Beginn des eigentlichen Hochwasserereignisses von großer Relevanz, da er die Vorbedingungen wesentlich mitbestimmt. Während der Niedrigwasserperiode (Ereignis 3) dominiert der grundwasserbürtige Abfluss das Abflussgeschehen, der Auslaufkoeffizient des Grundwasserspeichers weist dementsprechend die höchste Sensitivität auf.

Wie Tabelle 8.6 zeigt, nimmt die Raumgliederungsklasse "verzögerter Interflow" mit 52 % den mit Abstand größten Anteil an der Gesamteinzugsgebietsfläche ein. Die entsprechenden Parameter der Bodenroutine, FC_DI und BETA_DI, sowie die Auslaufkoeffizienten DI_K_1 und insbesondere DI_K_u sind deshalb sensitiver als die korrespondierenden Parameter der anderen Raumgliederungsklassen. Die Modellgrößen der Niederschlagskorrektur sind für die beiden Hochwasserereignisse im Sommer sensitiv. Für die Modellgrößen der Schneeroutine ergibt sich überraschenderweise nur ein geringer Einfluss. Die Studien von UHLENBROOK (1999), UHLEN-BROOK ET AL (1999) und SEIBERT (1997), in denen dieselbe Schneeroutine zum Einsatz kam, wiesen deren variable Parameter TT, CFMAX und SFCF als sensitiv bis sehr sensitiv aus.

8.2.2 Regressionsanalyse

Bei den nachfolgenden Interpretationen ist zu beachten, dass allein der Betrag des standardisierten Regressionskoeffizienten (SRC) bzw. standardisierten Rang-Regressionskoeffizienten (SRRC) entscheidend für den Einfluss eines Parameters auf die Abflusssimulation ist (vgl. Abschnitt 4.4.3). Die Relevanz einer Modellgröße nimmt folglich auch dann zu, wenn ihr SRC bzw. SRRC größere negative Werte annimmt.

Bei der Auswertung der Ergebnisse der regressionsbasierten Sensitivitätsanalyse zeigte sich, dass die auf 10 Stunden angesetzte Vorlaufzeit der Ereignisse (vgl. Abschnitt 7.1.3) für die Verwendung der Abflusssimulationen im Rahmen einer Regressionsanalyse zu kurz bemessen war. Da alle Modellierungen mit derselben Initialisierung gestartet wurden, unterscheiden sich die internen Modellzustände und damit auch die Simulationsergebnisse zu Anfang der betrachteten Zeiträume nur geringfügig voneinander. Die Ergebnisse der ersten Stunden vor dem Beginn der eigentlichen Ereignisse sind daher mit Bedacht zu interpretieren. In den relevanten Bereichen (Scheitelabfluss, ansteigender und abfallender Ast) sind die Resultate jedoch uneingeschränkt gültig. Eine erneute Berechnung der Ereignisse mit einem längeren Vorlauf war aufgrund der langen Rechenzeiten und der schwerwiegenden Probleme bei Durchlauf der DOS-Batchfiles, die im Abschnitt 8.4.4 näher erläutert werden, nicht mehr möglich.

Um den zeitlichen Verlauf der Sensitivitäten vor dem Kontext der Rand- und Anfangsbedingungen im natürlichen System und im Modell interpretieren, und so das Modellkonzept überprüfen zu können, werden die Sensitivitäten vor dem Hintergrund zusätzlicher simulierter und beobachteter Größen betrachtet: Niederschlagsinput, Bodenfeuchtegehalt, Speicherinhalt des Muldenspeichers, Anteil der einzelnen Abflusskomponenten am Gesamtabfluss, sowie für Ereignisse mit Schneeroutine Wasseräquivalent der Schneedecke und Lufttemperatur. Hierbei ergibt sich das Problem, dass die Sensitivitäten den Mittelwert über alle Modellrechnungen darstellen, der zeitliche Verlauf der zusätzlich betrachteten simulierten Größen jedoch nur für einen konkreten Parametersatz zutrifft. Aus diesem Grund sind exemplarisch drei Parametersätze ausgewählt: Diejenigen Parameterkombinationen, die die beste und schlechteste Abflusssimulation für den Pegel Oberried lieferten, sowie neben diesen Extrema zusätzlich der Parametersatz, dessen R_{eff Oberried} den mittleren Wert aller 400 durchgeführten Simulationen darstellt. Die Parameterwerte sind für alle Ereignisse in Tabelle A.4 und A.5 aufgelistet.

In die im folgenden dargestellten Abbildungen des zeitlichen Verlaufs der Sensitivitäten sind alle Parameter aufgenommen, deren SRC bzw. SRRC zumindest zeitweise einen Wert von > |0,2|aufweist. Die Festlegung dieses Schwellenwerts erfolgte in Relation zu den SRC- bzw. SRRC-Werten aller variablen Parameter.

Ereignis 1

Wie in Abschnitt 4.4.3 erläutert, ist bei der regressionsbasierten Sensitivitätsanalyse die Modellgüte der Regressionsmodelle zu überprüfen. Die für jeden Zeitschritt auf der Basis der Rohdaten bzw. der rangtransformierten Daten für den Zeitraum vom 21.8. bis 23.8.98 berechneten Bestimmtheitsmaße sind in Abbildung 8.7 dargestellt. Es zeigt sich, dass die Güte der Regressionsmodelle deutlich auf Niederschlagsinput in das zu simulierende System reagiert. Diese Beobachtung ist plausibel, da durch den Niederschlag zahlreiche Interaktionen innerhalb des Systems ausgelöst werden, die die Simulation komplexer machen. R² liegt (abgesehen von einem einzigen Zeitschritt) über 0,8 und damit in einem Bereich, den beispielsweise HELTON (1999, 175) als hohes Bestimmtheitsmaß klassifiziert. CHRISTIAENS (2001, 143) erzielte in einer regressionsbasierten Sensitivitätsanalyse mit dem Modell MIKE SHE für den Spitzenabfluss R²-Werte zwischen 0,44 und 0,64. Die anhand der rangtransformierten Daten berechneten Werte zeigen nur geringe Abweichungen von den für die Rohdaten ermittelten Werten. Ein lineares Regressionsmodell kann somit den funktionalen Zusammenhang zwischen dem Abfluss und den Input-Parameterwerten zufriedenstellend annähern, weshalb als Regressionsmaß der standardisierte Regressionskoeffizient verwendet wird (vgl. Abschnitt 4.4.3).



Abb. 8.7: Bestimmtheitsmaß R² berechnet auf Basis der Rohdaten bzw. der rangtransformierten Daten sowie gemessener Abfluss und Gebietsniederschlag für Ereignis 1

In Abbildung 8.8 sind die Ergebnisse der Regressionsanalyse dem Niederschlagsinput und dem am Pegel Oberried gemessenen Abfluss gegenübergestellt. Die Korrekturfaktoren für die Niederschlagsberechnung (Parameter WindA und WindB) zeigen die zu erwartende Reaktion der Sensitivität auf den Niederschlagsinput. Für das letzte Niederschlagsereignis, das den deutlichen Anstieg des Abflusses bewirkt, wird der auf \pm 0,2 angesetzte Schwellenwert knapp überschritten. In niederschlagsfreien Perioden sinkt der SRC für beide Größen nicht sofort auf null. Es zeigt sich vielmehr eine langsame Rezession, da sich der Niederschlagsinput durch das System fortpflanzt. Die Korrelation ist durchgehend positiv, d.h. je größer die Korrekturfaktoren, umso größer der daraus resultierende simulierte Abfluss.

Bei den Modellgrößen der Bodenroutine erweist sich der Anpassungsparameter BETA generell als sensitiver als die maximale Speicherkapazität des Bodens und der Vegetation (FC). Für die letztgenannte Größe erreicht lediglich der FC-Wert der Raumgliederungsklasse "verzögerter Interflow" eine größere Relevanz für die Simulation. Sie nimmt als Reaktion auf den Niederschlagsinput zu und erreicht am Ende des Beobachtungszeitraums ein konstantes Niveau.



Abb. 8.8: Parametersensitivitäten vor dem Hintergrund von Niederschlagsinput und simuliertem Abfluss für Ereignis 1

Die Korrelation ist plausibel negativ. Die BETA-Größen der Klassen "schneller Interflow" (BETA_FI) und "schneller lateraler Interflow" (BETA_FLI) zeigen eine ähnliche Dynamik und reagieren auf Niederschlagsinput mit einer deutlichen Zunahme der Sensitivität. Die dritte sensitive BETA-Größe, BETA_DI ("verzögerter Interflow") weist mit einer abnehmenden Bedeutung bei Niederschlagsinput ein konträres Verhalten auf. Dieser Unterschied lässt sich erklären, wenn man die zugehörigen Abflussbildungsklassen in die Betrachtung mit einbezieht. Die Klassen "schneller Interflow" und "schneller, lateraler Interflow" reagieren direkt auf den Niederschlag, während der "verzögerte Interflow" eine langsamere Reaktion zeigt. Die relative Bedeutung des Abflussanteils der letztgenannten Raumgliederungsklasse nimmt damit für das Abflussereignis zuerst ab. Der Betrag des SRC von BETA_DI steigt im Rezessionsast dementsprechend noch an, während er für BETA_DI und BETA_FLI schon wieder rückläufig ist. In
Abbildung 8.9 ist die Sensitivität der Parameter der Bodenroutine vor dem Hintergrund des Bodenfeuchtegehalts der Raumgliederungsklassen "verzögerter Interflow", "schneller Interflow" und "schneller, lateraler Interflow" für den besten, schlechtesten und mittleren Parametersatz (bezogen auf R_{eff Oberried}) dargestellt. Für FC_DI zeigt sich eine Abhängigkeit der Sensitivität von der Speicherfüllung. Die Zunahme der Sensitivität mit ansteigender Speicher-Füllhöhe wird nur im Zeitraum des Spitzenabfluss unterbrochen, in dem der Einfluss anderer Parameter dominiert. Für die BETA-Größen gilt das bereits oben gesagte: BETA_FI und BETA_FLI zeigen als direkte Reaktion auf Niederschlagsinput eine Zunahme der Sensitivität, bei BETA_DI ist eine Zeitverzögerung zu erkennen. Im Unterschied zu den Parametern der schnell reagierenden Raumgliederungsklassen, insbesondere zu BETA_FLI, deren Bedeutung relativ schnell wieder zurückgeht, bleibt die Sensitivität für BETA_DI und auch für FC_DI länger auf einem annähernd konstant hohen Level.



Abb. 8.9: Sensitivität der Parameter der Bodenroutine vor dem Hintergrund des Bodenfeuchtegehalts der Raumgliederungsklassen "verzögerter Interflow" (DI), "schneller Interflow" (FI) und "schneller, lateraler Interflow" (FLI) für den besten, schlechtesten und mittleren Parametersatz (bezogen auf R_{eff Oberried}) für Ereignis 1

Die Füllhöhe des Muldenspeichers der Sättigungsflächen (MTD) zeigt eine sehr starke und schnelle Reaktion auf die durch Niederschlagsinput zunehmende Speicherfüllung, die in Abbildung 8.10 dargestellt ist. Insbesondere während des letzten Niederschlagsereignisses wird MTD zum mit Abstand bedeutendsten Faktor. Der Muldenspeicher läuft zu diesem Zeitpunkt für zwei der drei ausgewählten Parametersätze über und die Abflusskomponenten, die den Sättigungsflächen entstammen, dominieren den Gesamtabfluss (Abbildung 8.11). Nach dem zweiten und dritten Niederschlagsereignis kehrt sich jeweils das Vorzeichen des SRC zeitweise um. Bei zunehmender Füllung des Muldenspeichers wirkt sich also eine größere Speicherkapazität abflussdämpfend aus, bei abnehmender Füllung abflusserhöhend, da eine größere Füllhöhe mehr und länger andauernden verzögerten Auslauf bedingt. Der zweite Parameter des Sättigungsflächenspeichers, sein Auslaufkoeffizient MTD_K, zeigt dieselbe Dynamik wie MTD. Der SRC liegt hier jedoch, abgesehen vom Zeitraum des dritten Niederschlagsereignisses, im positiven Bereich und sinkt nur bei sehr hoher Speicherfüllung unter null. In diesen Zeiten bewirkt ein größerer Auslaufkoeffizient, dass sich der Muldenspeicher schneller unterirdisch entleeren kann und somit mehr Wasser verzögerter zum Abfluss kommt als beim oberirdischen Überlaufen.



Abb. 8.10: Sensitivität der Sättigungsflächenparameter vor dem Hintergrund der Füllhöhe des Muldenspeichers für den besten, schlechtesten und mittleren Parametersatz (bezogen auf R_{eff Oberried}) für Ereignis 1

Von den Modellgrößen der Abflussbildungsroutine erweisen sich die Auslaufkoeffizienten DI_K_u, DI_K_l, FI_K_u und FLI_K_u als sensitiv. Weiterhin ist die Sickerung vom oberen in den unteren Speicher der Raumgliederungsklasse "verzögerter Interflow" (DI_T) von Bedeu-

tung. Die Sensitivität dieses Parameters ist wesentlich von den Beiträgen der jeweiligen Abflusskomponenten zum Gesamtabfluss abhängig, die in Abbildung 8.11 dargestellt sind.



Abb. 8.11: Sensitivität der Parameter der Abflussbildungsroutine vor dem Hintergrund der Anteile der einzelnen Abflusskomponenten am Gesamtabfluss für den besten und

schlechtesten Parametersatz (bezogen auf Reff Oberried) für Ereignis 1

Während der Bodenfeuchtegehalt und die Inhalte des Muldenspeichers für die ausgewählten Parametersätze eine ähnliche Dynamik aufweisen, zeigen sich bei den einzelnen Abflusskomponenten zwischen den verschiedenen Parameterkombinationen teilweise deutliche Unterschiede hinsichtlich der Dynamik und dem relativem Beitrag zum Gesamtabfluss. Die Simulation mit dem schlechtesten Parametersatz ergibt einen großen Anteil der Komponenten, die der Raumgliederungsklasse "schneller Interflow" und "schneller, verzögerter Interflow" entstammen. Der beste Parametersatz liefert dagegen nur einen sehr geringen Beitrag dieser Abflusskomponenten. Es ist daher anzunehmen, dass im letztgenannten Fall die Simulationsergebnisse als nicht repräsentativ für die relativen Anteile der Komponenten angesehen werden müssen. Ansonsten wäre die große Sensitivität der Parameter FLI_K_u und FI_K_u nicht zu erklären. Diese Annahme wird durch die Analyse der Komponenten als bedeutend erweist.

Entsprechend der zeitlichen Verzögerung der korrespondierenden Abflusskomponente steigt der Wert des SRC für DI_K_u erst im Rezessionsast des Ereignisses deutlich an und wird dort zeitweise zum wichtigsten Einflussfaktor. Die Reaktion von DI_K_l tritt noch später ein. Sie weist eine zu DI_K_l identische Dynamik auf, bei der lediglich die Vorzeichen vertauscht sind. Während der Auslaufkoeffizient DI_K_l eine positive Korrelation aufweist, führt eine größere Sickerung vom oberen in den unteren Speicher zu geringeren Abflüssen, da der untere Speicher langsamer ausläuft als der obere.

Die Sensitivitäten von FI_K_u und FLI_K_u weisen als Folge des Niederschlagsinputs deutliche, schnell reagierende Schwankungen auf. Der raschen Zunahme des SRC während der Niederschlagsereignisse folgt eine ebenso schnelle Abnahme auf nahezu null.

Zu Beginn des dargestellten Zeitraums ist der Auslaufkoeffizient des Grundwasserspeichers (GW_K) die mit Abstand dominierende Größe. Mit ansteigendem Beitrag der schnell reagierenden Abflusskomponenten zum Gesamtabfluss geht jedoch eine deutliche Abnahme der Sensitivität einher. Erst der sinkende Anteil dieser Komponenten lässt GW_K im abfallenden Ast des Ereignisses wieder zum sensitivsten Faktor werden.

Raumgliederungsklasse	Kürzel	Flächenanteil [%]		Sensitive Parameter		
		Brugga	Talbach	Brugga	Talbach	
Tiefenversickerung in Hochlagen	DH	4,6	3,1	-	-	
Verzögerter Interflow	DI	52,1	41,0	BETA_DI, FC_DI DI_K_u, DI_K_I, DI_T	BETA_DI DI_K_u, DI_K_I	
Schneller Interflow	FI	21,7	31,1	FI_K_u, BETA_FI	FI_K_u, BETA_FI	
Tiefenversickerung in Talsedimenten	DV	0,1	0	-	-	
Schneller, lateraler Interflow, Piston Flow	FLI	7,3	8,0	FLI_K_u, BETA_FLI	FLI_K_u, BETA_FLI	
Stark verzögerter Interflow	EDI	7,5	9,8	-	-	

Tab. 8.6: Flächenanteile der einzelnen Raumgliederungsklassen im Gesamteinzugsgebiet der Brugga und im Teileinzugsgebiet des St. Wilhelmer Talbachs

|--|

Die Parametersensitivität zeigt generell eine deutliche Abhängigkeit von der Struktur des Einzugsgebiets, den vorherrschenden Prozessen und deren Konzeptionalisierung. und damit von der für das Brugga-Einzugsgebiet spezifischen Raumgliederung. In Tabelle 8.6 sind den einzelnen Raumgliederungsklassen ihr zugehöriger Flächenanteil für das Gesamt- bzw. das Teileinzugsgebiet des St. Wilhelmer Talbachs sowie die einzelnen Klassen zuzuordnenden sensitiven Modellgrößen gegenübergestellt. Innerhalb der FC-Parameter ist für das Gesamtgebiet der Brugga lediglich FC_DI als sensitiv einzustufen, dessen zugehörige Klasse "verzögerter Interflow" flächenmäßig dominiert. Sie stellt auch insgesamt die meisten sensitiven Parameter. Die Sättigungsflächen sowie die schnellen, lateralen Interflow-Prozesse erweisen sich trotz geringem prozentualen Anteil als sehr bedeutend für die Abflusssimulation.

Für das Ereignis 1 wurde die Sensitivitätsanalyse zusätzlich für die Abflusssimulation des Teileinzugsgebiets St. Wilhelmer Talbach durchgeführt, um die Ortsabhängigkeit der Parametersensitivitäten genauer untersuchen zu können.



Abb. 8.12: Parametersensitivitäten für das Teileinzugsgebiet St. Wilhelmer Talbach vor dem Hintergrund von Niederschlagsinput und simuliertem Abfluss für Ereignis 1

Die Ergebnisse der regressionsbasierten Sensitivitätsanalyse für den St. Wilhelmer Talbach vor dem Hintergrund des Gebietsniederschlags und des gemessenen Abflusses sind in Abbildung 8.12 dargestellt. Die Bestimmtheitsmaße der Regressionsmodelle weisen für die einzelnen Zeitschritte Werte zwischen 0,74 und 1,0 auf. Auf den ersten Blick ergibt sich ein ähnliches Bild wie für das gesamte Bruggagebiet (vgl. Abbildung 8.8). Die Abbildungen 8.13 und 8.14 ermöglichen einen besseren, direkten Vergleich der SRC-Werte derjenigen Parameter, die sowohl für das Gesamteinzugsgebiet als auch für das Teilgebiet als sensitiv eingestuft sind. Wie die Gegenüberstellung für die beiden Lokalitäten zeigt, ist die Sensitivität nicht nur zeitlich, sondern auch räumlich variabel.

Für das mit einer mittleren Einzugsgebietshöhe von 1079 m NN höher als das Gesamtgebiet (983 m NN) gelegene Teileinzugsgebiet wäre aufgrund größerer Windgeschwindigkeiten ein bedeutenderer Einfluss der Parameter der Niederschlagskorrektur zu erwarten. Der SRC für die Größe WindA bleibt im Gebiet des St. Wilhelmer Talbachs knapp unterhalb 0,2, die Größe WindB ist dort dagegen deutlich sensitiver als im Gesamtgebiet.



Abb. 8.13: Vergleich der Sensitivitäten für die Parameter der Niederschlagskorrektur, des Sätti-

gungs flächenspeichers und der Bodenroutine für die Pegel Oberried und St. Wilhelmer Talbach für Ereignis 1

Die Parameter DI_T und FC_DI sind im Teileinzugsgebiet nicht sensitiv. Einer geringeren Relevanz der Modellgrößen der Raumgliederungsklasse "verzögerter Interflow" steht im Gebiet des St. Wilhelmer Talbachs eine größere Sensitivität der Parameter der Abflussbildungsklasse "schneller Interflow" gegenüber. Bei der Betrachtung der Sättigungsflächenparameter MTD und MTD_K ist die Niederschlagsverteilung im Gebiet zu berücksichtigen: Insbesondere im Fall des zweiten Niederschlagsereignisses (21.08. 20:00 Uhr bis 22.08. 02:00 Uhr) waren große räumliche Differenzen zu beobachten. Im Einzugsgebiet des St. Wilhelmer Talbachs traten dabei deutlich höhere Niederschlagsintensitäten auf als im restlichen Bruggagebiet.



Abb. 8.14: Vergleich der Sensitivitäten für die Parameter der Abflussbildungsroutine für die Pegel Oberried und St. Wilhelmer Talbach für Ereignis 1

Ereignis 2

Das aus den Rohdaten berechnete Bestimmtheitsmaß R^2 liegt für Ereignis 2 zwischen 0,82 und 0,99. Nach der Rangtransformation liegen die Werte zwischen 0,83 und 0,99. Insbesondere im

ansteigenden Ast sowie im Scheitelbereich der Ganglinie ergeben sich für die Rohdaten höhere Modellgüten, sodass auch für das zweite Ereignis der SRC als Sensitivitätsmaß verwendet wird.

Abbildung 8.15 zeigt die standardisierten Regressionskoeffizienten sowie den Gebietsniederschlag und die am Pegel Oberried gemessene Abflussganglinie. Die zeitliche Dynamik der SRC-Werte im Ereignisverlauf weist im wesentlichen ein mit dem ersten Abflussereignis korrespondierendes Verhalten auf.

Entscheidend für die Auswahl der beiden Zeiträume 1 und 2 waren insbesondere ihre unterschiedlichen hydrologischen Anfangsbedingungen. Dem ersten Ereignis ging eine weitgehend niederschlagsfreie Periode voraus. Die Speicherfüllungen lagen daher auf einem niedrigeren Niveau als zu Beginn des zweiten Ereignisses. Für einen direkten Vergleich der Auswirkungen dieser unterschiedlichen Anfangsbedingungen auf die Sensitivitäten während der einzelnen Phasen der Hochwasserereignisse sind in Abbildung 8.16 die SRC-Werte zeitlich auf die Abflusspeaks der beiden Ereignisse synchronisiert, d.h. die Zeitpunkte der Spitzenabflüsse deckungsgleich gelegt. Dargestellt sind dabei nur diejenigen Parameter, die in beiden Zeiträumen als sensitiv klassifiziert wurden.







Abb. 8.16: Vergleich der Parametersensitivitäten für die Ereignisse 1 und 2. Die standardisierten Regressionskoeffizienten sind zeitsynchronisiert auf die Scheitelabflüsse

dargestellt.

Das Hauptniederschlagsereignis im zweiten Simulationszeitraum weist höhere Niederschlagsintensitäten und eine höhere Niederschlagssumme auf als das im ersten aufgetretene. Die Niederschlagskorrektur-Faktoren WindA und WindB erreichen mit SRC-Werten unter 0,2 trotzdem nur eine geringere Bedeutung als bei Ereignis 1. Die Sensitivitäten anderer Parameter, insbesondere der Auslaufkoeffizienten DI_K_u, FI_K_u und FLI_K_u, sind während des Abflusspeaks größer, sodass die Niederschlagskorrektur an Einfluss verliert. Alle übrigen sensitiven Parameter des Gesamt-Einzugsgebiets sind auch im Teileinzugsgebiet als solche klassifiziert.

Bei der generellen Dynamik der Sensitivitäten zeigen sich kaum Differenzen zwischen beiden Ereignissen. Differenzen ergeben sich jedoch teilweise für die absoluten Werte des SRC. Die unterschiedliche Vorfeuchte des Bodens beeinflusst die Sensitivität der Parameter der Bodenroutine. Alle relevanten Bodenparameter (FC_DI, BETA_DI, BETA_FI, BETA_FLI) weisen zu Beginn des ersten Ereignisses eine wesentlich höhere Bedeutung als am Anfang des zweiten Zeitraums auf. Allerdings sind die anfänglichen SRC-Werte aufgrund des zu Beginn dieses Abschnitts diskutierten zu kurzen Modellvorlaufs nicht als völlig gesichert zu betrachten. Während die Differenzen zwischen den beiden Ereignissen im Falle der BETA-Werte über den gesamten betrachteten Zeitraum bestehen bleiben, nähern sich die SRC-Werte von FC_DI mit zunehmender Ereignisdauer an.

Für die Regional Sensitivity Analysis war es nötig, die Ereignisse 1 und 2 getrennt zu betrachten und zu simulieren. Aufgrund des nötigen Ereignisvorlaufs liegen daher keine durchgehenden Sensitivitäts-Ganglinien vor. Es fällt auf, dass die SRC-Werte der Parameter BETA_FLI, MTD_K, DI_K_u, DI_K_l, FI_K_u und FLI_K_u des letzten Zeitschritts von Ereignis 1 sich annähernd mit denen des folgenden Zeitschritts von Ereignis 2 decken. Für BETA_FI, BETA_DI, MTD und GW_K ist dies nicht der Fall. Da bei Verwendung der Software SIMLAB für jeden Zeitschritt ein separates Regressionsmodell erstellt wird, sind die SRC-Werte der einzelnen Zeitschritte unabhängig voneinander, d.h. auch unabhängig vom vorangegangenen oder nachfolgenden Ereignisverlauf. Die angesprochenen Differenzen zwischen den beiden Ereignissen können daher nicht aus der Verwendung zweier verschiedener Regressionsmodelle für die beiden Simulationszeiträume resultieren. Als mögliche Erklärung bleibt somit die Auswirkung des kurzen Modellvorlaufs, aufgrund dessen die Regressionsmodelle die Bedeutung eines Modellparameters zu Beginn des simulierten Zeitraums nicht korrekt erfassen können.

Ereignis 3

Die R²-Werte der Regressionsmodelle für den dritten untersuchten Zeitraum, die Niedrigwasserperiode vom 19.07.98 – 24.07.98, lagen sowohl auf Basis der Rohdaten als auch der rangtransformierten Daten mit jeweils 0,986 bis 0,999 sehr hoch. Eine Nichtlinearität der Regression wäre bei der Simulation von Niedrigwasserabflüssen und geringem Niederschlagsinput auch unplausibel. Die in Abbildung 8.17 dargestellten Werte des SRC weisen die Auslaufkonstante des Grundwassers erwartungsgemäß als mit Abstand wichtigsten Parameter aus. Um die Dimension dieses Abstands zu den übrigen Modellgrößen zu verdeutlichen, ist das Schwellenwertkriterium von \pm 0,2 außer Acht gelassen. Im Diagramm sind zusätzlich die Parameter dargestellt, deren SRC-Betrag den Wert 0,05 überschreitet. Die Dynamik ihrer Sensitivität weist im wesentlichen die bereits für die Ereignisse 1 und 2 diskutierten Charakteristika auf. Dem geringen Niederschlagsinput entsprechend ist ihre Relevanz für die Abflusssimulation jedoch gering.



Abb. 8.17: Parametersensitivitäten vor dem Hintergrund von Niederschlagsinput und simuliertem Abfluss für Ereignis 3

Ereignis 4

Für das Ereignis 4 vom 20.03. bis 04.04.96 wird als Regressionsmaß der standardisierte Rang-Regressionskoeffizient (SRRC) verwendet, da sich deutliche Differenzen zwischen den R²-Werten der untransformierten und der transformierten Werte ergeben (Abbildung 8.18). Diese Unterschiede sind ein Indiz dafür, dass ein lineares Regressionsmodell die Komplexität der Regressionsbeziehung zwischen den Input-Parameterwerten und dem Modelloutput nicht ausreichend erfassen kann. Da sich dieselbe Beobachtung auch für das zweite Winterereignis ergibt, ist die Ursache hierfür eventuell in der Beteiligung der Schneeroutine zu suchen, die mit fünf zusätzlichen Modellparametern die Regression schwieriger macht. Zur Bestätigung dieser Hypothese müssten jedoch deutlich mehr Ereignisse analysiert werden. Die Verwendung des SRRC als Sensitivitätsmaß bringt den in Abschnitt 4.4.3 erläuterten Nachteil mit sich, dass keine quantitative, sondern nur noch eine qualitative Abschätzung der Sensitivitäten möglich ist.



Abb. 8.18: Bestimmtheitsmaß auf Basis der Rohdaten bzw. der rangtransformierten Daten sowie gemessener Abfluss und Gebietsniederschlag für Ereignis 4

Die Ergebnisse der Regressionsanalyse für alle sensitiven Parameter sind in Abbildung 8.20 dargestellt. Es zeigt sich, wie schon bei der Regional Sensitivity Analysis (vgl. Abschnitt 8.2.1), ein überraschend geringer Einfluss der Parameter der Schneeroutine. Nur zwei der vier variablen Schneegrößen (der Lufttemperatur-Schwellenwert TT und der Stunden-Grad-Faktor CFMAX) überschreiten den angesetzten SRRC-Schwellenwert von |0,2|. Die Werte für TT_melt und TT_melt_forest liegen bei maximal |0,04| bzw. |0,196|. Betrachtet man die Sensitivität der Schneeparameter vor dem Hintergrund der für den Schneedeckenaufbau und –abbau relevanten Einflussgrößen, lässt sich ihre zeitweise geringe Relevanz zum Teil erklären. In Abbildung 8.19 ist das Gebietsmittel der Lufttemperatur zusammen mit dem Niederschlagsinput, dem Gebietsmittel des Wasseräquivalents der Schneedecke und den SRRC-Werten der sensitiven Schneeparameter dargestellt.

Die Modellgröße TT erweist sich nur für wenige Stunden in Abhängigkeit von zwei Randbedingungen als sensitiv: Erwartungsgemäß ist sie nur in Zeiträumen relevant, in denen Niederschlag fällt, der als Schnee simuliert werden kann. Die drei lokalen Minima des SRRC zu Beginn des Untersuchungszeitraums, die mit den Niederschlagsereignissen korrespondieren, zeigen dies deutlich. In niederschlagsfreien Zeiten sinkt der SRRC nicht sofort auf null, da der Niederschlagsinput Nachwirkungen für das System hat.

Der zweite Faktor, der die Sensitivität von TT beeinflusst, ist die Lufttemperatur. Am 26.03. zwischen 22:00 Uhr und 00:00 Uhr fielen zwar etwa 5 mm Gebietsniederschlag, der SRC-Wert zeigt jedoch keine erkennbare Reaktion. Dagegen bewirkte ein Gebietsniederschlag von weniger

als 2 mm am 29.03. im Zeitraum von 11:00 bis 13:00 Uhr eine deutliche Zunahme der Sensitivität. Das Gebietsmittel der Lufttemperatur lag mit 5,2 bis 6,7 °C im Zeitraum des erstgenannten Niederschlagsereignisses deutlich weiter vom möglichen Wertebereich für TT (–1,0 bis 1,0 °C) entfernt als beim zweiten Ereignis mit –3,1 bis –2,6 °C. Am 26.03. konnte der Lufttemperatur-Schwellenwert somit nur in sehr hoch gelegenen Gebieten eine Rolle spielen.



Abb. 8.19: Sensitivität der Schneeparameter vor dem Hintergrund des Niederschlagsinputs, der Lufttemperatur und des Wasseräquivalents der Schneedecke für den besten, schlechtesten und mittleren Parametersatz (bezogen auf R_{eff Oberried}) für Ereignis 4

Der SRRC für TT zeigt während des gesamten Zeitraums eine negative Korrelation. Eine durchgehend positive Korrelation weist dagegen der Stunden-Grad-Faktor (CFMAX) auf. Seine Bedeutung hängt ebenfalls von zwei verschiedenen Einflussfaktoren ab: Zum einen ist die Sensitivität natürlich von der Ausdehnung der schneebedeckten Flächen abhängig. Sehr deutlich wird dies bei der Betrachtung des Zeitraums zwischen dem 25.03. 12:00 Uhr und dem 27.03. 00:00 Uhr. Aufgrund hoher Lufttemperaturen nimmt das simulierte Wasseräquivalent der Schneedecke ab, eine Schneebedeckung kann am Ende dieses Zeitraums nur noch in hochgelegenen Teilen des Einzugsgebiets vorhanden sein. Parallel dazu fällt der Wert des SRRC für CFMAX auf sein Minimum. Erstaunlich ist die in diesem Zeitraum trotz der intensiven Schneeschmelze geringe Bedeutung der Schmelzparameter TT_melt und TT_melt_forest, deren SRC-Werte den Grenzwert von |0,2| nicht überschreiten.

Die zweite Randbedingung, die die Sensitivität von CFMAX direkt beeinflusst, ist erwartungsgemäß wiederum die Lufttemperatur. In der ersten Hälfte des Simulationszeitraums legt das Temperaturniveau (und damit korrespondierend der Wert des SRRC für den Stunden-Grad-Faktor) deutlich höher als im zweiten Abschnitt. Neben den großräumigen Schwankungen zeigt sich ein ebenfalls von der Lufttemperatur abhängiger Tagesgang der Sensitivität.

Für Ereignis 4 ergibt sich bei einer höheren Füllung des Bodenspeichers eine geringere Relevanz der Parameter der Bodenroutine als bei den Hochwasserereignissen im Sommer. FC_DI ist der einzige Bodenparameter, der sich als sensitiv erweist. Zu Beginn des Modellierungszeitraums zeigt sich für diese Größe eine Abnahme des SRRC, die durch den Einfluss des zweiten und dritten Niederschlagsereignisses unterbrochen wird. Auf die zunehmende Speicherfüllung durch die starke Schneeschmelze im zweiten Drittel des betrachteten Zeitraums zeigt sich keine erkennbare Reaktion.

Der Parameter All_P, der die Sickerung aus den darüber liegenden Speichern ins Grundwasser steuert, erweist sich für das vierte Ereignis im Gegensatz zu den anderen bisher betrachteten Zeiträumen als sensitiv. Er zeigt in der ersten Ereignishälfte eine tendenziell zunehmende Sensitivität, deren Anstieg beim Auftreten von Niederschlag jeweils kurzzeitig unterbrochen wird. Im abfallenden Ast der Ganglinie wird All_P neben GW_K zur wichtigs ten Modellgröße.

Die Relevanz der Modellgröße MTD zeigt wiederum eine deutliche, mit dem Inhalt des Sättigungsflächenspeichers korrespondierende Reaktion. Die maximale Füllhöhe dieses Speichers wird bei den ausgewählten Parametersätzen aufgrund des zu geringen Niederschlagsinputs nicht erreicht. MTD ist daher weniger relevant als für die bisher betrachteten Hochwasserereignisse. Auch der Auslaufkoeffizient des Muldenspeichers (MTD_K) ist vermutlich aus dem eben genannten Grund weniger sensitiv. Er erreicht den Schwellenwert von |0,2| nicht.

Für die Sensitivität der Parameter DI_K_u, DI_K_l, DI_T, FI_K_u und FLI_K_u zeigen sich die schon bei den vorherigen Ereignissen diskutierten Reaktionen. Darüber hinaus ist für für DI_K_u und DI_T ein Vorzeichenwechsel zu beobachten. Er tritt auch beim zweiten Winterereigniss auf, fehlt jedoch bei den Ereignissen des Sommerhalbjahrs. Die beiden Winterereignisse weisen flachere, länger andauernde Rezessionsäste als die Sommerereignisse auf, was der Grund dafür sein könnte, dass bei den letztgenannten Ereignissen keine Vorzeichenwechsel auftreten.

Für alle oben diskutierten Parameter lässt sich bei den Winterereignissen ein mehr oder weniger stark ausgeprägter Tagesgang der Sensitivität beobachten. Er ist durch den Tagesgang der Lufttemperatur bedingt, der Schmelzwasserpeaks verursacht, die sich auf die Sensitivitäten durchpausen. Die Modellgrößen der schnellen Abflusskomponenten reagieren darauf mit einer zunehmenden Bedeutung, die eine relative Abnahme der übrigen Sensitivitäten bewirkt.



Abb. 8.20: Parametersensitivitäten vor dem Hintergrund von Niederschlagsinput und simuliertem Abfluss für Ereignis 4

Ereignis 5

Die Güte der Regressionsmodelle für das fünfte Ereignis vom 18.02. bis 27.02.99 liegt zwischen 0,64 und 0,99 für die Rohdaten und 0,69 und 0,99 für die rangtransformierten Daten. Wie schon bei Ereignis 4 liegen die R²-Werte insbesondere im ansteigenden Ast der Abflussganglinie für die rangtransformierten Daten bis zu 0,2 höher als für die nicht transformierten. Als Sensitivitätsmaß wird daher ebenfalls der standardisierte Regressionskoeffizient ausgewertet. Die Nichtlinearität der Input-Output-Beziehung ist für das extreme Ereignis nicht überraschend.



Abb. 8.21: Parametersensitivitäten vor dem Hintergrund von Niederschlagsinput und simuliertem Abfluss für Ereignis 5

Aus der Analyse des in Abbildung 8.21 dargestellten Verlaufs der Sensitivitäten lassen sich folgende Schlüsse ziehen: TT erweist sich für das Ereignis 5 als deutlich sensitiver als für Ereignis 4, während der SRRC für CFMAX abgesehen von wenigen Stunden am Ende des Simulationszeitraums unter 0,2 liegt. Diese Beobachtung lässt sich erklären, wenn man die Dynamik der Schneedecke in die Betrachtung mit einbezieht, die in Abbildung 8.22 zusammen mit der Gebietsmitteltemperatur und den sensitiven Parametern der Schneeroutine dargestellt ist.



Abb. 8.22: Sensitivität der Schneeparameter vor dem Hintergrund des Niederschlagsinputs, der Lufttemperatur und des Wasseräquivalents der Schneedecke für den besten, schlechtesten und mittleren Parametersatz (bezogen auf R_{eff Oberried}) für Ereignis 5

Ereignis 5 weist einen deutlich höheren Niederschlagsinput bei tieferen Lufttemperaturen als das vierte Ereignis auf. Die Bedeutung des als Schnee simulierten Niederschlags und daraus resultierend des Parameters TT muss deshalb für den letzten betrachteten Zeitraum höher sein. Aufgrund der tieferen Lufttemperatur spielt die Schneeschmelze eine weniger bedeutende Rolle, was die geringere Sensitivität von CFMAX erklärt. Der Vergleich des simulierten Wasseräquivalents der Schneedecke bestätigt dies: Während in der ersten Hälfte von Ereignis 4, in der sich CFMAX als besonders sensitiv erweist, das Wasseräquivalent stark zurückgeht, wird für Ereignis 5 nur ein relativ geringer Rückgang simuliert.

Bei den übrigen Parametern ergeben sich hinsichtlich der Dynamik kaum Unterschiede zum Ereignis 4. Die relative Bedeutung einzelner Parameter variiert in Abhängigkeit von den Randbedingungen. Wie für Ereignis 4 ergibt sich auch für das fünfte Ereignis eine geringere Sensitivität der BETA-Parameter als bei den Sommerereignissen. Als weitere relevante Parameter ergeben sich FC_FLI und EDI_K.

Zusammenfassung

Tabelle 8.8 stellt einen Versuch dar, die komplexen Ergebnisse der regressionsbasierten Sensitivitätsanalyse für das Gesamteinzugsgebiet der Brugga in Anlehnung an UHLENBROOK (1999, 154) zusammenzufassen. Die Einteilung in nicht sensitive Parameter (N), gering sensitive (S), sensitive (SS) und sehr sensitive Parameter (SSS), die in Tabelle 8.7 aufgelistet ist, wurde unter Berücksichtigung der SRC- bzw. SRRC-Werte aller variablen Parameter getroffen.

Wert des SRC bzw. SRRC	Parametersensitivität	Abkürzung
< 0,2	nicht sensitiv	Ν
0,2 - 0,4	gering sensitiv	S
0,4 - 0,6	sensitiv	SS
> 0,6	sehr sensitiv	SSS

Tab. 8.7: Schwellenwerte für die Klassifizierung der Parametersensitivitäten

Tab. 8.8: Parametersensitivität nach der Regressionsanalyse für das Gesamteinzugsgebiet

Parameter		Sensitivität				
	ansteigender	Spitzen-	Rezessions-	Niedrig-		
	Ast	abfluss	ast	wasser		
Niederschlagskorrel	ktur					
WindA	N bis S	N bis S	Ν	Ν		
WindB	N bis S	N bis S	Ν	Ν		
Schneeroutine						
ТТ	N bis S	N bis S	N bis S	Schnee-		
TT_melt	Ν	Ν	Ν	routine		
TT_melt_forest	Ν	Ν	Ν	nicht		
SFCF	Ν	Ν	Ν	aktiv		
CFMAX	N bis SS	N bis SS	N bis SS			

Parameter		Sens	itivität	
	ansteigender	Spitzen-	Rezessions-	Niedrig-
	Ast	abfluss	ast	wasser
Bodenroutine				
FC_DH	Ν	Ν	Ν	Ν
FC_DI	N bis S	N bis S	N bis S	Ν
FC_FI	Ν	Ν	Ν	Ν
FC_DV	Ν	Ν	Ν	Ν
FC_FLI	N bis S	Ν	Ν	Ν
FC_EDI	Ν	Ν	Ν	Ν
BETA_DH	Ν	Ν	Ν	Ν
BETA_DI	Ν	N bis S	N bis S	Ν
BETA_FI	N bis S	N bis S	N bis S	Ν
BETA_DV	Ν	Ν	Ν	Ν
BETA_FLI	N bis S	N bis S	Ν	Ν
BETA_EDI	Ν	Ν	Ν	Ν
Abflussbildungsrou	tine			
DH_K	Ν	Ν	Ν	Ν
DI_K_u	S bis SS	S bis SS	S bis SSS	Ν
DI_K_I	N bis S	N bis S	N bis S	Ν
DI_T	Ν	Ν	N bis S	Ν
DI_H	Ν	Ν	Ν	Ν
FI_K_u	S bis SSS	S bis SS	N bis S	Ν
FI_K_I	Ν	Ν	Ν	Ν
FI_T	Ν	Ν	Ν	Ν
FI_H	Ν	Ν	Ν	Ν
DV_K	Ν	Ν	Ν	Ν
FLI_K_u	N bis SSS	S bis SS	N bis SS	Ν
FLI_K_I	Ν	Ν	Ν	Ν
FLI_T	Ν	Ν	Ν	Ν
FLI_H	Ν	Ν	Ν	Ν
EDI_K	Ν	Ν	N bis S	Ν
MTD	S bis SSS	SS bis SSS	Ν	Ν
MTD_K	Ν	Ν	N bis S	Ν
GW_K	N bis S	N bis S	SSS	SSS
All_P	Ν	Ν	N bis S	Ν

Zusammenfassend lassen sich anhand der für die fünf untersuchten Simulationszeiträume erzielten Ergebnisse folgende Aussagen treffen:

- 1. Die Sensitivitäten sind sowohl zeitlich (von Ereignis zu Ereignis und im Verlauf eines Hochwasserereignisses) als auch räumlich sehr variabel. Es zeigt sich eine Abhängigkeit von folgenden Rand- und Anfangsbedingungen:
 - Niederschlags-Input
 - Lufttemperatur (für Schneeparameter)
 - Speicherfüllungen
 - Anteile einzelner Abflusskomponenten
 - Struktur des Einzugsgebiets, vorherrschende Prozesse und deren Konzeptionalisierung

- 2. Die Sensitivitäten stellen keine für das Modell konstante Größe dar, sondern müssen immer im Kontext des modellierten Zeitraums und des untersuchten Ortes betrachtet werden. Eine Übertragung der Ergebnisse auf ungemessene Zeiträume oder andere Einzugsgebiete ist daher nur bei vergleichbaren Randbedingungen möglich.
- 3. Als sehr sensitiv für den Zeitraum des Spitzenabflusses der Hochwasserereignisse sind die Auslaufkoeffizienten der oberen Speicher DI_K_u, FLI_K_u, FI_K_u sowie der Sättigungsflächenparameter MTD einzustufen.
- 4. Für die Niedrigwasserperiode erweist sich der Auslaufkoeffizient des Grundwasserspeichers als einziger sensitiver Parameter.
- 5. Die Interpretation der Sensitivitäten vor dem Hintergrund zusätzlicher simulierter und gemessener Zeitreihen, z.B. Speicherfüllungen oder Lufttemperatur, ermöglicht eine Kontrolle und Plausibilisierung des internen Modellverhaltens und damit des Modell-konzepts.

8.2.3 Vergleich der Ergebnisse der Regional Sensitivity Analysis und der Regressionsanalyse

Aufgrund der visuellen Form der Analyse ist bei der zeitabhängigen Regional Sensitivity Analysis im Gegensatz zur Regressionsanalyse keine Darstellung der zeitlichen Änderung der Sensitivitäten in einer einzigen Graphik möglich. Es können lediglich die kumulierten Verteilungen für jeden Zeitschritt einzeln untersucht werden. Soll eine zeitabhängige Regional Sensitivity Analysis ohne vorherige Regressionsanalyse durchgeführt werden, müssen Zusatzinformationen über Niederschlagsinput, Gebietsmittel der Lufttemperatur (bei Gebrauch der Schneeroutine), Speicherfüllungen und Abflusskomponenten vorliegen. Anhand deren zeitlichen Verlaufs können relevante Zeitschritte oder kürzere Zeiträume selektiert werden.

Eine Analyse der Diagramme für den Vergleich der beiden Methoden wurde für alle fünf Ereignisse jeweils für folgende Zeitpunkte vorgenommen Neben dem ersten und letzten Zeitschritt jedes Simulationszeitraums und dem Zeitpunkt des Scheitelabflusses wurden die Stunden betrachtet, für die sich bei der Regressionsanalyse deutliche Änderungen der Sensitivitäten, z.B. durch Niederschlagsinput, ergaben. An dieser Stelle sind exemplarisch die kumulierten Verteilungen ausgewählter Parameter und Zeitschritte für das Ereignis 1 im Vergleich zu den Ergebnissen der Regressionsanalyse dargestellt (Abbildung 8.23 und 8.24). Für die Parameter MTD, DI_K_u und GW_K zeigt sich eine Übereinstimmung des zeitlichen Verlaufs der Sensitivitäten. Die Relevanz von FI_K_u weist dagegen bei der Regional Sensitivity Analysis kein deutliches Maximum am 22.08. um 02:00 Uhr auf. Auch der bei der Regressionsanalyse deutliche Anstieg der Sensitivität zum Zeitpunkt des Spitzenabflusses ist nicht so stark ausgeprägt.



Abb. 8.23: Kumulierte Verteilungen der zeitabhängigen Regional Sensitivity Analysis der Parameter (a) DI_K_u und (c) MTD für ausgewählte Zeitschritte von Ereignis 1 im Vergleich zu den mithilfe der Regressionsanalyse berechneten Sensitivitäten ((b))



Abb. 8.24: Kumulierte Verteilungen der zeitabhängigen Regional Sensitivity Analysis der Parameter (a) GW_K und (c) FI_K_u für ausgewählte Zeitschritte von Ereignis 1 im Vergleich zu den mithilfe der Regressionsanalyse berechneten Sensitivitäten ((b))

Zusammenfassend über alle Ereignisse und Parameter lassen sich folgenden Aussagen treffen:

1. Die durch die Regional Sensitivity Analysis ermittelte zeitliche Dynamik der Parametersensitivitäten stimmt mit der der Regressionsanalyse im wesentlichen gut überein. Für vereinzelte Ereignisse und Parameter sind die bei der Regressionsanalyse deutliche sichtbaren Reaktionen auf kleinere Niederschlagsereignisse bei der Regional Sensitivity Analysis nicht zu erkennen.

- 2. Die Relationen im zeitlichen Verlauf der Sensitivität einzelner Parameter sowie das Ranking der Parametersensitivitäten untereinander zu einem bestimmten Zeitschritt wiesen, bevorzugt im Zeitraum des Spitzenabflusses, teilweise geringe Differenzen zwischen beiden Methoden auf. Es handelt sich dabei wiederum nur um einzelne Parameter und Ereignisse, systematische Abweichungen sind nicht festzustellen. Es ist weiterhin zu berücksichtigen, dass bei der Regional Sensitivity Analysis kein quantitativer Vergleich wie für die standardisierten Regressionskoeffizienten, sondern nur ein optischer Vergleich der kumulierten Verteilungen möglich ist, was eine objektive Beurteilung erschwert.
- 3. Die Regressionsanalyse erweist sich als geeignet für die Untersuchung eines komplexen Modells wie TAC^D.

8.2.4 Fazit

Die Sensitivitätsanalyse nach der Regional Sensitivity Analysis-Methode liefert verglichen mit der Regressionsanalyse nur wenig Informationen. Es ergeben sich acht für die Abflusssimulation relevante Parameter, wobei sich zwischen den einzelnen Ereignissen eine große Variabilität zeigt. Als sehr sensitiv erweisen sich vor allem die Auslaufkoeffizienten des Grundwasserspeichers sowie des oberen Speichers der Abflussbildungsklasse "verzögerter Interflow".

Die Regressionsmodelle der regressionsbasierten Sensitivitätsanalyse weisen durchgängig hohe Bestimmtheitsmaße auf. Ihre komplexen Ergebnisse lassen sich folgendermaßen zusammenfassen: Die größte Sensitivität für den Spitzenabfluss weisen die Auslaufkoeffizienten DI_K_u, FLI_K_u und FI_K_u sowie der Sättigungsflächenparameter MTD auf. Für die Niedrigwasserperiode erweist sich der Auslaufkoeffizient des Grundwassers als einflussreichster Parameter. Die Relevanz einzelner Parameter für die Abflusssimulation stellt keine Modellkonstante dar, sondern ist in Abhängigkeit von den Anfangs- und Randbedingungen sowohl zeitlich als auch räumlich variabel. Die wesentlichen Einflussgrößen neben dem Niederschlag und der Lufttemperatur als System-Inputgrößen sind die Speicherfüllungen, die Anteile einzelner Abflusskomponenten am Gesamteinfluss sowie die Struktur des modellierten Einzugsgebiets und dessen Konzeptionalisierung. Die Parametersensitivität muss folglich immer vor dem Hintergrund des untersuchten Zeitraums und des modellierten Einzugsgebiets betrachtet werden, eine Übertragung der Ergebnisse auf Modellanwendungen in anderen Gebieten oder andere Zeiträume ist nur bedingt möglich.

Die korrekte Simulation und Reaktion der internen Modellzustände konnte durch eine Interpretation der Sensitivitäten vor dem Hintergrund von simulierten und gemessenen Zusatzinformationen überprüft und so das Modellkonzept plausibilisiert werden.

Der Vergleich der mithilfe der Regressionsanalyse und der zeitabhängigen Regional Sensitivity Analysis ermittelten Sensitivitäten bestätigte die Eignung der Regressionsanalyse für die Sensitivitätsanalyse bei einem komplexen Einzugsgebietsmodell wie TAC^D.

8.3 Unsicherheitsanalysen

8.3.1 Einleitung

Bei den folgenden Ergebnissen der Unsicherheitsanalysen gilt es zu beachten, dass sie nur unter den speziellen, dieser Arbeit zugrunde gelegten Randbedingungen Gültigkeit besitzen. Wesentlich ist die in Abschnitt 7.3.1 erläuterte Festlegung der Schwellenwerte für die Gütemaße. Weiterhin spielen die Randbedingungen der Monte-Carlo-Simulation und der modellierten Zeiträume sowie die Initialisierung eine Rolle.

Obwohl die Wahrscheinlichkeitsgewichtungen der GLUE-Methode laut BEVEN & BINLEY (1992, 285) alle Unsicherheitsquellen als Ganzes reflektieren, spiegeln ihre Ergebnisse, wie bereits in Abschnitt 4.5.2 erläutert, im wesentlichen den Einfluss der Parameterunsicherheit wider. Der Beitrag anderer Unsicherheitsquellen wird in dieser Arbeit nicht gesondert quantifiziert.

8.3.2 Verringerung der Parameterunsicherheit durch Multiple-responseund Multiscale-Daten

8.3.2.1 Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation

Aufgrund der geringen Gütemaße der Silikatsimulationen (siehe Abschnitt 8.1.2) wurden für Ereignis 1 keine Tracerdaten in die Untersuchung miteinbezogen, sondern nur die Abflusssimulationen. Für die Ereignisse 2, 4 und 5 wurden die Gütemaße R_{eff Oberried}, R_{eff St. Wilhelm} und R² _{Silikat} in verschiedenen Kombinationen berücksichtigt. Die Niedrigwasserperiode (Ereignis 3) wurde aus den in Abschnitt 7.3.1 erläuterten Gründen nicht analysiert.

Ereignis 1

Abbildung 8.25 zeigt die 5 %- und 95 %-Quantile unter Berücksichtigung verschiedener Gütemaße. Werden die nach der Neuskalierung durch die Fuzzy-membership-function für $R_{eff Oberried}$ verbleibenden Wahrscheinlichkeiten für die Berechnung verwendet, ergibt sich bei einer Vertrauenswahrscheinlichkeit von 95 % für den simulierten Scheitelabfluss eine große Spannbreite von 2,9 m³/s bis 6,1 m³/s. Die Kombination der fuzzy-transformierten Gütemaße von $R_{eff Oberried}$ und $R_{eff St.Wilhelm}$ liefert sowohl im Zeitraum des Spitzenabflusses als auch in Teilen des abfallenden Astes ein höheres 95 %-Quantil als das allein anhand von $R_{eff Oberried}$ berechnete. Das 5 %-Quantil verschiebt sich im Bereich des Abflusspeaks deutlich nach oben und engt so den Unsicherheitsbereich ein. Die Einbeziehung von $R_{eff St.Wilhelm}$ in die Gesamtgüte der Simulation führt offens ichtlich zum Ausschluss zahlreicher Parameterkombinationen, die niedrige Abflusssimulationen liefern. Derselbe Effekt zeigt sich auch bei der Analyse der Unsicherheitsbereiche für Ereignis 2 sowie, wenn auch weniger ausgeprägt, für das vierte Ereignis. Die Spannbreite der Spitzenabflüsse bei einer Vertrauenswahrscheinlichkeit von 95 % liegt für die Kombination der beiden Modelleffizienzen zwischen 4,6 m³/s und 6,4 m³/s. Für den Rezessionsast ergeben sich ähnlich weite Unsicherheitsbereiche wie im Zeitraum des Scheitelabflusses.



Abb. 8.25: Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation für den Pegel Oberried (5 %- und 95 %-Quantil) unter Berücksichtigung verschiedener Gütemaße für Ereignis 1

Beim Vergleich mit dem gemessenen Abfluss zeigt sich folgendes Bild: Für das unkombinierte Gütemaß R_{eff Oberried} liegen die Messwerte im Zeitraum des Spitzenabflusses innerhalb der für die modellierten Abflüsse berechneten Quantile. Vor Ereignisbeginn und im abfallenden Ast der Ganglinie liegt der simulierte Abfluss zu hoch und nur sehr knapp innerhalb bzw. schon außerhalb der Unsicherheitsbereiche. Für die kombinierte Wahrscheinlichkeit liegen die beobachteten Werte fast durchgängig unterhalb des 5 %-Quantils. Mögliche Gründe hierfür können sein:

- 1. Fehlerhafte Inputdaten oder unzureichende Regionalisierung
- 2. Unzureichende Initialisierung
- 3. Unzureichende Modellstruktur
- 4. Ungeeignete Ausschlusskriterien für die Gütemaße

Auffällig ist, dass die Unsicherheitsbereiche unabhängig von einer Zunahme des gemessenen Abflusses bei Niederschlagsinput deutlich größer werden. Fehlerhafte Niederschlags-Messwerte oder deren Regionalisierung können daher von Bedeutung sein. Die Tatsache, dass die Simulation den gemessenen Abfluss überschätzt, deutet entweder auf eine unzureichende Initialisierung oder eine unzureichende Modellstruktur hin. Bei einer veränderten Definition der Wahrscheinlichkeiten ergäben sich andere Unsicherheitsbereiche, für die die gemessenen Abflüsse eventuell noch innerhalb der Quantile liegen würden.

Ereignis 2

In Abbildung 8.26 sind die 5 %- und 95 %-Quantile unter Berücksichtigung der verschiedenen Gütemaße dargestellt.



Abb. 8.26: Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation für den Pegel Oberreid (5 %- und 95 %-Quantil) unter Berücksichtigung verschiedener Gütemaße für Ereignis 2

Für das unter alleiniger Berücksichtigung des Gütemaßes R_{eff} Oberried berechnete 5 %-Quantil ergibt sich für den Spitzenabfluss ein Wert von 6,1 m³/s, das 95 %-Quantil liegt zu diesem Zeitpunkt bei 10,7 m³/s. Die 95 %-Quantile sind über den gesamten Ereignisverlauf für alle kombinierten Gütemaße nahezu deckungsgleich. Durch die Kombination R_{eff} Oberried / R^2 Silikat rückt das 5 %-Quantil nach oben und engt dadurch die Spannbreite der simulierten Abflüsse ein. Die Verwendung von R_{eff} Oberried und R_{eff} St.Wilhelm erzielt demgegenüber eine nochmalige deutliche Anhebung des unteren Quantils. Allerdings führt das enge Unsicherheitsband, dass sich für die Kombination R_{eff} Oberried / R_{eff} St.Wilhelm ergibt dazu, dass die beobachteten Abflüsse aus den bereits für Ereignis 1 diskutierten Gründen nicht mehr innerhalb der betrachteten Quantile liegen.

Die Kombination aller drei Gütemaße führt zu keiner weiteren Einschränkung der Unsicherheit. Es gilt zu beachten, dass nach der Integration aller drei Gütemaße nur relativ wenige Parametersätze übrig bleiben (vgl. Tabelle 7.2), sodass die daraus resultierenden Unsicherheitsbereiche empfindlich auf Ausreißer reagieren.

Für Ereignis 2 ergeben sich, wie Abbildung 8.33 zeigt, die größten Differenzen hinsichtlich der Effektivität der Multiple-response- und der Multiscale-Daten für die Einschränkung der Unsicherheitsbereiche. Für diesen Zeitraum sind daher zusätzlich die 5 %- und 95 %-Quantile der Silikatsimulation und der Abflusssimulation für den Pegel St. Wilhelm dargestellt (Abbildung 8.27 bzw. 8.28). Die Berechnung der Quantile erfolgte unter Verwendung der auch für die Kombination berücksichtigten, fuzzy-transformierten Gütemaße. Die Werte des 5 %- und des 95 %-Quantils zum Zeitpunkt der geringsten Silikatkonzentration liegen bei 2,5 bzw. 3,7 mg/l. Bezogen auf das untere Quantil ergibt sich zwischen diesen beiden Werten eine Spannweite von 48 %.



Abb. 8.27: Unsicherheitsbereiche der Silikatsimulation (5 %- und 95 %-Quantil) für Ereignis 2

Für die Simulation am Pegel St. Wilhelm liegen die Abflüsse bei einem Konfidenzintervall von 95 % zwischen 3,0 bis 4,7 m^3 /s. In Prozent des oberen Quantils ausgedrückt ergibt sich daraus ein Wert von 36 %. Die Abflusssimulation ist im Fall von Ereignis 2 folglich mit einer geringeren Unsicherheit behaftet als die Silikatmodellierung.



Abb. 8.28: Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation für den Pegel St. Wilhelm (5 %- und 95 %-Quantil) für Ereignis 2

Ereignis 4

Für Ereignis 4 ergeben sich, wie Abbildung 8.29 zeigt, für das 5 %-Quantil von den ersten beiden Ereignissen abweichende Resultate. Die Einschränkung der Unsicherheitsbereiche sowohl durch die Kombination von R_{eff Oberried} und R²_{Silikat} als auch durch R_{eff Oberried} / R_{eff St.Wilhelm} fällt deutlich geringer aus. Insbesondere gilt dies für die Zeiträume der Abflussmaxima. Bei den oberen Quantilen ergibt sich folgendes Bild: Für die ersten beiden Peaks liegen alle kombinierten 95 %-Quantile unterhalb des auf der Basis von R_{eff Oberried} berechneten. Für die folgenden drei niedrigeren Abflusspitzen verschiebt die Verwendung von R_{eff Oberried} und R²_{Silikat} die Werte im Vergleich zu R_{eff Oberried} nach oben, die Kombination R_{eff Oberried} / R_{eff St.Wilhelm} nach unten. Für das letzte Maximum sowie im abfallenden Ast sind alle Quantile deckungsgleich. Die 5 %-Quantile zeigen für R_{eff Oberried} allein, R_{eff Oberried} kombiniert mit R²_{Silikat} und R_{eff Oberried} kombiniert mit R_{eff} St.Wilhelm nur geringe Unterschiede. Die Werte verschieben sich durch die Verwendung mehrerer Gütemaße nur geringfügig nach oben. Besonders für die beiden höchsten Abflusspeaks sind die Differenzen minimal.

Die Kombination aller drei Gütemaße bewirkt für Ereignis 4 im Unterschied zu Ereignis 2 eine zusätzliche starke Einengung der Unsicherheitsbereiche, indem sie das untere Quantil nach oben verschiebt. Das 95 %-Quantil bleibt nahezu unverändert. Auch hier ist, wie bereits für Ereignis 2 erläutert, zu berücksichtigen, dass die aus der Kombination aller drei resultierenden Unsicherheitsbereiche sensitiv gegenüber Ausreißern sind.

Die Messdaten liegen, abgesehen vom ersten und letzten Abflussmaximum, innerhalb der Quantile. Möglicherweise spielt bei den beiden genannten Abflussspitzen der aus lösende Niederschlag ein Rolle: Er weist höhere Intensitäten als im restlichen Zeitraum auf.



Abb. 8.29: Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation für den Pegel Oberried (5 %- und 95 %-Quantil) unter Berücksichtigung verschiedener Gütemaße für Ereignis 4



Abb. 8.30: Unsicherheitsbereiche der Silikatsimulation (5 %- und 95 %-Quantil) für Ereignis 4

In den Abbildungen 8.30 und 8.31 sind, wie für Ereignis 2, die Unsicherheitsbereiche der Silikatsimulation bzw. der Abflusssimulation für den Pegel St. Wilhelm dargestellt. Ereignis 4 weist die geringsten Unterschiede hinsichtlich der durch die Integration der Silikatkonzentrationen bzw. der Abflüsse des St. Wilhelmer Talbachs erzielbaren Einschränkung der Unsicherheitsbereiche auf. Bei der Silikatsimulation ergeben sich zum Zeitpunkt des simulierten Konzentrationsminimums für das obere bzw. untere Quantil Werte von 3,4 und 4,2 mg/l. Zieht man das untere Quantil als Bezugswert heran, ergibt sich aus diesen Werten ein Prozentsatz von 24 %. Im Vergleich zu Ereignis 2 liegt damit die Unsicherheit der Silikatsimulation deutlich niedriger.

Für die Abflusssimulation am Pegel St. Wilhelm ergibt sich für den ersten Abflusspeak am 22.03. um 00:00 eine große Simulationsunsicherheit, die eventuell, wie bereits für die Modellierung des Abflusses am Pegel St. Wilhelm diskutiert, durch die hohe Niederschlagsintensität bedingt ist. Der Unsicherheitsbereich der anderen Maxima fällt deutlich geringer aus. In Prozentzahlen ausgedrückt ergeben sich für die Spannweiten zwischen dem 5 %- und dem 95 %-Quantil Werte von 51 % für den ersten und 16 % für den zweiten Abflussscheitel. Als Bezugspunkt wurde dabei der jeweilige Wert des oberen Quantils gewählt.



Abb. 8.31: Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation für den Pegel St. Wilhelm (5 %- und 95 %-Quantil) für Ereignis 4

Ereignis 5

Für das Ereignis im Februar 1999 ergeben sich für die verschiedenen 5 %-Quantile nur geringe Differenzen. Das 95 %-Quantil liegt für R_{eff} Oberried / $R^2_{Silikat}$ im Bereich des Spitzenabflusses geringfügig niedriger als für R_{eff} Oberried. Deutlich nach unten verschieben sich die Werte durch

die Kombination von R_{eff Oberried} und R_{eff St.Wilhelm}. Die Kombination aller drei Gütemaße bewirkt keine weitere Einschränkung der Unsicherheit.

Die Messwerte liegen für R_{eff} Oberried / R_{eff} St.Wilhelm</sub> und für die Kombination aller drei Maße im Bereich des Spitzenabflusses nicht mehr innerhalb der Quantile. Im Gegensatz zu den bisher betrachteten Zeiträumen liegen die gemessenen Abflüsse in diesem Fall jedoch oberhalb der Unsicherheitsbereiche. Aufgrund des extremen Charakters des Ereignisses liegt die Vermutung nahe, dass das natürliche System vom Modell nur unzureichend wiedergeben werden kann, und deshalb zu niedrige Abflüsse simuliert werden. Bei Extremniederschlägen in Kombination mit Schneeschmelze kann beispielsweise, insbesondere auf durch flächenhaft ausgebildete Eislinsen versiegeltem Boden, Horton´scher Landoberflächenabfluss von großer Relevanz sein. Dieser Prozess ist in TAC^D bisher nur für versiegelte Bereiche konzeptionalisiert. Weiterhin kann extremer Niederschlag oder die Schneeschmelze zu einer Ausweitung der Sättigungsflächen führen, deren räumliche Ausdehnung bisher als konstant betrachtet wird. Solche durch Aufsättigung entstandene Sättigungsflächen wurden während des Extremereignisses im Februar 1999 beobachtet. Eine genauere Diskussion diesbezüglicher Modellverbesserungen folgt in Abschnitt 8.4.1.



Abb. 8.32: Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation für den Pegel Oberried (5 %- und 95 % Quantil) unter Berücksichtigung verschiedener Gütemaße für Ereignis 5

Zusammenfassung

	Spannbreite des simulierten Abflusspeaks (95 %Konfidenzintervall) [m³/s]			
	Ereignis			
	1	2	4 * ⁾	5
Reff Oberried	2,9 - 6,1	6,1 - 10,9	3,1 - 4,7	16,3 - 24,1
Reff Oberried / R ² Silikat	-	6,9 - 11,0	3,2 - 4,6	16,2 - 23,4
Reff Oberried / Reff St.Wilhelm	4,6 - 6,4	9,1 - 11,0	3,1 - 4,6	15,5 - 20,3
$R_{eff \ Oberried} \ / \ R_{eff \ St.Wilhelm} \ / \ R^2 \ Silikat$	-	9,1 - 11,0	3,4 - 4,6	15,6 - 20,3

Tab. 8.9: Spannweite der simulierten Abflusspeaks bei einem Konfidenzintervall von 95 %

*) Werte für höchsten Peak

Tabelle 8.9, in der die Spannweiten der simulierten Abflussmaxima bei einem Konfidenzintervall von 95 % aufgeführt sind, fasst die oben diskutierten Ergebnisse in Zahlen zusammen. Eine Visualisierung dieser Werte erfolgt in Abbildung 8.33. Um einen Vergleich zwischen den absoluten Abflüssen der Ereignisse zu ermöglichen, sind zusätzlich die Spannweiten in % des jeweiligen Werts des 95 %-Quantils angegeben.



Abb. 8.33: Spannweiten der simulierten Abflusspeaks bei einem Konfidenzintervall von 95 %. Die Zahlen geben die Spannweite in % des jeweiligen Maximalwerts an. Als erstes Ergebnis ist festzuhalten, dass die anhand der fuzzy-transformierten Modelleffizienz für den Pegel Oberried berechneten Unsicherheitsspannweiten ereignisabhängig sind. Die größte relative Unsicherheit ergibt sich für Ereignis 1, die geringsten relativen Unsicherheitsbereiche weist das fünfte Ereignis auf.

Für die Winterereignisse ergibt sich prozentual gesehen keine größere Simulationsunsicherheit als für die Sommerereignisse, was aufgrund der größeren Fehler bei der Erfassung von festem Niederschlag und der Schwierigkeit der korrekten Simulation der Schneedeckenprozesse denkbar wäre.

Der Vergleich der unter Verwendung der Multiscale- und Multiple-response-Daten berechneten Unsicherheitsbereiche liefert folgende Erkenntnisse: Die Integration der simulierten Abflüsse des Teileinzugsgebiets schränkt im Vergleich zur Verwendung der simulierten Silikatkonzentrationen die Unsicherheit bei zwei von drei Ereignissen stärker ein. Bei einem Ereignis sind die Resultate annähernd gleich. Auf den ersten Blick scheint die Integration der Tracerdaten daher weniger effektiv. Tatsächlich sind beide Datenquellen dann gleichwertig, wenn die Güte der Silikatsimulation vergleichbar hohe Werte wie die Güte der Abflusssimulationen für den Pegel St. Wilhelm aufweist. Dies ist bei Ereignis 4 der Fall. Die deutlichsten Unterschiede ergeben sich für das zweite Ereignis. Es weist, abgesehen von Ereignis 1, dessen Tracermodellierung von Beginn an als unzureichend bewertet wurde, die schlechteste Güte der Silikatsimulationen auf. Als Folge dessen musste beim zweiten Freignis für die Kombination der Gütemaße die höchste Anzahl an Parametersätzen berücksichtigt werden (vgl. Tabelle 8.3 und 7.2).

Der Unterschied zwischen den beiden Zielgrößen hinsichtlich ihrer Effektivität für die Einschränkung der Unsicherheitsbereiche liegt folglich vor allem in dem Problem begründet, gute Silikatsimulationen zu erzielen. Die dabei auftretenden Schwierigkeiten wurden bereits in Abschnitt 6.1.5 aufgeführt. Als weiterer Punkt kommt hinzu, dass sich die korrekte Modellierung der einzelnen Abflusskomponenten als schwierig herausstellt. Wie Abbildung 8.11 zeigt, variieren die Beiträge der einzelnen Komponenten zum Gesamtabfluss in Abhängigkeit von der für die Simulation verwendeten Parameterkombination beträchtlich. Trotz dieser Probleme sind die Silikatkonzentrationen eine Größe, mit deren Hilfe die Unsicherheit der Modellergebnisse eingeschränkt werden kann. Zusammenfassend lassen sich folgende Aussagen treffen:

- 1. Aufgrund der Parameterunsicherheit ergeben sich weite, ereignisabhängige Unsicherheitsspannen für die simulierten Abflüsse.
- 2. Die Unsicherheitsbereiche sind neben der Parameterunsicherheit abhängig von
 - Niederschlagsinput
 - Modellstruktur
 - Initialisierung
 - Ausschlusskriterien für die der Berechnung zugrunde gelegten Gütemaße

Die Analyse des Beitrags dieser Fehlerquellen zur Simulationsunsicherheit war jedoch nicht Gegenstand dieser Arbeit.

- Durch die Verwendung multipler G
 ütema
 ße, die sich durch die Kombination der Gr
 ößen R_{eff Oberried}, R_{eff St.Wilhelm} und R²_{Silikat} ergeben, l
 ässt sich die Unsicherheit der Abflusssimulation verringern.
- 4. Die Qualität der simulierten Multiple-response- bzw. Multiscale-Größen ist der entscheidende Faktor dafür, wie groß die mit ihrer Hilfe zu erzielende Reduktion der Unsicherheit ist.

In der Literatur finden sich zahlreiche Arbeiten, in denen Multiple-response-Daten ebenfalls mit Erfolg für eine Einengung der Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulation herangezogen wurden. Einige Autoren verwendeten dabei neben integralen auch distribuierte Outputgrößen, wie z.B. FRANKS ET AL (1998) die Ausdehnung von Sättigungsflächen und LAMB ET AL (1998, zit. in CHRISTIAENS 2001, 210) flächendetaillierte Grundwasserstände. Ein quantitativer Vergleich der in diesen Arbeiten erzielten Verringerung der Unsicherheit mit den vorliegenden Ergebnissen ist aufgrund der unterschiedlichen Randbedingungen der Analysen nicht sinnvoll. Vergleichbare Studien darüber, ob Multiple-response- oder Multiscale-Größen für eine Einengung der Unsicherheitsbereiche effektiver sind, sind der Autorin nicht bekannt.

8.3.2.2 Parameter-Wertebereiche

Bis auf wenige Ausnahmen sind die Dotty Plots für das Gütemaß R_{eff} Oberried für sämtliche Parameter und Zeiträume undefiniert. Der Auslaufkoeffizient des Grundwassers erweist sich für die Ereignisse 1 bis 4 als definiert, für Ereignis 5 dagegen nicht. Abgesehen von GW_K sind nur DI_K_u für die ersten beiden Ereignisse, FI_K_u für Ereignis 4 und FLI_K_u für die Ereignisse 4 und 5 definiert. UHLENBROOK ET AL (1999) machten in ihrer mit dem HBV-Modell durchgeführten Studie ebenfalls die Beobachtung, dass für die meisten Parameter - auch für sensitive- gute und schlechte Simulationen innerhalb eines weiten Parameterbereichs möglich sind. Der Grund hierfür ist, dass nicht der Wert eines einzigen Parameters für die Güte der Modellsimulation entscheidend ist, sondern der komplette Parametersatz. Eine weitere mögliche Erklärung wäre, dass die den vorliegenden Untersuchungen zugrunde gelegten Parameterbereiche zu klein gewählt wurden.

Die Maximalwerte der kombinierten Gütemaße setzen sich im Vergleich zu denen der einzelnen Maße meist deutlicher von den übrigen Werten ab (vgl. Abschnitt 8.1.1). Bei der Kombination von zwei Einzelmaßen ergeben sich zwischen null und zehn Parameterkombinationen, deren Güte innerhalb eines Bereichs von 95 % des kombinierten Maximalwerts liegen. Unterhalb dieses Maximums sind die Dotty Plots jedoch nach der Kombination von zwei Gütemaßen nicht definierter als davor. Bei der Berechnung eines multiplen Gütemaßes aus allen drei Einzelmaßen ergeben sich für die Streudiagramme zu wenig Punkte, um gesicherte Ergebnisse zuzulassen. In den Abbildungen A.1 und A.2 sind beispielhaft die Dotty Plots des definierten Parameters GW_K bzw. des undefinierten Parameters BETA_FI vor und nach der Kombination der einzelnen Gütemaße für das Ereignis 2 dargestellt.

Durch die Berücksichtigung mehrerer Zielgrößen ist für die Modellparameter keine Einengung der Parameter-Wertebereiche, in denen gute Simulationen anzutreffen sind, möglich. Diese Beobachtung ist überraschend. Bei der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Literaturstudie fanden sich zahlreiche Arbeiten, in denen die Integration von Multiple-response-Daten eine solche Einengung bewirkte. Demgegenüber stand kein einziges erfolgloses Gegenbeispiel. CHRISTIAENS (2001) konnte durch die Verwendung der zusätzlichen Zielgrößen Bodenfeuchtegehalt und Grundwasserstand die Wertebereiche, innerhalb derer gute Simulationen zu erzielen waren, teilweise bis zu 80 % einschränken. Weitere Positivbeispiele liefern z.B. SEIBERT & MCDONNELL (2002), FRANKS ET AL (1998), SEIBERT (1997) und O'CONNELL & TODINI (1996, zit. in ANDERTON ET AL 2002, 334). Aus der Analyse der Dotty Plots lässt sich der Schluss ziehen, dass die Komplexität der Parameterinteraktionen in TAC^D sehr groß ist. Selbst die durch eine Anpassung an zwei simulierte Zielgrößen erzielte Einschränkung der Freiheitsgrade reicht nicht aus, um Aussagen darüber treffen zu können, in welchem Wertebereich eines Parameters die besten Simulationen anzutreffen sind.

Durch die Integration der zusätzlichen Gütemaße ergibt sich auch keine optimale Parameterkombination, die alle Ereignisse gut simuliert. Der nach der Kombination aller Gütemaße beste Parametersatz eines Ereignisses liefert für die anderen Freignisse jeweils eine kombinierte Güte von null. Somit bleibt eines der Probleme der konzeptionellen Modellierung, die Simulation unkalibrierter, ungemessener Zeiträume, unverändert bestehen.

Durch die Verwendung von Multiple-response- und Multiscale-Daten lassen sich jedoch - für den jeweils betrachteten Modellierungszeitraum- Parametersätze ausschließen, die nur aufgrund von sich gegenseitig kompensierenden Fehlern gute Simulationsergebnisse liefern. In Tabelle 8.10 sind denjenigen Parameterkombinationen, die die höchste kombinierte Güte aller drei Einzelmaße liefern, folgende Größen gegenübergestellt: der damit erzielte Wert für R_{eff Oberried}, dessen Rangposition innerhalb aller berechneten Werte eines Ereignisses sowie zum Vergleich der jeweilige Maximalwert. Letzterer erhält den Rang eins zugewiesen.

	R _{eff Oberried} des besten koml	Maximalwert	
	Absolutwert	Rang	R _{eff Oberried}
Ereignis 1	0,83	37	0,98
Ereignis 2	0,52	126	0,97
Ereignis 4	0,76	73	0,95
Ereignis 5	0,91	28	0,97

Tab. 8.10: Modelleffizienz der Abflusssimulation für den Pegel Oberried für die Parametersätze mit der höchsten aus der Kombination aller drei Einzelmaße resultierenden Güte

 $^{\star)}$ bezogen auf die Kombination von $R_{eff\ Oberried},\ R_{eff\ St.Wilhelm}\ und\ R^2_{Silikat}$

bzw. $R_{eff\,Oberried}$ und $R_{eff\,St.Wilhelm}$ für Ereignis 1

Diejenigen Parametersätze, die die höchsten kombinierten Gütemaße aufweisen, repräsentieren das Systemverhalten besser. Die korrektere Simulation der internen Modellzustände ist jedoch nur um den Preis einer geringeren Güte der Abflusssimulation zu erzielen. SEIBERT & MCDONNELL (2002) machten ebenfalls die Beobachtung, dass eine realistischere Abbildung des

natürlichen Systems mit einer geringeren Güte der Abflusssimulation einhergeht. Ihrer Meinung nach lohnen sich diese Abstriche, da das Ziel der prozessorientierten Modellierung nicht "right for the wrong reasons", sondern besser "less right, [but] for the right reasons" lauten sollte (SEIBERT & MCDONNELL 2002, 30). Die Ergebnisse dieser Arbeit bestätigen diese Einschätzung.

8.3.3 Fazit

Resultierend aus einer großen Parameterunsicherheit ergaben die GLUE-Analysen für die Simulation der Abflüsse generell weite, jedoch ereignisabhängige Unsicherheitsbereiche. Sie sind neben der Parameterunsicherheit von fehlerhaften Inputdaten, der Modellstruktur, der Initialisierung und den Ausschlusskriterien für die der Berechnung zugrunde gelegten Gütemaße abhängig. Der Beitrag dieser Unsicherheitsquellen zur Gesamt-Unsicherheit wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit jedoch nicht genauer untersucht.

Durch die Integration von Multiple-response- und Multiscale-Daten lässt sich die Simulationsunsicherheit einschränken, wobei die Güte der Simulation der Zusatzgröße ausschlaggebend für die mit ihrer Hilfe zu erzielende Einengung der Unsicherheitsbereiche ist.

Eine Einengung der Parameter-Wertebereiche, in denen gute Modellsimulationen zu erzielen sind, ist durch die Kombination zweier Gütemaße nicht zu erzielen. Es lassen sich jedoch Parametersätze ausschließen, die nur aufgrund von sich gegenseitig kompensierenden Fehlern gute Abflusssimulationen liefern.

8.4 Modellbewertung

8.4.1 Modellkonzept

CHRISTIAENS (2001, 239) weist darauf hin, dass ein Modell nie mehr als das Wissen reflektieren kann, dass der Entwickler darin integriert hat. Die Erstellung von TAC^D für das Bruggagebiet basiert auf detaillierten Gebietskenntnissen. Inwieweit die gewählten Konzeptionalisierungen dieses Expertenwissen in ein realistisches Systemverhalten umsetzen, ist jedoch bei der Modellerstellung schwierig abschätzbar. Selbst die erfolgreiche Anwendung von TAC^D für die Abflusssimulation im Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiet (ROSER 2001 bzw. OTT 2002) ist kein Garant dafür, dass die Systemreaktionen vom Modell zufriedenstellend wiederge geben werden. Es muss daher überprüft werden, ob das Modell Informationen von ausreichender Glaubwürdigkeit liefert, damit seine Vorhersagen für Zeiträume ohne unabhängige Testdaten verwendbar sind (LANE & RICHARDS 2001, 419).

Um das Modellkonzept plausibilisieren zu können, sind Kenntnisse der internen Modellzustände und der zugehörigen Anfangs- und Randbedingungen im natürlichen System nötig. Die Auswertung des mithilfe der Regressionsanalyse ermittelten zeitlichen Verlaufs der Parametersensitivitäten vor dem Hintergrund dieser Informationen lässt folgende Schlüsse zu:
- 1. Die Sensitivitäten zeigen eine realistische Reaktion auf variierende Anfangsbedingungen im natürlichen System. Die Modellkonzeptionalisierung ist deshalb geeignet, diese Anfangsbedingungen zufriedenstellend wiederzugeben.
- 2. Bei der Änderung der Randbedingungen im Ereignisverlauf ergibt sich ebenfalls eine plausible Antwort des zeitlichen Verlaufs der Sensitivitäten. Das Modell kann folglich diese Änderungen erfassen und ihre Auswirkungen ausreichend genau umsetzen und wiedergeben.
- 3. Das gewählte Modellkonzept ist zur Simulation des natürlichen Systems des Brugga-Einzugsgebiets geeignet.

Die Berechnung der Unsicherheitsbereiche der Abflusssimulationen deckte eine Schwachstelle des Modells auf: Für die Simulation extremer Abflussereignisse sind die konzeptionalisierten Abflussbildungsprozesse in ihrer jetzigen Form nicht ausreichend. Solche Extremereignisse können im Bruggagebiet durch extreme Niederschläge, insbesondere in Kombination mit Schneeschmelze ausgelöst werden. Der Effekt kann durch aufgrund von flächenhaft ausgebildeten Eislinsen versiegeltem Boden verstärkt werden. In solchen Fällen stellt Horton´ scher Landoberflächenabfluss einen bedeutenden Abflussbildungsprozess dar, der ansonsten in bewaldeten Gebieten aufgrund der Makroporen und der ausgeprägten Mikrotopographie ein seltenes Phänomen ist (UHLENBROOK 1999, 25). Horton´scher Landoberflächenabfluss wird in TAC^D bisher nur für versiegelte Bereiche berücksichtigt. Eine Simulation der räumlichen Verteilung von Bodenfrost und seiner Ausprägung ist jedoch modelltechnisch nicht realisierbar.

Anhaltender Niederschlag oder die Schneeschmelze kann jedoch auch Landoberflächenabfluss verursachen, der durch eine Aufsättigung der Böden bedingt ist (Sättigungsflächenabfluss). Nach GÜNTNER (1997, 100) sind die Sättigungsflächen im Bruggagebiet zwar vielfach topographisch bedingt, und daher nur in geringem Maße räumlich variabel. In den Bereichen der Talböden sowie an konvergierenden Fliesswegen ist jedoch auch eine Ausbildung von Sättigungsflächen durch den Anstieg der gesättigten Zone bis zur Geländeoberfläche möglich. Zur Modellierung dieses Prozesses muß neben dem Sättigungszustand einer Zelle sowie ihrer Nachbarzellen und der Füllhöhe des darunterliegenden Speichers auch die topographische Lage der Zellen berücksichtigt werden, da Sättigungsflächen bevorzugt an konvergierenden Fliesswegen entstehen. Als erstes Grobkonzept könnte folgender Vorschlag dienen, bei dem über eine Abfrage vier Kriterien überprüft werden:

- 1. Eine zu definierende Mindestanzahl nebeneinander liegender Zellen erreicht den Sättigungszustand
- 2. Die Füllhöhe der darunter liegenden Speicher überschreitet für diesen Zellenbereich einen gewissen Schwellenwert
- 3. Die Hangneigung der betrachteten Zellen liegt oberhalb eines festzulegenden Grenzwerts
- 4. Der Zellbereich grenzt in Entwässerungsrichtung an eine Gerinnezelle

Erfüllt ein Zellbereich alle genannten Bedingungen, wird er als variable Sättigungsfläche ausgewiesen, und entsprechend konzeptionalisiert und parametrisiert.

8.4.2 Modellparametrisierung

Die Auswertung der Dotty Plots hat gezeigt, dass die aus der Parameterunsicherheit resultierende Schwierigkeit der Modellparametrisierung mit den vorliegenden Messdaten nur teilweise erleichtert werden kann. Während durch die Integration zusätzlicher Daten diejenigen Parametersätze ausgeschlossen werden können, die falsche interne Systemzustände simulieren, ist eine Einschränkung der Parameter-Wertebereiche, in denen gute Simulationen zu erzielen sind, nicht möglich. Die Ursache hierfür liegt vermutlich in der hohen Parameterzahl von TAC^D: Die aktuelle Modellversion enthält 33 bzw. bei Ereignissen mit Schneeroutine 38 variable Modellgrößen, was eine enorme Komplexität der Parameterinteraktionen bewirkt.

Für eine Vereinfachung des Modellkonzepts und daraus resultierend eine Reduktion der Anzahl der variablen Parameter müssten Einschränkungen bei der detaillierten Prozessbetrachtung in Kauf genommen werden. Die Sensitivitätsanalysen ermöglichten es jedoch, die wesentlichen Strukturen des komplexen Modells und die zugehörigen Modellgrößen zu identifizieren. Im Sinne einer Parameterreduktion erscheint es sinnvoll, bei der Kalibrierung für das Bruggagebiet insensitive Parameter als Konstanten zu behandeln und so die Modellanpassung zu erleichtern. Für diejenigen Modellgrößen, die gemäß Tabelle 8.8 für alle Hochwasserereignisse als nicht sensitiv qualifiziert wurden, sollte der Mittelwert des für die Monte-Carlo-Simulation verwendeten Wertebereichs gewählt werden.

Um die hohe Anzahl der Freiheitsgrade zu reduzieren und Parametersätze auszuschließen, die die internen Systemprozesse unzureichend wiedergeben und nur aufgrund von sich kompensierenden Fehlern gute Abflusssimulationen liefern, sollte die Kalibrierung nicht nur auf den Abfluss, sondern auf mehrere Zielgrößen vorgenommen werden. Gemessene Abflussdaten für den Pegel St. Wilhelm liegen im Gegensatz zu Silikatkonzentrationen meist lückenlos vor. Der klare Vorteil der Silikatdaten liegt darin, dass es sich dabei um eine Multiple-response-Größe handelt. Ihre Verwendung liefert daher in Bezug auf die internen Modellzustände einen größeren Informationsgewinn als die der Multiscale-Größe. Falls möglich sollten selbstverständlich beide Größen herangezogen werden.

8.4.3 Unsicherheit der Modellergebnisse

Eine Diskussion der Unsicherheit der klimatischen Inputdaten findet sich bereits bei ROSER (2001, 56, 87) und OTT (2002, 74). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden diese Unsicherheitsquellen nicht separat betrachtet. Aus den Eregbnissen der Sensitivitäts- und der GLUE-Analyse lassen sich jedoch Schlüsse für die Bedeutung der Inputgröße Niederschlag ziehen. Sowohl die Regional Sensitivity Analysis als auch die Regressionsanalyse ergaben einen relativ geringen Einfluss der Parameter der Niederschlagskorrektur auf die Abflussmodellierung. Die Niederschlagskorrektur erfolgte gemäß folgender Formel:

$$NS_{korr} = NS \cdot (WindA + (WindB \cdot v))$$
(8.1)

 $\begin{array}{lll} \mbox{mit} & NS_{korr} & \mbox{korrigierte Niederschlagshöhe } [mm \ h^{-1}] \\ NS & \mbox{unkorrigierte Niederschlagshöhe } [mm \ h^{-1}] \\ \end{array}$

WindA	Korrekturfaktor [-]
WindB	Korrekturfaktor [s m ⁻¹]
v	Windgeschwindigkeit [m s ⁻¹]

Der Wertebereich des Parameters WindA lag zwischen 1,0 und 1,12, für die Größe WindB betrug die Spannweite 0,0025 bis 0,04 s m¹. Die nach der GLUE-Methode berechneten Unsicherheitsbereiche zeigten trotz der geringen Sensitivität der Korrekturfaktoren, und unabhängig von einem Anstieg des gemessenen Abflusses, eine deutliche Zunahme bei Niederschlagsinput. Für diese Beobachtung gibt es zwei mögliche Erklärungen: Zum einen kann die steigende Unsicherheit durch eine größere Parameterunsicherheit hervorgerufen werden, da bei Niederschlagsereignissen die Korrekturfaktoren als zusätzliche Parameter in die Modellierung einfliessen. Es könnten jedoch auch die Fehler der Niederschlags-Messwerte oder deren Regionalisierung ausschlaggebend sein.

Neben der Unsicherheit der klimatischen Inputdaten sind auch die räumlichen Inputdaten als Fehlerquelle von Bedeutung. Insbesondere die Qualität des digitalen Höhenmodells ist für die TAC^D-Modellierung entscheidend, da dem digitalen Höhenmodell neben der Höhenlage einer Rasterzelle auch Informationen über die Hangneigung, die Exposition und das Entwässerungsnetz entnommen werden. Darüber hinaus spielt es bei der Erstellung der Raumgliederungskarte eine bedeutende Rolle.

Die Unsicherheit der Modellstruktur stellt eine weitere Unsicherheitsquelle dar. Die Ergebnisse dieser Studien untermauern zwar die Plausibilität und Eignung des TAC^D-Modellkonzepts. Dies bedeutet jedoch lediglich, dass das Modell ein mögliches Konzept darstellt, es aber noch weitere geeignete Ansätze geben kann (UHLENBROOK ET AL 1999, 793). Eine Analyse des Beitrags der genannten Unsicherheitsquellen zur Gesamt-Unsicherheit der Modellergebnisse war im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr zu realisieren.

Die oben diskutierten Ergebnisse haben gezeigt, dass aufgrund der enormen Komplexität der Parameterinteraktionen und der durch die Vielzahl der variablen Modellparameter bedingten großen Anzahl der Freiheitsgrade die Parameterunsicherheit bei der TAC^D-Modellierung eine sehr wichtige Fehlerquelle darstellt. Es ist offensichtlich, dass die Unsicherheit der Simulationsergebnisse mit der Anzahl der unsicheren Modellparameter steigt. Der Effekt ist dabei jedoch vom Systemkontext abhängig, d.h. dieselbe Unsicherheit eines Parameters kann in Abhängigkeit von den Randbedingungen verschiedene Konsequenzen für die Gesamtunsicherheit haben (SCHULZ & HUWE 1999, 136).

Die Ergebnisse dieser Studie untermauern die von UHLENBROOK ET AL (1999, 793) vertretene Meinung, dass die Parameterunsicherheit Auswirkungen für den operationellen Gebrauch eines Modells hat. Für komplexe konzeptionelle Einzugsgebietsmodelle kann anhand einer nur auf den Abfluss vorgenommenen Kalibrierung kein optimaler Parametersatz bestimmt werden, der unabhängige Zeiträume nicht nur hinsichtlich des Abflusses zufriedenstellend modelliert, sondern auch die internen Prozesse korrekt wiedergibt.

Die GLUE-Analysen haben gezeigt, dass sich bei der Verwendung des Abflusses als einziger Vergleichsgröße zwischen Modell und Realität bei einer Vertrauenswahrscheinlichkeit von 95 %

eine große Spannweite der simulierten Abflüsse ergibt. Legt man diese Unsicherheitsbereiche als Kriterium zugrunde, ist die Anwendbarkeit von TAC^D als Vorhersageinstrument, insbesondere für Abschätzungen, für die größere Vertrauenswahrscheinlichkeiten nötig sind, in Frage zu stellen. Die Lösung dieses Problems liegt in einer multivariaten Betrachtung des Modellierungsprozesses: Die Verwendung von Multiple-response- und Multiscale-Daten als Zielgröße neben dem simulierten Abfluss verringert die Unsicherheit der Simulationen deutlich. Eine noch effektivere Reduktion der aus der Parameterunsicherheit resultierenden Unsicherheit der Modellergebnisse wäre vermutlich durch die Verwendung distribuierter Zusatzinformationen zu erzielen. LANE & RICHARDS (2001, 422) weisen darauf hin, dass die Parameterunsicherheit für integrale Größen (Abfluss, Tracerkonzentration) ein schwerwiegenderes Problem darstellt als für distribuierte Größen, wie z.B. den Bodenfeuchtegehalt. Für aggregierte oder gemittelte Werte ist die Wahrscheinlichkeit, dass Fehler sich gegenseitig ausgleichen, höher. Leider liegen für das Bruggagebiet keine distribuierten Multiple-response-Größen, z.B. Fernerkundungsdaten, vor.

Es stellt sich weiterhin die Frage, ob die für ein bestimmtes Ereignis gewonnenen Unsicherheitsabschätzungen auf andere Zeiträume übertragbar sind. Die durchgeführten Analysen offenbarten eine deutliche Ereignisabhängigkeit der Unsicherheitsbereiche. LANE & RICHARDS (2001, 423) weisen darauf hin, dass den Konfidenzintervallen keine Gaußverteilung zugrunde liegt, und daher die Unsicherheit mithilfe der GLUE-Methode nur durch eine ereignisspezifische Analyse bestimmt werden kann.

Sehr interessant wäre ein Vergleich der Unsicherheitsbereiche, die sich für andere Modellanwendungen im Bruggagebiet ergeben. Leider wurden vergleichbare Unsicherheitsanalysen für die bisher vorgenommenen Simulationen nicht durchgeführt. Als Vorraussetzung für einen aussagekräftigen Vergleich müssten dazu identische Rahmenbedingungen gegeben sein: Neben einer Simulation derselben Zeiträume mit derselben zeitlichen Diskretisierung die Verwendung übereinstimmender Ausschlusskriterien für die GLUE-Methode.

8.4.4 Operationeller Einsatz

Neben den bereits von ROSER (2001, 94) und OTT (2002, 100) genannten Punkten machte die Durchführung einiger tausend Simulationsläufe im Rahmen dieser Arbeit zwei weitere Schwachstellen des Modells deutlich: Zum einen erweist sich, wie bereits mehrfach angesprochen, die sehr lange Rechenzeit als limitierender Faktor für die Modellierung längerer Zeiträume, größerer Einzugsgebiete oder einer hohen Anzahl von Modellrechnungen. Eine theoretisch denkbare Lösung wäre die Durchführung der Berechnungen auf einem Parallelrechner. PCRaster ist, wie in Abschnitt 3.5 erwähnt, auf UNIX-Stationen lauffähig.

Als zweites Problem stellte sich die Verwendung einer externen Programmbibliothek (DLL, <u>Dynamic linked library</u>) heraus, in der zwei zum Ablauf der Bodenroutine nötige Funktionen enthalten sind. Der Aufruf dieser DLL führte bei über einem Drittel aller Simulationsläufe zu einem Programmabbruch. Das Problem liegt vermutlich darin begründet, dass PCRaster den Bibliotheksaufruf bei einer Hintereinanderausführung von Modellläufen durch ein DOS-Batchfile nicht korrekt abwickelt (WESSELING 2002). Die Tatsache, dass eine Neuinstallation des

Programms in der Regel zur korrekten Ausführung der ersten danach durchgeführten Simulation führte, bestätigt diese Annahme. Eine Lösung dieses Problems gestaltet sich schwierig. Die Verwendung einer DOS-Schleife, die für jeden Batch-Modellaufruf eine neue PCRaster-Shell öffnet, ergab nur eine geringe Verbesserung. Eine interne Programmierung der Funktionen der Bodenroutine in PCRaster ist aufgrund des Fehlens von Schleifenkonstrukten nicht möglich.

8.4.5 Fazit

Das Modellkonzept ist in der Lage, variierende Anfangs- und Randbedingungen zu erfassen und deren Auwirkungen in ein realistisches Modellverhalten umzusetzen. Die Simulation extremer Abflussereignisse, die bisher eine Schwachstelle des Modellkonzepts darstellt, sollte durch die Konzeptionalisierung räumlich variabler Sättigungsflächen verbessert werden.

Für eine vereinfachte Modellanpassung sind für die insensitiven Parameter konstante Werte zu verwenden. Weiterhin sollte die Kalibrierung möglichst auf mehrere Zielgrößen vorgenommen werden. Auf diese Weise kann die Modellparametrisierung verbessert werden, indem Parametersätze ausgeschlossen werden, die nur aufgrund sich ausgleichender Modellfehler gute Simulationsergebnisse liefern.

Durch eine Modellanpassung an mehrere Zielgrößen ist es ebenfalls möglich, die Parameterunsicherheit einzuschränken. Sie erweist sich für TAC^D als bedeutende Unsicherheitsquelle und resultiert in weiten, ereignisabhängigen Unsicherheitsbereichen der Abflusssimulation. Der Einfluss anderer Unsicherheitsfaktoren wurde nicht detailliert untersucht.

Eine Übertragung der mithilfe der GLUE-Methode quantifizierten Simulationsunsicherheit auf beliebige Abflussereignisse ist nicht möglich.

Der operationelle Gebrauch von TAC^D wird durch die sehr langen Rechenzeiten erschwert. Sind Batch-Dateien für die Ablaufsteuerung nötig, ergibt sich das Problem häufiger Programmabbrüche.

9 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Anwendung von *Latin Hypercube Sampling* ermöglichte trotz des hohen Rechenbedarfs von TAC^D die Durchführung einer Monte-Carlo-Simulation als Basis für die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen. Vor einem Einsatz von Latin Hypercube Sampling für die Analyse anderer rechenintensiver Modelle ist die Anzahl der nötigen Stichproben anhand einer Untersuchung der Konvergenz statistischer Größen des Modelloutputs in Abhängigkeit von der Anzahl der durchgeführten Simulationen zu ermitteln.

Die *Sensitivitätsanalysen* mithilfe der Regional Sensitivity Analysis und der Regressionsanalyse zeigten, dass die Relevanz der Modellparameter für die Abflusssimulation keine konstante Größe darstellt, sondern in Abhängigkeit von den Anfangs- und Randbedingungen zeitlich und räumlich variiert. Eine Übertragung der gewonnenen Erkenntnisse auf andere Zeiträume oder Modellanwendungen in anderen Gebieten ist daher nur begrenzt möglich.

Die *Regressionsanalyse* erwies sich der *Regional Sensitivity Analysis* hinsichtlich der Fülle und Komplexität der damit möglichen Aussagen als deutlich überlegen. Allerdings erforderte ihre Durchführung den höheren Arbeitsaufwand. Anhand einer Analyse des zeitlichen Verlaufs der Parametersensitivität vor dem Hintergrund von simulierten und gemessenen Zusatzinformationen konnte die korrekte Simulation der internen Systemzustände überprüft und das Modell-konzept plausibilisiert werden.

Der Vergleich der durch die Regional Sensitivity Analysis bzw. die Regressionsanalyse ermittelten Parametersensitivitäten bestätigte die Eignung der Regressionsanalyse für die Sensitivitätsanalyse eines komplexen Einzugsgebietsmodells wie TAC^D.

Die *GLUE-Analyse* offenbarte erwartungsgemäß eine große Parameterunsicherheit, die in generell weiten, aber von Ereignis zu Ereignis variablen Unsicherheitsbereichen der Modellvorhersagen resultiert. Durch die Kombination der Gütemaße verschiedener simulierter Zielgrößen ist eine Einschränkung dieser Unsicherheitsbereiche möglich. Die Güte der modellierten Multipleresponse- oder Multiscale-Daten bestimmt dabei, wie groß die mit ihrer Hilfe zu erzielende Reduktion ist.

Weiterhin lassen sich durch die Berücksichtigung mehrerer Zielgrößen solche Parametersätze ausschließen, die zwar aufgrund sich kompensierender Fehler gute Abflusssimulationen, aber falsche interne Modellzustände liefern. Da das mit TAC^D verfolgte Ziel in einer möglichst prozessnahen Modellierung liegt, ist es lohnend, die mit einer fehlerfreieren Simulation des Systems einhergehende geringere Güte der Abflusssimulation in Kauf zu nehmen.

Die Parameterinteraktionen erwiesen sich aufgrund der großen Anzahl der variablen Modellparameter von enormer Komplexität. Aus diesem Grund war durch die Integration einer einzigen zusätzlichen Outputgröße keine Einschränkung der *Parameter-Wertebereiche*, in denen gute Simulationen zu erzielen sind, möglich. Gesicherte Aussagen über die Effektivität der Verwendung von zwei Zusatzgrößen waren aufgrund der geringen Anzahl an Parametersätzen, deren Gütemaße nach der Kombination aller drei Maße einen Wert größer null aufwiesen, leider nicht zu erlangen. Es ist jedoch anzunehmen, dass durch die mit einer Integration weiterer Multipleresponse-Größen einhergehende Einschränkung der Freiheitsgrade eine Einengung der Wertebereiche und damit eine effektivere und korrektere Parametrisierung zu erzielen wäre.

Für eine *Vereinfachung des Modellkonzepts* müssten Einschränkungen bei der detaillierten Prozessbetrachtung in Kauf genommen werden. Mithilfe der Sensitivitätsanalyse konnten jedoch die wesentlichen Modellstrukturen und die sie charakterisierenden Parameter identifiziert werden. Zahlreiche bisher variierte Modellgrößen können bei der Simulation des Brugga-Einzugsgebiets als Konstanten behandelt werden, wodurch eine effektivere Kalibrierung möglich ist. Dazu zählen u.a. die Parameter der Schneeschmelze, die Mehrzahl der FC-Parameter, sowie alle maximalen Füllhöhen der unteren Speicher.

Die Unsicherheitsanalysen deckten eine *Schwachstelle des Modellkonzepts* auf: Niederschläge, die in Kombination mit Schneeschmelze und flächenhaftem Bodenfrost oder durch eine großflächige Aufsättigung des Bodens Oberflächenabfluss bedingen, können im Modell bisher nicht als solcher modelliert werden. Durch Aufsättigung entstandenen Sättigungsflächen wurden im Einzugsgebiet während des analysierten Extremhochwassers im Februar 1999 beobachtet. Während eine Simulation der räumlichen Verteilung und der Ausprägung von Bodenfrost nicht zu realisieren ist, sind Verbesserungen hinsichtlich der Wirkung aufgesättigter Böden praktikabel. Bei der Konzeptionalisierung müssen dabei folgende Aspekte berücksichtigt werden: Der Sättigungszustand einer Zelle und ihrer Nachbarzellen, die Füllhöhe des darunter liegenden Speichers, die Hangneigung der Zelle sowie ihre Lage zum Gerinnenetz.

Als große Hindernisse bei der Durchführung der Analysen erwiesen sich der hohe Zeitbedarf für die Modellrechnungen sowie die Probleme beim Durchlauf der Batchfiles zur Modellablaufsteuerung. Sie machten detailliertere und umfassendere Untersuchungen unmöglich.

Für auf diese Arbeit aufbauende Untersuchungen wäre das Vorliegen zusätzlicher, vorzugsweise distribuierter Multiple-response-Daten wünschenswert. Mithilfe von Messungen des Bodenfeuchtegehalts, der Grundwasserstände oder von Fernerkundungsdaten, die z.B. eine detaillierte Betrachtung der Schneedeckenverteilung ermöglichen, wäre eine effektivere Einschränkung der Parameterunsicherheit zu erzielen. Denselben Effekt könnte auch die Integration "weicher Daten" bewirken. SEIBERT & MCDONNELL (2002, 5) definieren "weiche Daten" als "qualitatives Wissen des Experimentalisten, das nicht direkt als exakte Zahlen verwendet, aber durch Fuzzy-Maße nutzbar gemacht werden kann". Weiche Daten, wie z.B. der prozentuale Anteil von Ereigniswasser am Spitzenabfluss, liegen häufig nur für einzelne Zeiträume oder Lokalitäten vor. Aufgrund der Unsicherheit der für ihre Bestimmung angewandten Methodik können oft nur Wertebereiche angegeben werden. Teilweise sind weiche Daten, z.B. Geländebeobachtungen, die mit dem simulierten Systemverhalten verglichen werden, auch numerisch überhaupt nicht fassbar. Nach der oben aufgeführten Modellverbesserung wäre es für das Bruggagebiet beispielsweise möglich, Geländebeobachtungen über das Auftreten variabler Sättigungsflächen in die Beurteilung der Güte zu integrieren. Weiterhin könnte ein Vergleich des durch eine Abflusskomponententrennung bestimmten und des mit TAC^D modellierten Anteils einzelner Komponenten am Gesamtabfluss als Fuzzy-Maß berücksichtigt werden.

Die Betrachtung längerer Zeiträume wäre für eine detailliertere Untersuchung der saisonalen Einflüsse auf die Parametersensitivität nötig. Weiterhin könnte eine größere Vielfalt an Randbedingungen, z.B. Starkniederschlagsereignisse oder Landregen, in die Studien mit einbezogen, und die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalyse auf eine breitere Datenbasis gestellt werden.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde lediglich die Parameterunsicherheit als Unsicherheitsquelle separat betrachtet. Die Sensitivitätsanalysen für die Modellparameter der Niederschlagskorrektur ergaben einen nur geringen Einfluss dieser Größen auf die Abflusssimulation. Die nach der GLUE-Methode berechneten Unsicherheitsbereiche zeigten dagegen eine deutliche Zunahme bei Niederschlag. Um die Bedeutung der Fehler der Niederschlags-Inputdaten und ihrer Regionalisierung auf die Simulationsunsicherheit genauer quantifizieren zu können, sollten Simulationen unter Verwendung von innerhalb der Fehlerbereiche der Niederschlagsmessung variierten Inputzeitreihen bzw. von Radardaten durchgeführt werden. Nach derselben Vorgehensweise wäre auch eine Unsicherheitsanalyse der weiteren klimatischen Inputdaten durchzuführen.

Für eine Abschätzung der Unsicherheit des Modellkonzepts könnten die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Unsicherheitsanalysen erweitert werden, indem z.B. verschiedene Konzeptionalisierungen der Speicheransätze verwendet und die Auswirkung auf die Modellergebnisse verglichen werden.

Weitere Forschungsarbeit sollte der *Raumgliederung* gewidmet werden. Unter Verwendung einer von den spezifischen Gegebenheiten des Bruggagebiets unabhängigen Raumgliederungskarte für die Simulationen ließe sich der Einfluss der Raumgliederung auf die Parametersensitivität genauer quantifizieren. Weiterhin könnten allgemeingültigere Aussagen für andere Einzugsgebiete getroffen und so Modellmodifikationen und die Kalibrierung für diese Gebiete erheblich beschleunigt werden. Eine Raumgliederungskarte, in der alle im Bruggagebiet vorhandenen Klassen gemäß einer Gleichverteilung zufällig im Raum verteilt sind, wurde bereits erstellt. Darüber hinaus wurde eine Karte generiert, bei der die prozentuale Verteilung der Klassen im Gebiet beibehalten und lediglich die räumliche Verteilung der Zellen zufällig variiert ist. Durch diesen Ansatz kann die Bedeutung der Lage der Zellen im Raum abgeschätzt werden. Aufgrund der modellierungstechnischen Probleme konnten die erforderlichen Simulationsläufe im zeitlichen Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht mehr realisiert werden.

Interessant wäre auch eine Analyse des Einflusses einer veränderten Einteilung der Hangneigungsklassen für die Ausweisung der Raumgliederung und der daraus resultierenden Auswirkungen für die Parametersensitivität und die Güte der Modellierung.

Für das Brugga-Einzugsgebiet wäre es aufgrund der relativ geringen Einzugsgebietsgröße möglich, die Auswirkungen unterschiedlicher räumlicher Diskretisierungen auf die Simulationsgüte, die Parametersensitivität und die Unsicherheit der Modellergebnisse zu untersuchen.

Um die Eignung der Modellansätze über das Bruggagebiet hinaus nachzuweisen, müssen Anwendungen von TAC^D unter variierenden klimatischen, geologischen und geographischen Bedingungen und verschiedenen hydrologischen Randbedingungen erfolgreiche Ergebnisse liefern. Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen sollten dabei für eine umfassende Modellbewertung Teil jeglicher Modellanwendungen sein.

Literaturverzeichnis

- ANDERTON, S., LATRON, J., GALLART, F. (2002): Sensitivity analysis and multi-response, multicriteria evaluation of a physically based distributed model. *Hydrol. Processes* 16, 333-353.
- BACKHAUS, K., ERICHSON, B., PLINKE, W., WEIBER, R. (1996): Multivariate Analysemethoden. 8.Aufl., Springer Verlag, Berlin.
- BECKER, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG): *Regionalisierung hydrologischer Parameter*. VCH-Verlag, Weinheim.
- BERGSTRÖM, S. (1995): The HBV Model. In: SINGH, V. P. (Hrsg.): Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA, 443-476.
- BERGSTRÖM, S. (1992): The HBV model its structure and applications. SMHI, Reports RH No. 4, Norrköping, Schweden.
- BERGSTRÖM, S. (1976): Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI, Reports RHO No. 7, Norrköping, Schweden.
- BERGSTRÖM, S. & LINDSTRÖM, G. (2001): Internal validation of the HBV model. In: LEIBUNDGUT, CH., UHLENBROOK, S., MCDONNELL, J. (Hrsg.): *Runoff Generation and Implications for River Basin Modelling*. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 13. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br., 166-174.
- BERGSTRÖM, S., LINDSTRÖM, G., PETTERSON, A. (2002): Multi-variable parameter estimation to increase confidence in hydrological modelling. *Hydrol. Processes* 16, 413-421.
- BEVEN, K. J. (2001): Rainfall-Runoff Modelling: The Primer. John Wiley & Sons, Chichester, England.
- BEVEN, K.J. (1998): The GLUE Web page. Quelle im Internet: http://www.es.lancs.ac.uk/hfdg/glue.html [Stand: 26.11.02].
- BEVEN, K.J. (1996): A Discussion of Distributed Hydrological Modelling. In: ABBOTT, M. B. & REFSGAARD, J. C. (Hrsg.): *Distributed Hydrological Modelling*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Niederlande, 255-278.
- BEVEN, K.J. & BINLEY, A. (1992): The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol. Processes* 6, 279-298.
- BEVEN, K.J., RATTO, M., SALTELLI, A. (2002): Software for GLUE. Quelle im Internet: http://webfarm.jrc.cec.eu.int/downld/bgd/doc/1360_Software_for_GLUE_final.doc [Stand: 26.11.02].
- BIEHLER, D. (1995): Kluftgrundwässer im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes-Ergebnisse von Untersuchungen in Stollen. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, 22. Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, Tübingen.

- BLÖSCHL, G. (1996): Scale and Scaling in hydrolgical modelling: a review. *Hydrol. Processes* 9, 251-290.
- BOOLTINK, H.W.G. (2001): Soil water relations. In: ANDERSON, M.G. & BATES, P.D. (Hrsg.): Model Validation: Perspectives in Hydrological Science. John Wiley & Sons, Chichester, England, 195-232.
- BRAUN, L.N. & RENNER, C.B. (1992): Application of a conceptual runoff model in different physiographic regions of Switzerland. Züricher Geographische Schriften, 21. ETH Zürich, Schweiz.
- BREMICKER, M. (1998): Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser- und Ostsee-Einzugsgebiets als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells. Dissertation. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br..
- CHAN, K., SCOTT, E.M., ANDRES, T. (2000): Software for sensitivity analysis A brief review. In: SALTELLI, A., CHAN, K., SCOTT, E.M. (Hrsg.): *Sensitivity Analysis*. John Wiley & Sons, Chichester, England, 451-466.
- CHANG, J.H., TUNG, Y.-K., YANG, J.-C. (1992): Uncertainty Analysis of a Computerized Sediment Transport Model. In: KUO, J.-T. & LIN, G.-F. (Hrsg.): Stochastic Hydraulics '92, Proceedings of Sixth International Association for Hydraulic Research Symposium on Stochastic Hydraulics, Taipeh, Taiwan. Water Resources Publications, Littleton, Colorado, USA, 123-130.
- CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R., MAYS, L.W. (1988): Applied Hydrology. McGraw-Hill series in water resources and environmental engineering. McGraw-Hill, New York.
- CHRISTIAENS, K. (2001): Sensitivity and uncertainty of physically based spatially distributed hydrological models. Dissertation. Fakultät für landwirtschaftliche und biologische Wissenschaften der Katholischen Universität Leuven, Belgien.
- DVWK (Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.) (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Merkblätter zur Wasserwirtschaft, 238. Bonn.
- DYCK, S. & PESCHKE, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. 3.Aufl., Verlag für Bauwesen, Berlin.
- FEZER, F. (1957): Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald. Selbstverlag der Bundesanstalt für Landeskunde, Remagen.
- FORSCHUNGSGRUPPE FLIESSGEWÄSSER (1994): Fliessgewässertypologie. Ecomed Verlag, Landsberg am Lech.
- FORSTLICHE VERSUCHSANSTALT FREIBURG (FVA) (1994): Erläuterungen zu den Standortskarten des Forstbezirks Kirchzarten. Abteilung Botanik und Standortskunde der Forstlichen Versuchsanstalt Freiburg i Br. [Unveröff.].
- FRANKS, S. W., GINESTE, P., BEVEN, K.J., MEROT, P. (1998): On constraining the predictions of a distributed model: The incorporation of fuzzy estimates of saturated areas into the calibration process. *Water Resour. Res.* 34, 4, 787-797.

- FREER, J., BEVEN, K., AMBROISE, B. (1996): Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: An application of the GLUE approach. *Water Resour. Res.* 32, 7, 2161-2173.
- GÜNTNER, A. (1997): Anwendung des Niederschlag-Abfluss-Modells TOPMODEL im Brugga-Einzugsgebiet. Unveröffentlichte Diplomarbeit. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br..
- HÄDRICH, F. & STAHR, K. (1992): Die Böden in der Umgebung von Freiburg i. Br.. In: MÄCKEL,R. & METZ, B.: Schwarzwald und Oberrheintiefland. Freiburger geographische Hefte,Heft 36. Institut für Physische Geographie der Universität Freiburg i. Br..
- HÄDRICH, F., MOLL, W., STAHR, K. (1979): Böden. In: ZÖTTL, H.W.: *Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1979*. Mitteilungen der deutschen bodenkund lichen Gesellschaft, Band 28, 55-81.
- HARLING, J. & KUNG, C.S. (1992): Parameter uncertainty and simulation of design floods in Sweden. J. Hydrol. 137, 209-230.
- HELTON, J.C. (1999): Uncertainty and sensitivity analysis in performance assessment for the Waste Isolation Pilot Plant. *Computer Physics Communications* 117, 1-2, 156-180.
- HELTON, J.C. & DAVIS, F.J. (2000): Sampling-based methods. In: SALTELLI, A., CHAN, K., SCOTT, E.M. (Hrsg.): Sensitivity Analysis. John Wiley & Sons, Chichester, England, 101-154.
- HOFER, E. (1999): Sensitivity analysis in the context of uncertainty analysis for computationally intensive models. *Computer Physics Communications* 117, 1-2, 21-34.
- HORNBERGER, G.M. & SPEAR, R.C. (1980): Eutrophication in Peel Inlet, I, The problem: Defining behaviour and a mathematical model for the phosphorus scenario. *Water Res.* 14, 29-42.
- IMAN, R.L. & CONOVER, W.J. (1979): The use of the rank transformation in regression. *Technometrics* 21, 499-509.
- IMAN, R.L. & HELTON, J.C. (1985): A Comparison of Uncertainty and Sensitivity Analysis Techniques for Computer Models. Technical Report SAND84-1461, Sandia National Laboratories, Albuquerque, USA.
- IMAN, R.L., HELTON, J.C., CAMPBELL, J.E. (1981a): An Approach to Sensitivity Analysis of Computer Models, Part 1. Introduction, Input Variable Selection and Preliminary Variable Assessment. *Journal of Quality Technology*, 13(3), 174-183.
- IMAN, R.L., HELTON, J.C., CAMPBELL, J.E. (1981b): An Approach to Sensitivity Analysis of Computer Models, Part 2. Ranking of Input Variables, Response Surface Validation, Distribution Effect and Technique Synopsis. *Journal of Quality Technology*, 13(4), 232-240.
- JAFFE, P.R. & FERRARA, R.A. (1984): Modeling Sediment and Water Column Interactions for Hydrophobic Pollutants. Parameter Discrimination and Model Response to Input Uncertainty. *Water Research* 18(9), 1169-1174.

- JOINT RESEARCH CENTRE OF EUROPEAN COMISSION, INSTITUTE FOR THE PROTECTION AND SECURITY OF THE CITIZEN (2002): Quelle im Internet: http://webfarm.jrc.cec.eu.int/uasa/ [Stand:26.11.02].
- JOINT RESEARCH CENTRE OF EUROPEAN COMMISSION, INSTITUTE FOR THE PROTECTION AND SECURITY OF THE CITIZEN (Hrsg.) (2001): SimLab 1.1 Reference Manual. http://webfarm.jrc.cec.eu.int/downld/man/doc/1335_Manual.pdf [Stand:26.11.02].
- KIENZLER, P.M. (2001): Experimentelle Untersuchungen zur chemischen Zusammensetzung oberflächennaher unterirdischer Abflusskomponenten im Bruggaeinzugsgebiet. Unveröffentlichte Diplomarbeit. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br..
- KLEIJNEN, J.P.C. (1995): Sensitivity analysis and related analyses: A survey of statistical techniques. International Symposium SAMO95, Theory and applications of sensitivity analysis of model output in computer simulation, 25.-27.9.1995, Belgirate, Italy. Quelle im Internet: http://greywww.kub.nl:2080/greyfiles/few/1995/doc/706.pdf [Stand:26.11.02].
- KLEINHANS, A. (2000): Anwendung des Wasserhaushaltsmodells WaSiM-ETH im Dreisam-Einzugsgebiet. Unveröffentlichte Diplomarbeit. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br..
- KLEMES, V. (1986): Dilettantism in hydrology: transition or destiny? *Wat. Resour. Res.* 22, 9, 177-188.
- LAL, A.M.W., OBEYSEKERA, J., VAN ZEE, R. (1997): Sensitivity and Uncertainty of a Regional Simulation Model for the Natural System in South Florida. Proceedings of Managing Water: Coping with Scarcity and Abundance, Theme A: Water for a Changing Global Community. 27. Congress of the Int. Assoc. for Hydraulic Research, Water Resources Engineering Division / ASCE, 10.-15. August 1997, San Francisco. Quelle im Internet: http://www.sfwmd.gov/org/pld/hsm/pubs/wlal/sens_iahr.pdf [Stand:26.11.02].
- LAMB, R., BEVEN, K., MYRABO, S. (1998): Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainty in a rainfall-runoff model. *Advances in Water Resources*, 22, 305-317.
- LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ (LFU) (2000): Pegelstatistik und hydrologische Hauptzahlen der Pegel Brugga, Dreisam, Rotbach, St. Wilhelmer Talbach, Zastlerbach und Wagensteigbach [unveröff.].
- LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ (LFU) (1996): Pegelhauptwerte für Baden-Württemberg. Mitteilung der Abteilung Wasser, Landesanstalt für Umweltschutz, Karlsruhe.
- LANE, S. N. & RICHARDS, K. S. (2001): The ,Validation' of Hydrodynamic Models: Some Critical Perspectives. In: Anderson, M.G. & Bates, P.D. (Hrsg.): *Model Validation: Perspectives in Hydrological Science*. John Wiley & Sons, Chichester, England, 413-438.
- LINDSTRÖM, G., JOHANSSON, B., PERSSON, M., GARDELIN, M., BERGSTRÖM, S. (1997): Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *J. Hydrol.* 201, 272-288.

- MCKAY, M.D., CONOVER, W.J. BECKMAN, R.J. (1979): A comparison of three methods for selecting values of input variables in the analysis of output from a computer code. *Technometrics* 21, 239-245.
- MELCHING, C.S. (1995): Reliability Estimation. In: SINGH, V. P. (Hrsg.): Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA, 69-118.
- MELCHING, C.S. (1992): A Comparison of Methods for Estimating Variance of Water Resources Model Predictions. In: KUO, J.-T. & LIN, G.-F. (Hrsg.): Stochastic Hydraulics `92, Proceedings of Sixth International Association for Hydraulic Research Symposium on Stochastic Hydraulics, Taipeh, Taiwan. Water Resources Publications, Littleton, Colorado, USA, 663-670.
- MENZEL, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Züricher Geographische Hefte, 67, ETH Zürich, Schweiz.
- NASH, J.E. & SUTCLIFFE, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models; Part I A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282-290.
- O'CALLAGHAN, J. F. & MARK, D.M. (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Comput. Vision Graphics Image Process.* 28, 328-344.
- O'CONNELL, P. & TODINI, E. (1996): Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems: an overview. *J. Hydrol.* 175, 3-16.
- OTT, B. (2002): Weiterentwicklung des Einzugsgebietsmodells TAC^D und Anwendung im Dreisameinzugsgebiet. Unveröffentlichte Diplomarbeit. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br..
- PARLOW, E. & ROSNER, H.J. (1992): Das Klima des Oberrheingrabens. In: MÄCKEL, R. & METZ,
 B.: Schwarzwald und Oberrheintiefland. Freiburger geographische Hefte, Heft 36.
 Institut für Physische Geographie der Universität Freiburg i. Br..
- PASTRES, R., CHAN, K., SOLIDORO, C., DEJAK, C. (1999): Global sensitivity analysis of a shallow-water 3D eutrophication model. *Computer Physics Communications* 117, 1-2, 62-74.
- PCRASTER TEAM (2002a): PCRaster Version 2 Manual. Quelle im Internet: http://pcraster.geog. uu.nl/manuals/index.html [Stand: 18.11.02].
- PCRASTER TEAM (2002b): History. Quelle im Internet: http://www.geog.uu.nl/pcraster/history.html [Stand: 18.11.02].
- PCRASTER TEAM (2002c): PCRaster. Quelle im Internet: http://www.geog.uu.nl/pcraster/tekst.html [Stand: 18.11.02].
- PCRASTER TEAM (2002d): Download. Quelle im Internet: http:// pcraster.goeg.uu.nl/pcrwin32 [Stand: 18.11.02].

PESCHKE, G., ETZENBERG, G., MÜLLER, J., TÖPFER, J., ZIMMERMANN, S. (1999): Das wissensbasierte System FLAB – ein Instrument zur rechnergestützten Bestimmung von Landschaftseinheiten mit gleicher Abflussbildung. IHI-Schriften, 10. Internationales Hochschulinstitut Zittau.

RABITZ, H.(1989): System analysis at molecular scale. Science 246, 221-226.

- RATTO, M. & SALTELLI, A. (2001): Model assessment in integrated procedures for environmental impact evaluation: software prototypes. GLUEWIN User's Manual. Estimation of human impact in the presence of natural fluctuations (IMPACT), Deliverable 18. Joint Research Centre of European Comission (JRC), Institute for the Protection and Security of the Citizen (ISIS), Ispra, Italien.
- REFSGAARD, J.C. (1996): Terminology, Modelling Protocol and Classification of Hydrological Model Codes. In: ABBOTT, M. B. & REFSGAARD, J. C. (Hrsg.): *Distributed Hydrological Modelling*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Niederlande, 17-40.
- REFSGAARD, J.C. & STORM, B. (1996): Construction, Calibration and Validation of Hydrological Models. In: ABBOTT, M. B. & REFSGAARD, J. C. (Hrsg.): *Distributed Hydrological Modelling*. Water Science and Technology Library, Vol. 22. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Niederlande, 41-54.
- REHFUESS, K.E. (1990): Waldböden Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung. Pareys Studientexte, 29. 2., neu bearb. u. erw. Aufl., Verlag Paul Parey, Hamburg.
- ROSER, S. (2001): Flächendetaillierte Weiterentwicklung des prozessorientierten Einzugsgebietsmodells TAC und Visualisierung der Modellergebnisse in einem dynamischen GIS. Unveröffentlichte Diplomarbeit. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br..
- SACHS, L. (1997): Angewandte Statistik. Anwendung statistischer Methoden. Achte, neu bearb. u. erw. Aufl.. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.
- SALTELLI, A. (2000a): Fortune and future of sensitivity analysis. In: SALTELLI, A., CHAN, K., SCOTT, E.M. (Hrsg.): Sensitivity Analysis. John Wiley & Sons, Chichester, England, 421-426.
- SALTELLI, A. (2000b): What is sensitivity analysis?. In: SALTELLI, A., CHAN, K., SCOTT, E.M. (Hrsg.): *Sensitivity Analysis*. John Wiley & Sons, Chichester, England, 3-14.
- SCHLITTGEN, R. (2000): Einführung in die Statistik. 9. Auflage, R. Oldenbourg Verlag, München.
- SCHULZ, K. & HUWE, B. (1999): Uncertainty and sensitivity analysis of water transport modelling in a layered soil profile using fuzzy set theory. *Journal of Hydroinformatics* 1, 2, 127-137.
- SCHWARZ, O. (1984): Schneeschmelze und Hochwasser. Ergebnisse eines forstlichen Schneemessdienstes im Schwarzwald. Schneehydrologische Forschung in Mitteleuropa. DVWK-Mitteilungen 7.
- SEIBERT, J. (2000): HBV light version 2 User's Manual (beta version). Uppsala University, Department Earth Sciences, Hydrology, Uppsala, Schweden.

- SEIBERT, J. (1997): Estimation of Parameter Uncertainty in the HBV Model. *Nordic Hydrol.* 28, 4/5, 247-262.
- SEIBERT, J. & MCDONNELL, J. (2002): On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology: Use of soft data for multi-criteria model calibration. *Water Resour. Res.* [im Druck].
- SEIBERT, J. & MCDONNELL, J. (2001): Towards a better process respresentation of catchment hydrology in conceptual runoff modelling. In: LEIBUNDGUT, CH., UHLENBROOK, S., MCDONNELL, J. (Hrsg.): *Runoff Generation and Implications for River Basin Modelling*. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 13. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br., 128-138.
- SEIBERT, J., UHLENBROOK, S., LEIBUNDGUT, CH., HALLDIN, S. (2000): Multiscale calibration and validation of a conceptual rainfall-runoff model. Physics and Chemistry of the Earth (B), Vol. 25, 1, 59-64.
- SPEAR, R.C. & HORNBERGER, G.M. (1980): Eutrophication in peel inlet, II, Identification of critical uncertianties via generalized sensitivity analysis. *Water Res.* 14, 43-49.
- SPEAR, R.C., GRIEB, T.M., SHANG, N. (1994): Parameter uncertainty and interaction in complex environmental models. *Water Resour. Res.* 30, 11, 3159-3169.
- STAHR, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. Freiburger bodenkundliche Abhandlungen 9. Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre der Universität Freiburg i.Br..
- STOBER, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. Ferdinand-Enke-Verlag, Stuttgart.
- TILCH, N., UHLENBROOK, S., LEIBUNDGUT, CH. (2002): Regionalisierungsverfahren zur Ausweisung von Hydrotopen in von periglazialem Hangschutt geprägten Gebieten. *Grundwasser* 7/4, 206-216.
- TRENKLE, H. (1988): Das Klima. In: SCHILL, E. (Hrsg.): *Breisgau-Hochschwarzwald: Land vom Rhein über den Schwarzwald zur Baar.* Schillinger Verlag, Freiburg.
- TRENKLE, H. & VON RUDLOFF, H. (1989): Das Klima im Schwarzwald. In: LIEHL, E. & SICK, W.D. (Hrsg.): Der Schwarzwald – Beträge zur Landeskunde. Konkordia Verlag GmbH, Bühl/Baden.
- UHLENBROOK, S. (2002): Persönliche Mitteilung.
- UHLENBROOK, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 10. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br..
- UHLENBROOK, S. & LEIBUNDGUT, CH. (2002): Process-oriented catchment modelling and multiple-response validation. *Hydrol. Processes* 16, 423-440.

UHLENBROOK, S., SEIBERT, J., LEIBUNDGUT, CH., RODHE, A. (1999): Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems identifying model parameters and structure. *Hydrol. Sci. J.* 44, 5, 779-797.

- VAN DAM, O. (2000): Modelling incoming Potential Radiation on land surface with PCRaster. POTRAD5.MOD manual. Utrecht Centre for Environment and Landscape dynamics. Utrecht University, Niederlande. Quelle im Internet: http://www.geo.vu.nl/~damo/ potrad/potrad.htm [Stand: 22.11.2002].
- VAN DEURSEN, W. (1995): Geographical information systems and dynamic models. Development and application of a prototype spatial modelling language. PhD-thesis, Faculty of Spatial Sciences, University of Utrecht, Niederlande. Quelle im Internet: http://www.geog.uu.nl/ pcraster/thesisWvanDeursen.pdf [Stand: 1.10.2002].
- VON WILPERT, K., KOHLER, M., ZIERLEWANG, D. (1996): Die Differenzierung des Stoffhaushalts von Waldökosystemen durch die waldbauliche Behandlung auf einem Gneisstandort des Mittleren Schwarzwaldes. Mitteilungen der forstlichen Versuchsanstalt Baden-Württemberg, Heft 197. Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt, Freiburg i.Br..
- WENNINGER, J., UHLENBROOK, S., TILCH, N., LEIBUNDGUT, CH. (2002): Pressure wave effects at a hill slope/floodplain/channel system a key to understand groundwater contributions during floods. *Hydrol. Processes* [in Vorbereitung].
- WESSELING, C. (2002): Persönliche Mitteilung.
- WIKIPEDIA (2002): Quelle im Internet: http://de.wikipedia.org/wiki/ Bayes%2527sche_ Wahrscheinlichkeitstheorie [Stand: 26.11.02].
- WYSS, G.D. & JORGENSEN, K.H. (1998): A User's Guide to LHS: Sandia's Latin Hypercube Sampling Software. Sandia National Laboratories, Risk Assessment and Systems Modeling Department, Albuquerque, USA.
- YAPO, P.O., GUPTA, H.V., SOROOSHIAN, S. (1996): Automatic calibration of conceptual rainfallrunoff models: sensitivity in calibration data. J. Hydrol. 181, 23-48.
- YEH, K.-C. & TUNG, Y.-K. (1993): Uncertainty and Sensitivity Analysis of Pit-Migration Model. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 119(2), 262-283.
- YU, P.-S., YANG, T.-CH., CHEN, S.-J. (2001): Comparison of uncertainty analysis methods for a distributed rainfall-runoff model. *J. Hydrol.* 244, 43-59.

Stationsname	Feldhern	Hofsarund	Schauinsland	St Wilhelm	St Wilhelm	Zastler	Tastler	•
Under States and State	1400	1000	1010		765	C DE	700	a
	1400	C701	0171	920	8	070	9	
Betreiber	DVVD	DVVD	UBA	DVVD	IHF	DVVD	ΗF	9
Messgröße			Zeitl	iche Auflösun	6			1.2
Niederschlag	täglich	täglich	30 min	täglich	10 min	täglich	10 min	ï
Temperatur	60 min	täglich	30 min	täglich	10 min	täglich	10 min	
Windgeschwindigkeit	2		30 min	а	10 min	2	2	
Luftfeuchtigkeit	60 min	•	30 min	30 min	10 min	æ	10 min	
Sonnenscheindauer	60 min	-	•	5	-	12	ti	
Globalstrahlung	10		30 min	1		täglich	1	
Stationsname	Freihund	Fhnet	Buchenhach	Konventwald	Hinterzarten	St Märnen	Breitnau	Breitnau
Jauviisiidille	6 mole 1	227		755	200	ooc		1001
Dellelper	DVVD	ы Л	nwu	۲۷A	UWU	UWU	UWU	UWU
Messgröße				Zeitliche Auf	llösung			
Niederschlag	täglich	30 min	3 x täglich	30 min	3 x täglich	3 x täglich	täglich	täglich
Temperatur	60 min	30 min	3 x täglich	30 min	3 x täglich	3 x täglich	ž	ii.
Windgeschwindigkeit	60 min		ř.	30 min	60 min	1	-	8
Luftfeuchtigkeit	60 min	1	3 x täglich	30 min	3 x täglich	3 x täglich	2	3
Sonnenscheindauer	60 min	1	3 x täglich	æ	60 min	Ť	8	ŝî.
Globalstrahlung		-	ł.		i	ï	÷	ï
DVVD: Deutscher Wett UBA: Urmweltbundesa IHF: Institut für Hydrol IPG: Institut für Physis FVA: Forstliche Versu	terdienst mt ogie der Univer sche Geograph chsanstalt Fre	sität Freiburg iie der Universi siburg	ttät Freiburg					

Tab. A.1: Höhenlage, Betreiber und Messumfang der meteorologischen Stationen im Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiet

Anhang

Parameter	Beschreibung	Einheit	Minimum		Maximum
LANDNUTZ	UNGSKLASSE WALD				
Schneerouti	ne				
ТТ	Temperaturschwellenwert	[°C]	-1,0		0,5
SFCF	Korrekturfaktor für Schnee-Niederschlag	[-]	0,8		1,01
CFMAX ¹⁾	Stunden-Grad-Faktor	[mm °C ⁻¹ h ⁻¹]	0,04		0,125
CWH *)	Koeffizient für Wasserspeicherung	[-]		0,1	
CFR *)	Koeffizient für Wiedergefrieren	[-]		0,05	
Bodenroutin	e				
LP * ⁾	Reduktion der potentiellen	[-]		0,6	
	Evapotranspiration				
FC	max. im Boden- Interzeptions- und	[mm]	70		200
	Muldenspeicher speicherbare Wassermenge				
BETA	Anpassungsparameter	[-]	1,0		3,5
Abflussbildu	Ingsroutine				
UZL	Schwellenwert für Aktivierung der schnellen	[mm]	10		60
0)	Auslaufkomponente des oberen Speichers				
PERC ²⁾	Perkolation vom oberen in unteren Speicher	[mm h ⁻¹]	0,001		0,18
K0 ³⁾	Auslaufkoeffizient der schnellen	[h ⁻¹]	0,0001		0,01
2)	Komponente des oberen Speichers				
K1 ³⁾	Auslaufkoeffizient der langsamen	[h ⁻¹]	0,00001		0,005
2)	Komponente des oberen Speichers	4			
K2 ³⁾	Auslaufkoeffizient des unteren Speichers	[h ⁻ ']	0,000002		0,004
Abflussrout	ing				
MAXBAS *	Gewichtungsparameter der Dreiecksfunktion	[h]	1		6

Tab. A.2: Wertebereiche der HBV-Modellparameter

	<u>LANDNUTZU</u> <u>GRÜNFLÄCH</u>	NGSKLASSE IEN	<u>LANDNUTZUNGSKLASSE</u> <u>SIEDLUNGSFLÄCHEN</u>			
	Minimum Maximum		Minimum	Maximum		
TT	-1,5	0,5	-2,0	0		
CFMAX ¹⁾	0,07	0,17	0,06	0,17		
FC	150	250	90	150		
BETA	1	4	1	3,5		

*) Parameter wurde nicht variiert

¹⁾ bis ⁴⁾: Anpassung für Verwendung mit Stundenwerten, im Standard-HBV-Modell gilt ¹⁾ Grad-Tag-Faktor [mm °C⁻¹ d⁻¹]

²⁾ [mm h⁻¹]

³⁾ [d⁻¹]

⁴⁾ [d]

Parameter Beschreibung		Einheit	Minimum	Maximum
Niederschlagsko	rrektur		-	
WindA	Korrekturfaktoren	[-]	1,0	1,12
WindB	für Niederschlagsberechnung	[s m ⁻¹]	0.0025	0,04
Niederschlagsreg	gionalisierung		-,	-) -
PrecRadius *)	max. Entfernung beim IDW-Verfahren	[m]	600	0
PrecIDWPart *)	Anteil des über IDW regionalisierten			
	Niederschlags	[-]	0,8	5
Schneeroutine				
	Temperaturschwellenwerte für			
TT	Schneefall	[°C]	-1,0	1,0
TT_melt	Schneeschmelze auf offener Fläche	[°C]	-1,0	1,0
TT_melt_forest	Schneeschmelze im Wald	[°C]	0,25	3,0
SFCF	Korrekturfaktor für Schnee-Niederschlag	[-]	0,9	1,1
CFMAX	Stunden-Grad-Faktor	[mm °C ⁻¹ h ⁻¹]	0,04	0,125
CWH *)	Koeffizient für Wasserspeicherung	[-]	0,1	
CFR *)	Koeffizient für Wiedergefrieren	[-]	0,0	5
Direktabfluss vor	n Siedlungsflächen			
UrbanSplit * ⁾	Versiegelungsgrad	[-]	0,4	-
Bodenroutine				
LP * ⁾	Reduktion der potentiellen			
	Evapotranspiration	[-]	0,6	5
	max. Speicherkapazität von Boden und Vegetation für			
FC_DH	Tiefenversickerung in Hochlagen	[mm]	200	300
FC DI	verzögerter Interflow	[mm]	105	155
FC_FI	schneller Interflow	[mm]	70	110
FC DV	Tiefenversickerung in Talsedimenten	[mm]	160	240
FC FLI	schneller, lateraler Interflow, Piston Flow	[mm]	160	240
FC EDI	stark verzögerter Interflow	[mm]	175	265
	Bodenparameter für			
BETA_DH	Tiefenversickerung in Hochlagen	[-]	1,0	5,0
BETA_DI	verzögerter Interflow	[-]	0,75	4,0
BETA_FI	schneller Interflow	[-]	0,5	3,5
BETA_DV	Tiefenversickerung in Talsedimenten	[-]	0,75	4,0
BETA_FLI	schneller, lateraler Interflow, Piston Flow	[-]	0,75	4,0
BETA_EDI	stark verzögerter Interflow	[-]	1,0	5,0
Abflussbildungsr	outine			
Zonen der Tiefenv	ersickerung in Hochlagen			
DH_K	Auslaufkoeffizient	[h ⁻¹]	0,00025	0,004
Zonen mit verzöge	ertem Interflow			
DI_K_u	Auslaufkoeffizient des oberen Speichers	[h ⁻¹]	0,006	0,1
DI_K_I	Auslaufkoeffizient des unteren Speichers	[h ⁻¹]	0,00125	0,02
DI_T	Sickerung aus oberem in unteren Speicher	[mm h ⁻¹]	0,05	0,8
DI_H	Begrenzung der unteren Speicherfüllung	[mm]	300	500

Tab. A.3: Wertebereiche der TAC^D-Modellparameter

Parameter	Beschreibung	Einheit	Minimum	Maximum			
Abflussbildungsr	outine (Fortsetzung)						
Zonen mit schnelle	em Interflow						
FI_K_u	Auslaufkoeffizient des oberen Speichers	[h ⁻¹]	0,005	0,7			
FI_K_I	Auslaufkoeffizient des unteren Speichers	[h ⁻¹]	0,006	0,1			
FI_T	Sickerung aus oberem in unteren Speicher	[mm h ⁻¹]	0,15	2,4			
FI_H	Begrenzung der unteren Speicherfüllung	[mm]	60	100			
Zonen mit schnelle	em, lateralem Interflow, Piston Flow						
DV_K	Auslaufkoeffizient	[h ⁻¹]	0,05	0,8			
Zonen der Tiefenv	<u>ersickerung in Tallagen</u>						
FLI_K_u	Auslaufkoeffizient des oberen Speichers	[h ⁻¹]	0,05	0,7			
FLI_K_I	Auslaufkoeffizient des unteren Speichers	[h ⁻¹]	0,002	0,025			
FLI_T	Sickerung aus oberem in unteren Speicher	[mm h ⁻¹]	0,15	2,4			
FLI_H	Begrenzung der unteren Speicherfüllung	[mm]	110	190			
Zonen mit stark verzögertem Interflow							
EDI_K	Auslaufkoeffizient	[h ⁻¹]	0,0005	0,008			
Zonen mit Sättigur	ngsflächenabfluss						
MTD	Muldenrückhalt	[mm]	10	50			
MTD_K	Auslaufkoeffizient	[h ⁻¹]	0,0025	0,04			
Kluftgrundwasser							
GW_K	Auslaufkoeffizient	[h ⁻¹]	0,00025	0,0025			
GW_H * ⁾	Begrenzung der Speicherfüllung	[mm]	1000				
All_P	Sickerung aus darüberliegendem Speicher	[mm h ⁻¹]	0,02	0,3			
	ins Kluftgrundwasser						
Für alle oberen Sp	<u>peichersysteme</u>						
US_H * ⁾	Begrenzung der Speicherfüllung	[mm]	800				
Abflussrouting							
StreamWidth *)	Gerinnebreite	[m]					
StreamLength *)	Gerinnelänge pro Zelle	[m]					
N * ⁾	Rauhigkeitsbeiwert nach Manning	[m ^{1/3} s ⁻¹]					
Beta * ⁾	Parameter des kinemat. Wellenansatzes	[-]	0,6				
TimeStep * ⁾	Zeitschrittlänge des Abflussroutings	[s]	360				

Tab. A.4: Parameterwerte des besten, mittleren und schlechtesten Parametersatzes	
(bezogen auf R _{eff Oberried}) für die Ereignisse 1 bis 3	

	E	EREIGNIS	1	E	REIGNIS	2	EREIGNIS 3		3
Parameter		Wert	Wert			Wert			
	bester	mittlerer	schlech-	bester	mittlerer	schlech-	bester	mittlerer	schlech-
			tester			tester			tester
	Pa	rametersa	atz	Pa	rametersa	atz	Parametersatz		
Niederschlags-									
korrektur									
WindA	1.015	1.005	1.058	1.005	1.101	1.107	1.079	1.106	1.014
WindB	0.009	0.027	0.032	0.032	0.006	0.019	0.010	0.025	0.011
Bodenroutine									
FC_DH	224.1	248.4	221.7	225.5	269.3	289.8	281.2	234.0	203.9
FC_DI	153.6	105.1	109.1	154.2	152.1	124.3	137.9	113.6	120.3
FC_FI	97.6	80.1	73.8	105.0	79.8	73.5	81.7	76.0	98.3
FC_DV	225.7	190.6	163.5	217.3	168.4	233.2	163.0	232.5	187.8
FC_FLI	235.1	218.6	200.7	166.6	160.6	182.7	161.6	193.2	217.1
FC_EDI	254.2	192.9	233.8	233.8	264.9	190.9	222.5	220.0	209.1
BETA_DH	2.46	3.58	2.90	2.65	4.96	1.59	2.73	4.71	4.71
BETA_DI	3.00	2.44	1.16	2.25	1.91	2.15	0.93	2.49	2.67
BETA_FI	2.83	1.05	1.72	3.35	0.83	2.64	1.04	2.69	0.73
BETA_DV	1.76	2.96	1.96	2.47	2.01	0.94	1.49	2.05	0.94
BETA_FLI	3.69	3.77	0.93	2.19	2.12	1.95	2.72	1.61	1.73
BETA_EDI	2.47	3.52	3.93	2.17	3.53	3.37	1.57	4.20	3.82
Abflussbildungs-									
routine									
DH_K	0.0020	0.0017	0.0029	0.0015	0.0030	0.0009	0.0019	0.0033	0.0005
DI_K_u	0.092	0.099	0.079	0.024	0.033	0.096	0.022	0.019	0.092
DI_K_I	0.0194	0.0089	0.0163	0.0096	0.0058	0.0074	0.0057	0.0122	0.0178
DI_T	0.55	0.58	0.07	0.67	0.17	0.07	0.09	0.33	0.24
DI_H	325.9	395.0	456.4	387.8	360.0	388.6	339.0	331.5	419.6
FI_K_u	0.10	0.19	0.67	0.49	0.08	0.70	0.34	0.41	0.26
FI_K_I	0.075	0.055	0.062	0.014	0.056	0.032	0.055	0.020	0.069
FI_T	2.13	1.87	2.27	1.68	0.23	0.67	1.76	1.08	1.72
FI_H	66.8	77.9	65.9	95.8	71.74	63.62	76.6	80.1	60.4
DV_K	0.49	0.35	0.63	0.31	0.45	0.65	0.69	0.33	0.50
FLI_K_u	0.14	0.42	0.54	0.18	0.64	0.67	0.25	0.11	0.36
FLI_K_I	0.020	0.022	0.019	0.025	0.004	0.005	0.023	0.010	0.015
FLI_T	0.22	2.37	1.69	1.77	1.60	0.67	0.96	0.44	1.49
FLI_H	161.2	126.1	177.1	142.3	186.70	181.29	149.9	156.6	160.1
EDI_K	0.0029	0.0064	0.0017	0.0011	0.0050	0.0058	0.0028	0.0047	0.0079
MTD	15.8	13.3	49.3	26.2	26.9	11.7	14.9	33.9	31.6
MTD_K	0.016	0.032	0.008	0.012	0.036	0.039	0.015	0.005	0.030
GW_K	0.00041	0.00059	0.00026	0.00050	0.00176	0.00084	0.00073	0.00142	0.00247
All_P	0.12	0.26	0.05	0.28	0.09	0.14	0.13	0.11	0.12

	EREIGNIS 4			EREIGNIS S	5		
Parameter		Wert		Wert			
	bester	mittlerer	schlech-	bester	mittlerer	schlech-	
			tester			tester	
	Р	arametersat	tz	Р	arametersat	tz	
Schneeroutine							
TT	0.64	0.37	0.54	-0.70	0.07	-0.15	
TT_melt	0.15	0.06	0.10	0.68	-0.07	0.75	
TT_melt_forest	0.89	2.08	0.77	2.83	0.81	1.67	
SFCF	1.07	1.06	0.91	1.03	1.01	0.95	
CFMAX	0.073	0.067	0.096	0.050	0.060	0.057	
Niederschlagskorrektur							
WindA	1.053	1.051	1.024	1.094	1.015	1.111	
WindB	0.017	0.035	0.020	0.037	0.025	0.015	
Bodenroutine							
FC_DH	266.5	294.7	209.8	236.6	229.4	241.9	
FC_DI	105.5	132.1	126.8	116.6	143.9	146.3	
FC_FI	76.6	89.4	107.6	110.0	91.1	85.3	
FC_DV	198.8	172.0	181.8	226.9	185.5	238.9	
FC_FLI	194.9	226.8	220.8	194.7	200.2	214.0	
FC_EDI	221.0	192.7	179.5	187.5	209.0	187.2	
BETA_DH	3.06	1.43	2.70	2.65	2.86	1.54	
BETA_DI	2.48	2.84	2.35	1.14	1.02	2.68	
BETA_FI	2.68	1.79	1.31	1.82	0.88	2.21	
BETA_DV	0.94	1.26	3.55	0.87	2.37	2.97	
BETA_FLI	3.25	2.09	3.94	3.53	1.33	1.84	
BETA_EDI	2.17	3.63	3.10	2.42	2.22	4.28	
Abflussbildungsroutine							
DH_K	0.0025	0.0006	0.0017	0.0022	0.0008	0.0019	
DI_K_u	0.051	0.092	0.080	0.058	0.016	0.052	
DI_K_I	0.0028	0.0111	0.0173	0.0171	0.0092	0.0034	
DI_T	0.25	0.40	0.12	0.27	0.22	0.36	
DI_H	362.4	321.2	387.9	303.4	428.5	409.7	
FI_K_u	0.06	0.61	0.69	0.37	0.12	0.69	
FI_K_I	0.013	0.015	0.074	0.052	0.097	0.065	
FI_T	1.81	0.41	1.94	1.34	0.90	1.27	
FI_H	96.0	65.9	67.9	68.8	90.6	98.6	
DV_K	0.23	0.52	0.48	0.15	0.62	0.74	
FLI_K_u	0.44	0.37	0.66	0.12	0.69	0.67	
FLI_K_I	0.014	0.004	0.017	0.007	0.011	0.002	
FLI_T	1.76	0.52	1.03	0.95	1.57	2.30	
FLI_H	127.7	185.7	129.6	160.8	187.6	189.9	
EDI_K	0.0047	0.0027	0.0066	0.0043	0.0011	0.0047	
MID	45.2	38.9	44.9	47.2	38.6	48.4	
MTD_K	0.015	0.009	0.022	0.003	0.028	0.037	
GW_K	0.00061	0.00139	0.00207	0.00160	0.00140	0.00207	
All_P	0.08	0.18	0.16	0.04	0.19	0.11	

Tab. A.5: Parameterwerte des besten, mittleren und schlechtesten Parametersatzes (bezogen auf $R_{eff\ Oberried})$ für die Ereignisse 4 und 5



Abb. A.1: Dotty Plots des Parameters GW_K für Ereignis 2 vor und nach der Kombination der Gütemaße



Abb. A.2: Dotty Plots des Parameters BETA_FI für Ereignis 2 vor und nach der Kombination der Gütemaße

Ehrenwörtliche Erklärung

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

Freiburg, 26. Januar 2003

Angela Sieber