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

Christian Gauger

Wasserhaushaltsmodellierung in Flachlandeinzugsgebieten der Weser unter spezieller Berücksichtigung der Oberflächen-Grundwasser-Interaktion

> Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i.Br., Dezember 2007

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

Christian Gauger

Wasserhaushaltsmodellierung in Flachlandeinzugsgebieten der Weser unter spezieller Berücksichtigung der Oberflächen-Grundwasser-Interaktion

> Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut Koreferent: Dr. J. Lange

> Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i.Br., Dezember 2007

Ehrenwörtliche Erklärung:

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

Ort, Datum

Unterschrift

Danksagung

Ich möchte mich bei Herrn Prof. Dr. Leibundgut und Herrn Schrempp für die Möglichkeit bedanken dieses herausfordernde Thema zu bearbeiten.

Meinem Betreuer Herrn Kern danke ich für die exzellente Betreuung, das Korrekturlesen, die vielen fachlichen Diskussionen und die sehr motivierende Diskussion in der schwierigen Phase der Diplomarbeit.

Bei Herrn Dr. Lange möchte ich mich für die ausführliche kritische Diskussion in der Endphase der Diplomarbeit bedanken.

Herrn Morhard danke ich für die Tipps und Diskussionen zum Thema Grundwassermodellierung.

Weiterhin möchte ich mich bei Herrn Dr. Schulla für die vielen sehr hilfreichen und ausführlichen Antworten zu Fragen bei der Anwendung seines Modells bedanken. Ohne ihn wäre diese Diplomarbeit in dieser Form nicht zustande gekommen.

Peter Hoffmann möchte ich ebenfalls für die guten Diskussionen und die excellente Teamarbeit bedanken.

Außerdem möchte ich meinen Eltern für die tolle Unterstützung während der Studiums und der Diplomarbeit danken. Meinem Vater danke ich besonders für seine motivierenden Worte und die Diskussionen in schwierigen Phasen.

Abschließend danke ich meiner Freundin Kerstin für ihre Geduld und Unterstützung.

Do distributed modellers need to do more field work?

K. Beven 2000

Inhaltsverzeichnis

In	halts	verzeic	hnis			i
Ał	obildu	Ingsve	rzeichnis			v
Ta	belle	nverze	ichnis			ix
Zι	ısamı	menfas	sung			xi
E×	tend	ed sum	ımary			xiii
1	Einl 1.1 1.2 1.3	eitung Überb Proble Metho	lick	•		1 1 3 4
2	Unt	orsuch	ungsgebiet			5
2	2.1	Natur	räumliche Lage und Topographie			5
	$\frac{2.1}{2.2}$	Klima		•	•	6
	$\frac{2.2}{2.3}$	Hydro	logie	•	•	6
	<u>-</u> .3	Boden				8
	2.5	Landn	utzung			9
	2.6	Hvdro	geologie			9
	2.7	Anthr	opogene Einflüsse			11
3	Gru	ndlage	n			13
	3.1	Die H	ydrologie des Flachlandes			13
		3.1.1	Abflussbildung im Flachland			13
		3.1.2	Die Interaktion zwischen Fließgewässer und Grundwasser .			14
		3.1.3	Wasserhaushalt ausgewählter Gebiete			17
	3.2	Das W	Vasserhaushalts-Simulationsmodell WaSiM-ETH			18
		3.2.1	Einführung			18
		3.2.2	Eingangsdaten			19
		3.2.3	Die Steuerdatei			20
		3.2.4	Ausgewählte Module			21
			3.2.4.1 Interpolation der meteorologischen Eingangsdaten			22
			3.2.4.2 Verdunstungsmodul			23
			3.2.4.3 Interzeptionsmodul			25

i

			3.2.4.4	Bodenmodul unter Verwendung des Ansatzes nach RICHARDS	26
			3.2.4.5	Grundwassermodul	32
			3.2.4.6	Abflussrouting	34
	3.3	Kalibr	rierparam	eter	36
	3.4	Maße	für die G	üte der Modellierung	38
		3.4.1	Modelle	ffizienz nach NASH & SUTCLIFFE	38
		3.4.2	Bestimn	ntheitsmaß	38
		3.4.3	Volumer	nfehler	39
		_			
4	Anv	vendun	g von W	aSiM-ETH	41
	4.1	Daten	aufbereit	ung und Parametrisierung	41
		4.1.1	Zeitreih	${ m en}$	42
		4.1.2	Raumbe	ezogene Eingangsdaten	44
		4.1.3	Ganglin	ienanalysen	48
	4.2	Model	lanwendu	ıng im Einzugsgebiet der Wümme	51
		4.2.1	Sensitiv	itätsanalyse	53
			4.2.1.1	Leakagefaktor und hydraulische Leitfähigkeiten	54
			4.2.1.2	Drainage-Parameter	57
			4.2.1.3	Speicherkonstanten	59
			4.2.1.4	Oberflächenwiderstände	59
			4.2.1.5	Gewässernetzstruktur	61
			4.2.1.6	Zusammenfassung der Ergebnisse der Sensitivitäts- analyse und Fazit	63
		4.2.2	Vorgehe	nsweise bei der Kalibrierung und Validierung	64
	4.3	Ergeb	nisse		67
		4.3.1	Kalibrie	rung	67
			4.3.1.1	Ermittelter Parametersatz	67
			4.3.1.2	Güte der Simulation	68
			4.3.1.3	Wasserhaushalt	71
			4.3.1.4	Abflusskomponenten	72
			4.3.1.5	Fazit	73
		4.3.2	Validier		73
		1.0.2	4321	Güte der Simulation	74
			4322	Wasserhaushalt und Abflusskomponenten	75
			4323	Fazit	75
		433	Simulat ⁱ	ion der Grundwasserstände	76
		1.0.0	4331	Vergleich nunktuell gemessener und simulierter Grund.	. 10
			4.0.0.1	wasserstände	76
			4.3.3.2	Räumlicher Vergleich gemessener und simulierter Grun wasserstände	.d- 78
			4.3.3.3	Fazit	81
		4.3.4	Oberfläe	chen-Grundwasserinteraktion	82
			4.3.4.1	Simulation der Oberflächen-Grundwasserinteraktion .	82
			4.3.4.2	Fazit	83
	4.4	Übert	ragung au	ıf das Einzugsgebiet der Hunte	84
		4.4.1	Ğüte de	r Simulation	85

		4.4.2	Wasserhaushalt	. 85
		4.4.3	Abflusskomponenten	. 86
		4.4.4	Fazit	. 86
5	Disk	ussion		87
	5.1	Diskus	ssion der Modellanwendung	. 87
		5.1.1	Raumzeitliche Auflösung	. 87
		5.1.2	Ergebnisse	. 88
		5.1.3	Oberflächen-Grundwasserinteraktion	. 89
	5.2	Diskus	ssion der Unsicherheiten	. 91
	5.3	Fazit		. 94
6	Schl	ussfolg	gerungen und Ausblick	95
Lit	erati	urverze	ichnis	97
Α	Abb	ildunge	en	103
В	Tab	ellen		111
С	Abk	ürzung	jen	115
D	Sym	bole		117

Abbildungsverzeichnis

2.1.1	Höhenstufen, meteorologisches und hydrologisches Messnetz	5
2.3.1	Abfluss- und Niederschlagsregime im Untersuchungsgebiet	7
2.4.1	Böden des Einzugsgebiets	8
2.6.1	Verteilung der Lockergesteine und hydraulischen Durchlässigkeiten	
	im Gebiet	10
3.1.1	Verschiedene Fälle von Oberflächen-Grundwasserinteraktion	15
3.1.2	Natürliche Verhältnisse und deren Abbildung im Modell	16
3.2.1	WaSiM-ETH Modellstruktur	21
3.2.2	Berechnung der aktuellen Verdunstung in WaSiM	25
3.2.3	Modellhafte Darstellung der ungesättigten und gesättigten Zone am	
	Beispiel dieser Anwendung	29
3.2.4	Modellhafte Abbildung des Austausches	30
3.2.5	Diskretisierung des Raumes im zweidimensionalen Fall	33
4.1.1	Basisabflussanalyse nach Demuth	49
4.2.1	Räumliche Verteilung der Drainageflächen im Einzugsgebiet	52
4.2.2	Auswirkungen der Anderung des Leakagefaktors $(1/s)$ und der hy-	
	draulischen Leitfähigkeiten (m/s) auf den Basisabfluss	56
4.2.3	Auswirkungen der Änderung von Drainagetiefe und Drainageab-	
	stand auf den Drainageabfluss	58
4.2.4	Auswirkungen der Änderung der Oberflächenwiderstände	60
4.2.5	Auswirkungen der Änderung der Gewässerzellentiefe auf den Basis-	6.0
100		62
4.2.6	Beurteilung der Gute der Modellierung	65
4.3.1	Simulierte Abflussganglinie im Kalibrierungszeitraum	69
4.3.2	Grundwasserneubildungs- und Basisabflussdynamik im Untersuchungs-	
	gebiet	70
4.3.3	Bodenwasserdynamik im Kalibrierungszeitraum	71
4.3.4	Simulierte Abflussganglinie im Validierungszeitraum	74
4.3.5	Vergleich monatlich gemessener und simulierter Grundwasserstände	77
4.3.6	Simulierte mittlere Grundwasserflurabstände für das Jahr 1998	79
4.3.7	Grundwasserflurabstände berechnet aus DHM und Lage der Grund-	
	wasseroberfläche	79
4.3.8	Simulierte mittlere Grundwasserstände für das Jahr 1998	80
4.3.9	Grundwasserstände nach Lage der Grundwasseroberfläche (HUK200)	80
4.3.10	Dynamik der Grundwasserinfiltration in Abhängigkeit des Grund-	
	wasserstandes	82

4.4.1	Simulierte Abflussganglinie am Pegel Colnrade OP für den Zeitraum 1995-1999	84
5.1.1	Vergleich der Abflussganglinien ohne und mit Berücksichtigung der Grundwasserinfiltration	90
5.2.1	Schematische Darstellung der Interaktionen der wichtigsten Para- meter und Einflüsse auf die Abflusskomponenten	92

Abbildungsverzeichnis Anhang

A.0.1	Lage der Einzugsgebiete im Wesereinzugsgebiet
A.0.2	Lage der Grundwasseroberfläche im Einzugsgebiet
A.0.3	Gerinnetiefen im Wümmegebiet
A.0.4	Sensitivität der Gewässernetzdichte
A.0.5	Vergleich der mittleren Grundwasserflurabstände in Abhängigkeit
	der gewählten Gewässernetztiefe \ldots
A.0.6	Sensitivität der Speicherkonstante des Oberflächen abflusses $\ .$ $\ .$ $\ .$ $\ .$ 107
A.0.7	Sensitivität der Speicherkonstante des Drainageabflusses \ldots 107
A.0.8	Fallender mittlerer Grundwasserstand für das Einzugsgebiet der Wüm-
	me im Validierungszeitraum $\dots \dots \dots$
A.0.9	Abflussganglinie ohne Moorböden
A.0.10	Abflussganglinie ohne Makroporen
A.0.11	Abflussganglinie mit kleineren Leakagefaktoren

Tabellenverzeichnis

$2.3.1 \\ 2.5.1$	Wasserhaushalt des Einzugsgebiets	8 9
$3.1.1 \\ 3.2.1 \\ 3.3.1$	Wasserhaushalt ausgewählter Gebiete im Flachland	17 19 36
$4.1.1 \\ 4.1.2$	Das WaSiM Meteodatenformat am Beispiel der Lufttemperatur Mittlerer Jahresgang des prozentualen Niederschlagsmeßfehlers 1961- 1990 für stark geschützte Stationslagen	42 43
$4\ 1\ 3$	Auszug aus der Landnutzungstabelle	45
4.1.4	Auszug aus der Bodentabelle	47
4.1.5	Abflusskomponenten für den Zeitraum 01.11.1989 - 31.10.1999 er-	
	mittelt mit DIFGA	48
4.2.1	Relative Änderung der Basisabflusshöhe	55
4.2.2	Relative Änderung der Drainageabflusshöhe	57
4.2.3	Relative Änderung der Evapotranspiration und des Gesamtabflusses	60
4.2.4	Vergleich der Gewässernetze	61
4.2.5	Vergleich der Abflüsse in Abhängigkeit der Gewässerzellentiefe	62
4.2.6	Zusammenfassung der Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse	63
4.3.1	Kalibrierter Parametersatz	67
4.3.2	Gütemaße für den Kalibrierungszeitraum	68
4.3.3	Modellierte Wasserbilanz für den Kalibrierungszeitraum	72
4.3.4	Prozentualer Anteil der Abflusskomponenten im Kalibrierungszeit-	
	raum	72
4.3.5	Gütemaße für den Validierungszeitraum	75
4.3.6	Modellierte Wasserbilanz für den Validierungszeitraum	75
4.4.1	Gütemaße für den Zeitraum 01.11.1989 - 31.10.1999	85
4.4.2	Wasserbilanz für den Zeitraum 01.11.1989 - 31.10.1999	85
4.4.3	Prozentualer Anteil der Abflusskomponenten	86

Tabellenverzeichnis Anhang

Mittlere Grundwasserflurabstände und mittlere Amplituden der Grund-
wassermesstellen im Einzugsgebiet der Wümme
Übersicht der verwendeten Datengrundlagen
Gewässerkundliche Hauptzahlen am Pegel Hellwege-Schleuse $\ .\ .\ .\ 114$
Wichtige Ereignisse im Projekt Tribil II im Zusammenhang zu dieser
Diplomarbeit

Zusammenfassung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Bestimmung des Wasserhaushaltes in ausgewählten Teileinzugsgebieten der Weser im norddeutschen Flachland. Dabei wird die Oberflächen-Grundwasserinteraktion im Wasserhaushaltsmodell WaSiM-ETH durch das integrierte 2D Grundwassermodul physikalisch basiert modelliert. Außerdem erfolgt im Rahmen der Diplomarbeit eine Bewertung des Wasserhaushaltsmodells für die Anwendung im Flachland. Eine ausführliche Sensitivitätsanalyse identifiziert die sensitivsten Parameter. Die Allgemeingültigkeit des ermittelten Parametersatzes soll anhand einer Übertragung in ein weiteres Flachlandeinzugsgebiet evaluiert werden.

Das ausgewählte Teileinzugsgebiet der Wümme am Pegel Hellwege-Schleuse befindet sich in der Geestlandschaft an der nördlichen Einzugsgebietsgrenze der Weser. Im östlichen Bereich grenzt es an die Lüneburger Heide. Im langjährigen Mittel fallen jährlich ca. 825 mm Niederschlag, wobei ca. 303 mm das Gebiet als Abfluss entwässern. Die Landnutzung ist durch die Landwirtschaft (ca. 75%) und durch Wälder (ca. 20%) dominiert. Vereinzelt treten auch Feuchtflächen und Torfmoore sowie urbane Flächen auf. Die Bödentypen sind durch wasserbeeinflusste Böden wie Hoch- und Niedermoorböden, Pseudogleye, Gleye und Aueböden geprägt. Die Geologie setzt sich ausschließlich aus Sedimentablagerungen der letzten Eiszeiten zusammen.

Erste Herausforderungen stellte die Wahl der Kalibrierparameter dar. Da das Modell für Mittelgebirgs- und alpine Einzugsgebiete entwickelt wurde, sind die Kalibrierparameter des Interflows am sensitivsten. Da Interflow, im prozessorientierten Sinn, im Flachland eine vernachlässigbare Rolle spielt, konnten diese Parameter nicht für eine Kalibrierung herangezogen werden. Aufgrund der starken landwirtschaftlichen Nutzung im Gebiet und der Dominanz an wasserbeeinflussten Böden ist anzunehmen, dass ein Großteil der Flächen künstlich entwässert wird. Dies konnte auch durch Literaturrecherchen bestätigt werden. Deshalb wurden für das Gebiet Drainageflächen ausgewiesen. Weiterhin erfolgte eine konzeptionelle Erweiterung des Gewässernetzes, da das im Preprocessing mit dem WaSiM-Tool TAnalys abgeleitete eine zu geringe Gewässernetzdichte aufwies.

Durch eine Sensitivitätsanalyse konnten die sensitivsten Parameter für die Anwendung im Flachland identifiziert werden. Die Ergebnisse zeigten, dass die Gerinnetiefe, die k_{f} -Werte und der Leakagefaktor am sensitivsten reagieren.

Mit der gewählten Parametrisierung konnte das Modell nicht die schnellen Abfluss-

reaktionen des Gebietes wiedergeben. Auch die Größen des Wasserhaushalts konnten nur unzufriedenstellend simuliert werden. Vergleiche gemessener und simulierter Grundwasserstände zeigten eine Unterschätzung der tatsächlichen Grundwasserstände. Eine Übertragung des kalibrierten Parametersatzes in ein weiteres Gebiet führte jedoch zu guten Ergebnissen hinsichtlich Wasserhaushalt und Modellgüte.

Stichworte:

Wasserhaushaltsmodellierung, WaSiM-ETH, Flachland, Grundwassermodell, Grundwasserinfiltration, Grundwasserinfiltration, Oberflächen-Grundwasserinteraktion

Extended summary

The aim of this diploma thesis is the calculation of the waterbalance for subcatchments of the Weser river in the northern lowlands of Germany. The modell application includes the physically based simulation of surfacewater and groundwater interactions. This is done using the integrated 2D groundwater module of the waterbalance model WaSiM-ETH. Furthermore an evaluation of the model for the application in lowland catchments is given. A detailed sensitivity analysis of the modell parameters provides the results to identify the most sensitive parameters for an application of the model to lowland catchments. The general validity of the calibrated parameter set is to be evaluated by transfering it to another catchment.

The selected catchment of the river Wümme is located in the Geest landscape. The catchment is situated in the northern part of the Weser catchment. To the east it is bordered by the Lüneburger Heide. The mean annual rainfall is about 825 mm, 303 mm leave the catchment as runoff. Landuse is dominated by agricultural use (75%) and forests (20%). Peatbogs as well as urban areas also characterise the catchment. Soils are usually water influenced and include peat- and fensoils and gley soils. The geology is characterised by sedimentary deposits of the last ice ages.

First difficulties arose from the selection of the parameters for the calibration of the model. Because the model was developed for simulating the waterbalance of low mountain and alpine catchments, parameters that control the interflow are most sensitive. However lowlands have no or very little interflow, if seen from a process-oriented point of view. Simulations showed that the dynamics of the total runoff could not be simulated with baseflow and overlandflow components only. The fact that the landuse is dominated by agricultural use and that many soils are characterised by water influence, led to the assumption, that these areas must be drained. This was verified through literature on the catchment. As a result, drainage areas were defined. Furthermore it was necessary to expand the river network, because the one calculated by the WaSiM-Tool TAnalys did not have the expected drainage density.

The results of the sensitivity analysis showed, that the channel depth, the hydraulic conductivities and the leakage faktor were the most sensitive parameters. These parameters have a great impact on baseflow, which is the most important runoff component for lowland catchments.

Results of the model application demonstrated that the model was not able to simulate the fast runoff response of the catchment during the sommer months. The components of the waterbalance were also not simulated adequately. A comparison of the simulated and measured groundwater levels showed that groundwater levels were underestimated. The transfer of the calibrated parameter set to another catchment led to better results.

key words:

water balance modeling, WaSiM-ETH, lowland, groundwater model, groundwater exfiltration, groundwater infiltration, surfacewater-groundwater interaction

1 Einleitung

1.1 Überblick

Die Wasserhaushaltsmodellierung auf der Einzugsgebietsebene stellt eine wichtige Aufgabe der Hydrologie dar. Sie dient der räumlich und zeitlich differenzierten Quantifizierung der Wasserhaushaltskomponenten und Speicherzustände im betrachteten Einzugsgebiet. Im Gegensatz zu den weit verbreiteten Niederschlags-Abflussmodellen erfolgt eine wesentlich genauere und oft physikalisch basiertere Beschreibung der grundlegenden hydrologischen Prozesse. D.h. das Modell simuliert nicht nur das Abflussgeschehen, sondern es bildet auch Prozesse wie z.B. Interzeption, Bodenwasserspeicherung, Verdunstung und Grundwasserneubildung ab. Somit können hydrologische Systeme über längere Zeiträume hinweg kontinuierlich simuliert und Teilbereiche genauer untersucht werden. Laut BREMICKER (2000) eignen sich Wasserhaushaltsmodelle deshalb für diverse Aufgabenstellungen:

- Darstellung des aktuellen Zustandes: als Bewertungsgrundlage zur Verbesserung ungünstiger Systemzustände
- Simulation: zur Quantifizierung der Auswirkungen von Landnutzungs- oder Klimaänderungen
- Vorhersage: zur operationelle Niedrigwasser- und Hochwasservorhersage

Die Wasserhaushaltsgleichung in ihrer einfachsten Form,

$$N = A + V \pm \Delta S$$

wobei N den Niederschlag, A den Abfluss, V die Verdunstung und ΔS die Speicheränderung in mm pro Zeitschritt für das Einzugsgebiet darstellt, ist auf den ersten Blick eine der simpelsten Gleichungen in der Hydrologie. Die korrekte Bestimmung der einzelnen Glieder, sodass die Gleichung geschlossen ist, ist häufig mit großem Aufwand verbunden. Eine Bilanzierung der Wasserhaushaltsgrößen für ein Einzugsgebiet nur anhand gemessener Größen ist ungenau, da sowohl die Messung an sich, als auch die Regionalisierung der Punktmessungen der Wasserhaushaltsgrößen mit sehr großen Unsicherheiten verbunden ist. Für eine differenzierte Bilanzierung des Wasserhaushaltes ist die Anwendung eines geeigneten Wasserhaushaltsmodells unabdingbar, wenn dies auch einen sehr komplizierten Ansatz darstellt, die scheinbar einfache Wasserhaushaltsgleichung zu lösen.

Um Fragen zur Bilanz des Wasserhaushaltes beantworten zu können, sind Modelle nötig, die mit ausreichend physikalischer Grundlage für grössere Gebiete detaillierte Aussagen über das zukünftig zu erwartende hydrologische Regime treffen können und alle wichtigen Prozesse des Gebiets abbilden (KRAUSE & BRONSTERT, 2005a). Dabei sollten solche Modelle in der Praxis erfüllbare Anforderungen an die Art und an die räumlichzeitliche Auflösung der benötigten meteorologischen und gebietsbeschreibenden Daten stellen. Des weiteren sollten vertretbare Rechenzeiten gewährleistet sein.

Aufgrund des großen Einflusses des Grundwassers auf die Hydrologie im Flachland ist es wichtig ein Modell zu wählen, welches nicht nur den Wasserhaushalt simuliert, sondern auch das Grundwasser berücksichtigt. Auch bei Modellierungen in Flachlandeinzugsgebieten werden selten Modelle eingesetzt, welche die Grundwasserdynamik abbilden (KRAUSE, 2005). Für die Fragestellungen des Projektes eignet sich die Modellplattform WaSiM-ETH, da diese viele der hydrologischen Prozesse physikalisch basiert und räumlich hoch aufgelöst darstellen kann und zusätzlich Stofftransport und Grundwasserdynamik abbildet. Sehr bedeutend ist auch die Vielseitigkeit an Ausgaben für die einzelnen Bilanzglieder und Speicherfüllungen, was eine deutlich detailliertere Beurteilung der Modellierungsergebnisse ermöglicht.

Um ein natürliches hydrologisches System möglichst gut mit einem geeigneten Modell abbilden zu können, ist es nötig das Modell zu kalibrieren. In der hydrologischen Modellierung besteht die Beurteilung der Modellanpassung meist nur darin, den gemessenen Abfluss mit dem simulierten Abfluss zu vergleichen. In den seltensten Fällen wird eine multiple response validation durchgeführt (vgl. UHLENBROOK 1999), welche die Performance des Modells an weiteren unabhängigen Messdaten überprüft. Mit einer gemessenen Abflussganglinie kann nur die Güte des simulierten Gesamtabflusses bestimmt werden, nicht jedoch die Güte der einzelnen Abflusskomponenten. Hier bietet der Vergleich modellierter und gemessener Tritiumkonzentrationen eine unentbehrliche Information. Mit Hilfe der Tritiumkonzentrationen ist es möglich die Abflusskomponenten, die zum Gesamtabfluss beitragen, zu verifizieren (KÖNIGER ET AL., 2005), vorausgesetzt es liegen Messwerte des Vorfluters und des Niederschlags vor. Dies erweitert das Verständnis des Hydrologen für das untersuchte Gebiet enorm. Im Rahmen des TRIBIL II Projekts soll eine Wasserhaushaltsmodellierung für das gesamte Wesereinzugsgebiet durchgeführt werden, wobei später gemessene Tritiumkonzentrationen in den Vorflutern mit modellierten verglichen werden sollen. Dieses Vorgehen stellt eine weitere Validierungsmöglichkeit für die modellierten Wasserbilanzen dar.

Das Einzugsgebiet der Weser, welches im Rahmen des TRIBIL II Projekts modelliert werden soll, ist sehr komplex, da es zwei sehr unterschiedliche hydrologische Systeme beherbergt. Zum einen das Weserbergland und den Harz, zwei Mittelgebirgsregionen und zum anderen das Weser-Aller-Flachland, ein Teil der norddeutschen Tiefebene, welches durch die breiten und reliefarmen Urstromtäler und weiten glazialen Landschaftsformen geprägt ist. Aufgrund des Reliefs unterscheiden sich die dominierenden hydrologischen Prozesse der beiden Regionen sehr deutlich (EVERTZ ET AL., 2002). Speziell in Einzugsgebieten des Flachlandes stellt das Grundwasser einen äußerst wichtigen Steuerfaktor im hydrologischen System dar (KRAUSE & BRONSTERT, 2005a).

1.2 Problemstellung und Zielsetzung

Im Jahre 2004 wurde von KÖNIGER (2004) eine Einzugsgebietsmodellierung im Rahmen des Projekts "Tritiumbilanz deutscher Stromgebiete" der Bundesanstalt für Gewässerkunde durchgeführt; als Modellplattform kam TAC^D (UHLENBROOK, 1999) zur Anwendung. Anhand von hydrologischen, meteorologischen und radiologischen Zeitreihen wurde eine Tritiumbilanz für das Wesereinzugsgebiet erstellt (KÖNIGER ET AL., 2005). Im Rahmen des TRIBIL II Projekts soll eine räumlich und zeitlich hochaufgelöste Wasser- und Tritiumbilanz für das Wesereinzugsgebiet erstellt werden, was eine detaillierte Wasserhaushaltsmodellierung voraussetzt (KÖNIGER, 2004). Um eine möglichst realitätsnahe Wasserbilanz in den Flachlandeinzugsgebieten zu erhalten, ist es äußerst wichtig die Grundwasserkomponente korrekt zu modellieren (KÜLLS, 2007). Dies ist nur erreichbar, wenn alle wichtigen Prozesse u.a. die Oberflächen-Grundwasser-Interaktion im verwendeten Modell Berücksichtigung finden. Hierzu eignet sich die oben kurz vorgestellte Modellplatform WaSiM-ETH.

Die Ziele dieser Diplomarbeit sind:

- die Quantifizierung des Wasserhaushaltes in zwei ausgewählten Einzugsgebieten im Tiefland des Wesereinzugsgebiets unter der Berücksichtigung der Oberflächen-Grundwasser-Interaktion
- die Identifizierung der sensitivsten Kalibrierparameter
- die Beurteilung des Modells hinsichtlich der Anwendbarkeit im Flachland

1.3 Methodisches Vorgehen

Das Vorgehen gliedert sich in sechs Schritte.

- 1. Entwicklung des Modellverständnisses und Aufbau der Gebietskenntnis
- 2. Datenaufbereitung für das Gesamtgebiet
- 3. Sensitivitätsanalyse der Kalibrierparameter
- 4. Kalibrierung und Validierung des Modells am ausgewählten Einzugsgebiet
- 5. Übertragung des kalibrierten Parametersatzes auf ein weiteres Einzugsgebiet
- 6. Beurteilung des Modells

2 Untersuchungsgebiet

2.1 Naturräumliche Lage und Topographie

Die Topographie des norddeutschen Tieflandes ist hauptsächlich durch die welligen Geestflächen und den ebenen, ausgestreckten Flächen der Talauen geprägt. Die südöstliche oberirdische Begrenzung des Untersuchungsgebiets ergibt sich durch die Warthe-Endmoränenbildung im Süden und Osten. Im Norden und Westen ist die Einzugsgebietsgrenze nicht eindeutig durch das Relief bestimmt.



Abbildung 2.1.1: Höhenstufen, meteorologisches und hydrologisches Messnetz

Das Einzugsgebiet der Pegelstation Hellwege-Schleuse an der Wümme erstreckt sich von dieser im Westen bis zum Wilseder Berg (169 m ü NN), der die östliche Begrenzung darstellt. Es nimmt eine Fläche von 908 km^2 ein (NLWKN, 2006). Naturräumlich zählt das Einzugsgebiet zum Großteil zur Geestlandschaft der Staader Geest. Nur ein

kleiner Teil im Osten, wo sich auch der Wilseder Berg befindet, ist der Lüneburger Heide zuzuordnen. Das Relief des Gebiets formte sich am Ende der Saale-Eiszeit und ist geprägt von Grund- und Endmöränen des damaligen Inlandeises (ANEMÜLLER, 1970). Das mittlere Gefälle beträgt 0,42%, die mittlere Höhe 44 m ü NN. Eine Übersicht zur Lage des Einzugsgebiets im Wesereinzugsgebiet gibt Abbildung A.0.1 auf Seite 104 im Anhang.

2.2 Klima

Großklimatisch lässt sich das Untersuchungsgebiet der temperierten humiden Zone Mitteleuropas zuordnen. D.h. es existiert eine ausgeprägte, jedoch nicht zu lange andauernde kalte Jahreszeit. Das atlantisch geprägte Gebiet weist milde Sommer und kühle Winter mit einer durchschnittlichen Niederschlagsmenge von ca. 825 mm pro Jahr auf. Allgemein ist das Klima aufgrund des maritimen Einflusses durch einen gedämpften Jahresund Tagesgang der Temperatur geprägt (FGG WESER, 2005). Die mittlere Temperatur beträgt ca. 8,7 °C. Außerdem zeichnet sich das Gebiet durch erhöhte Windgeschwindigkeiten und Luftfeuchtewerte aus, welche im Mittel ca. 0,9 m/s bzw. ca. 80% betragen. Aufgrund der geringen mittleren Schneedeckendauer, welche zwischen 20 und 40 Tagen beträgt, hat der Schneespeicher nur geringen Einfluss auf die Abflusscharakteristik (BMUNR, 2001).

2.3 Hydrologie

Im Oberlauf führt die Wümme nur periodisch Wasser, da es in den Sandmassen des Niederhaverbecker Holzes versickert. Erst nach dem Wintermoorer Sander fließt sie beständig. Im bis zu einen Kilometer breiten Wümmetal kam es zu Moorbildungen durch Niederschläge, Ausuferungen und von den höheren Lagen zufließendes Grundwasser. Im weiteren Verlauf nimmt die Wümme weitere Flüsse wie z.B. die Fintau, Veerse, Rodau und Wiedau auf, welche auf dem Westhang der Warthe-Endmoränenbildung entspringen und auf ihrem Lauf zahlreiche Niederungen und Moore entwässern. Schließlich fließt sie durch den Gebietsauslass am Pegel Hellwege-Schleuse (ANEMÜLLER, 1970). Dies ist der letzte Pegel der Wümme, der nicht tidebeeinflusst ist (NLWKN, 2006). Gewässerkundliche Hauptzahlen für diesen Pegel sind in Tabelle B.0.3 auf Seite 114 aufgeführt.

Das dichte Gewässernetz bildete sich aufgrund der meist geringen Grundwasserflurabstände zwischen den Moränenbildungen aus. Anthropogene Eingriffe zur Entwässerung der Feuchtgebiete verdichteten dieses Gewässernetz zusätzlich (siehe Kapitel 2.7).

Das jährliche Abflussregime der Wümme zeigt ein Maxima im Monat Dezember, wel-



Abbildung 2.3.1: Abfluss- und Niederschlagsregime im Untersuchungsgebiet

ches durch eine erhöhte Niederschlagsmenge in den Monaten November und Dezember (zweites Niederschlagsmaximum) und dem geringen Wasserverbrauch der Pflanzen und der reduzierten Evaporation hervorgerufen wird. Obwohl im Sommer das absolute Niederschlagsmaximum auftritt, zeigt das Abflussregime in den Monaten Juni bis Oktober ein deutliches Minimum. Dies ist auf die erhöhte Transpiration der Pflanzen und der nicht zu vernachlässigenden Evaporation aus dem Boden zurückzuführen. Der geringe Grundwasserflurabstand, welcher sich auch durch die zahlreichen Niedermoore im Gebiet zeigt, stellt im Sommer viel Wasser für die Verdunstung bereit.

Das Abflussregime ist ein einfaches pluviales Regime. Nach BAUMGARTNER & LIEB-SCHER (1996) ist es dem ozeanischen Regenregimetyp zuzuordnen. Der Hauptanteil (68%) des jährlichen Abflussvolumens konzentriert sich auf das Winterhalbjahr, während im Sommerhalbjahr nur ca. 32% abfließen.

Da das Einzugsgebiet im Lockergesteinsbereich liegt ist evtl. ein nicht zu vernachlässigender unterirdischer Grundwasserabstrom vorhanden, welcher nicht am Pegel Hellwege-Schleuse erfasst wird. Aus hydrogeologischen Profilen (NIBIS, 2007) kann der Durchflussquerschnitt auf ca. 5000 m Breite und 20 m Tiefe festgelegt werden. Darüber hinaus beträgt der durchnittliche k_f -Wert $4.3 \cdot 10^{-4}$ m/s und der Gradient ca. 0,0005. Daraus ergibt sich ein jährlicher Grundwasserabstrom im Bereich von 0,7 mm/a. Dieser kann in der Wasserhaushaltsbilanz vernachlässigt werden.

Der langjährige Wasserhaushalt des Einzugsgebiets der Wümme setzt sich nach Anga-

ben aus BMUNR (2001) für den Zeitraum 1961-1999, wie in Tabelle 2.3.1 aufgeführt, zusammen.

Wasserhaushaltsgröße	[mm/a]	[%]
Niederschlag	825	
Abfluss	303	37
Verdunstung	521	63

Tabelle 2.3.1: Wasserhaushalt des Einzugsgebiets nach BMUNR (2001)

2.4 Boden

Der Boden bildet den wichtigsten Umsatzraum für die Wasserflüsse und spielt deshalb die zentrale Rolle bei der Wasserhaushaltsmodellierung. Die Bodenkarte (Abb. 2.4.1) zeigt eine Übersicht der im Einzugsgebiet auftretenden Böden und lässt erkennen, dass ein Großteil der Fläche mit Böden bedeckt ist, welche stark durch Wasser beeinflusst sind.



Abbildung 2.4.1: Böden des Einzugsgebiets

Das Auftreten dieser Böden ist nicht zufällig, sondern deckt sich sehr gut mit der räumlichen Verteilung des Ausgangsgesteins. So entwickelten sich Pseudogleye, Hochmoorund Niedermoorböden hauptsächlich auf den Moränenablagerungen, welche die Hochflächen des Gebiets darstellen. Auf den Sandern und Hochflächensandern und den Talsand und Schotterflächen, die die Talniederungen formen, bildeten sich überwiegend Podsole und saure Sandböden, in Vorfluternähe auch Aueböden und Gleye. Gesättigte hydraulische Leitfähigkeiten bewegen sich im Bereich zwischen maximal $8 \cdot 10^{-4} m/s$ und minimal $3,81 \cdot 10^{-7} m/s$. Eine hohe hydraulische Leitfähigkeit begrenzt sich auf die Sande und Podsole.

2.5 Landnutzung

Das Gebiet ist hauptsächlich durch landwirtschaftliche Nutzungsformen geprägt, v.a. durch Ackerbau und Grünland (vgl. Tab. 2.5.1). Auch Wald deckt mit ca. 20% einen erheblichen Flächenanteil ab. Feuchtflächen und Torfmore nehmen heute, aufgrund der Meliorationsmaßnahmen in den 50er und 60er Jahren, einen deutlich geringeren Flächenanteil ein. Diese Flächen wurden der landwirtschaftlichen Nutzung zugeführt (EVERTZ ET AL., 2002).

Landnutzung	Anteil $[\%]$
Ackerland	$36,\! 0$
Grünland	23,7
heterogene landw. Flächen	$14,\!8$
Nadelwald	$14,\!3$
locker bebaute Flächen	4,2
Mischwald	2,5
Laubwald	2,2
Feuchtflächen und Torfmoore	1,7
Strauch und Krautbewuchs	$0,\!3$
dicht bebaute Flächen	0,4

Tabelle 2.5.1: Prozentualer Anteil der Landnutzung an der Gesamtfläche

2.6 Hydrogeologie

Das Gebiet ist ausschließlich von glazifluvial-transportierten Lockergesteinen aus dem Pleistozän bedeckt (ANEMÜLLER, 1970). Die Talsand- und Schotterflächen, sowie die Sander und Hochflächensande nehmen mit jeweils 40% den Großteil des Gebiets ein. Moränenbildungen bedecken die restliche Fläche. Die beiden erstgenannten Typen kenn-

zeichnen sich durch mächtige Kies- und Sandablagerungen, welche die Aquifere darstellen. Hydraulische Durchlässigkeiten bewegen sich im Bereich zwischen 10^{-3} m/s und 10^{-6} m/s. In Einzugsgebieten des Flachlandes ist oft ein großer Unterschied zwischen oberirdischem und unterirdischem Einzugsgebiet gegeben (vgl. WITTENBERG, 2005). Jedoch kann für dieses Einzugsgebiet davon ausgegangen werden, dass das unterirdische ungefähr dem oberirdischen gleicht. Dies geht aus der vom Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) bereitgestellten hydrogeologischen Übersichtskarte (1:200000) zur Lage der Grundwasseroberfläche hervor (siehe Abb. A.0.2 auf Seite 105).



Abbildung 2.6.1: Verteilung der Lockergesteine und hydraulischen Durchlässigkeiten im Gebiet

Die Verteilung der Grundwasserflurabstände im Gebiet kann prinzipiell in zwei Bereiche gegliedert werden. Im Bereich der Endmoränen liegt der Grundwasserspiegel aufgrund des stärkeren Reliefs tiefer als in den Talauen. Es treten Grundwasserflurabstände bis zu ca. 80 m auf. In den Talauen befindet sich der Grundwasserspiegel sehr nahe an der Oberfläche und es ist von einer starken Beeinflussung des Bodenwasserhaushalts und einer starken Interaktion mit Oberflächengewässern auszugehen (siehe Abbildung 4.3.7 auf Seite 79). Die geringen Grundwasserflurabstände werden auch durch Daten der Grundwassermessstellen im Gebiet bestätigt (siehe Tab. B.0.1 auf Seite 112.

2.7 Anthropogene Einflüsse

Wie bereits erwähnt wurden auch in diesem Einzugsgebiet, im Hinblick auf die Ertragssteigerung der landwirtschaftlichen Produktion, umfangreiche Meliorationsmaßnahmen vorgenommen. Dies begann in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts mit der systematische Kultivierung der Moorflächen, wobei auch Entwässerungskanäle und Schiffgräben entstanden sind. Weitere umfangreiche Maßnahmen konnten erst wieder in den 50er und 60er Jahren durchgeführt werden. Diese umfassten die Erhöhung der Leistungsfähigkeit zahlreicher Gewässer. Außerdem erforderte die Schiffbarkeit Vertiefungen einiger Gewässer.

Die Drainierung der Böden hat eine großen Einfluss auf deren hydraulische Durchlässigkeiten, da die Lagerungsdichte durch Sackungen erhöht wird. Dies führt zu einer Verringerung der Durchlässigkeiten auf bis zu 1/50. Um Moore dennoch effektiv entwässern zu können bedarf es deshalb eines engen Grabennetzes (ANEMÜLLER, 1970). Diese Maßnahmen wirken sich sehr stark auf den Landschaftswasserhaushalt aus und sollten im Hinblick auf eine genaue Modellierung im Flachland berücksichtigt werden (vgl. FOHRER ET AL., 2007).

Der Ein- bzw. Austrag von Wasser in bestimmte Einzugsgebiete durch die Wasserwirtschaft kann v.a. bei Fernwasserversorgungen den Wasserhaushalt beeinflussen. Für dieses Einzugsgebiet belaufen sich die Wasserentnahmen laut BMUNR (2001) auf ca. 10 mm/a. Da weiterhin keine Fernwasserversorgungsleitungen im Gebiet vorhanden sind ist anzunehmen, dass keine bedeutenden Mengen von außerhalb herbeigeführt werden und die gewonnene Trinkwassermenge dem Vorfluter wieder zugeführt wird.
3 Grundlagen

3.1 Die Hydrologie des Flachlandes

3.1.1 Abflussbildung im Flachland

Da die dominanten Abflussbildungsprozesse maßgeblich vom Relief bestimmt werden, unterscheiden sich diese im Flachland deutlich von denen der Mittelgebirgsregionen (EVERTZ ET AL. 2002, KRAUSE & BRONSTERT 2005b). Die Abflussbildung im Flachland wird in der Literatur häufig als eindimensionaler Prozess dargestellt. Aufgrund der gut durchlässigen, oft sandigen Böden, infiltriert meist der gesamte Niederschlag und sickert vertikal durch die Bodenzone, bis er das Grundwasser erreicht und somit zur Grundwasserneubildung beiträgt. Der Hauptteil des Gesamtabflusses wird durch den Basisabfluss zur Verfügung gestellt, nur vernachlässigbar geringe Anteile tragen als Oberflächenabfluss oder Interflow zum Gesamtabfluss bei (DOERHOEFER & JESOPAIT 1997, EVERTZ ET AL. 2002). In bestimmten Bereichen der Einzugsgebiete können auch bedeutende Anteile als Sättigungsflächenabfluss dem Vorfluter zufließen. Dies geschieht aufgrund der z.T. geringen Grundwasserflurabstände und der daraus resultierenden geringen Speicherkapazität der Böden (DOERHOEFER & JESOPAIT, 1997). Bei großen Niederschlagsereignissen sind die geringen Speicherkapazitäten schnell aufgebraucht und es entsteht Sättigungsflächenabfluss. Dies tritt am häufigsten in den z.T. sehr ausgedehnten Moorgebieten des Flachlandes auf.

Laut WITTENBERG (2005) führen die stark durchlässigen Böden zu einer schnellen Reaktion des grundwasserbürtigen Abflusses. Das Wasser, das den Grundwasserspiegel erreicht, vergrößert den hydraulischen Gradienten und erhöht somit die Fließgeschwindigkeit des Grundwassers. Des weiteren ist denkbar, dass z.B. in den Talauen mit Aueböden, wo aufgrund der Bodenart ein bedeutender Kapillarsaum entstehen kann, Prozesse wie groundwater ridging zu einer schnellen Reaktion des Basisabflusses führen. UHLEN-BROOK & LEIBUNDGUT (1993) erklären diesen und andere Abflussbildungsprozesse im Detail.

Die Abflusscharakteristik von Einzugsgebieten mit landwirtschaftlicher Nutzung ist aufgrund meliorativer und wasserbaulicher Eingriffe nachhaltig anthropogen beeinflusst (FOHRER ET AL., 2007). Somit kann in Einzugsgebieten des Flachlandes, die einen großen Anteil an landwirtschaftlichen Flächen haben, eine weitere Abflusskomponente die Abflusscharakteristik prägen.

3.1.2 Die Interaktion zwischen Fließgewässer und Grundwasser

Da der Prozess der Interaktion zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser für den Wasserhaushalt im Tiefland sehr wichtig ist (KRAUSE, 2005), soll dieser hier genauer beschrieben werden. In bergigen Einzugsgebieten dominert die Grundwasserexfiltration, während im Flachland sowohl Grundwasserexfiltration als auch verstärkt Grundwasserinfiltration auftreten. Die Art, Intensität und Richtung der Interaktion wird hauptsächlich durch folgende drei Faktoren gesteuert (SOPHOCLEOUS, 2002):

- 1. der Druckgradient, welcher sich aus dem Unterschied zwischen dem Wasserspiegel im Fluss und dem Wasserspiegel im Grundwasser ergibt,
- die hydraulische Leitf\u00e4higkeit der Kolmationsschicht (hyporheische Zone) des Flussbettes, sowie den hydraulischen Eigenschaften des Bodens bzw. der angrenzenden hydrogeologischen Schichten und
- 3. schließlich die Geometrie und Lage des Flussbetts innerhalb der Talaue.

Die große räumliche Heterogenität der hydraulischen Eigenschaften der Böden, sowie der geologischen Fazies und der Kolmationsschicht wirkt sich stark auf die räumliche Variabilität des Austausches aus (KRAUSE, 2005). Die Interaktion hat nicht nur auf die Menge des Grundwasserabflusses im Fluss eine große Auswirkung, sondern auch auf viele hydrologische Prozesse im Einzugsgebiet, welche entscheidend für den Wasserhaushalt sind. So tragen erhöhte Grundwasserstände sowohl zu einer erhöhten Grundwasserexfiltration, als auch zu einem größeren kapillaren Aufstieg bei, welcher zu erhöhter Verdunstung führt (KRAUSE, 2005). Weiterhin beeinflussen die Grundwasserstände die Infiltrationskapazität und Infiltrationsmenge (KRAUSE, 2005). So kann bei hohen Grundwasserständen auch bei geringeren Niederschlagsmengen Sättigungsflächenabfluss entstehen. Außerdem ist der Prozess des *groundwater ridging* bei flurnahen Grundwasserständen besonders effektiv (UHLENBROOK, 1999) und kann deshalb vor allem in Gebieten mit dichter Drängrabenstruktur zu einer schnellen Abflussreaktion führen.

Der Austausch zwischen Oberflächen- und Grundwasser kann innerhalb des Einzugsgebiets stark variieren, wobei die Richtung des Austausches durch die Druckgradienten bestimmt wird. Prinzipiell gibt es vier Austauscharten, von denen zwei Spezialfälle bilden:



Abbildung 3.1.1: Verschiedene Fälle von Oberflächen-Grundwasserinteraktion nach KRAUSE (2005)

(1) Sind die Grundwasserstände höher als der Wasserspiegel im Fluss, so herrschen effluente Bedingungen vor und es kommt zur Grundwasserexfiltration. Das heißt Grundwasser tritt durch die hyporheische Zone in das Fließgewässer über und bildet dort den grundwasserbürtigen Abfluss (Abb. 3.1.1 a). Dieser Austausch findet hauptsächlich im Sommer statt, wenn die Pegelstände am Fluss niedrig sind.

(2) Ist der Wasserspiegel höher als der Grundwasserstand, so dreht sich der Druckgradient um und es kommt zur Grundwasserinfiltration, welche auch als indirekte Grundwasserneubildung bezeichnet wird. Es herrschen influente Bedingungen vor (Abb. 3.1.1 b).

(3) Eine weiterer Fall von effluenten Bedingungen bildet die Situation in Abbildung 3.1.1 c. Im Gegensatz zur vorherigen Situation entsteht zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser eine ungesättigte Zone.

(4) Abbildung 3.1.1 d zeigt den zweiten Spezialfall, wobei hier an einer Seite des Flusses influente und auf der anderen effluente Fließbewegungen abblaufen. Da aber das Fließgewässer meist parallel zur Talaue verläuft und die Grundwasserfließrichtung häufig ebenfalls dieser Richtung entspricht, bildet dieser Fall eher die Ausnahme (SOPHOCLEOUS, 2002). Eine umfassende Übersicht zu diesem Thema gibt SOPHOCLEOUS (2002).



Abbildung 3.1.2: Natürliche Verhältnisse und deren Abbildung im Modell

Abbildung 3.1.2 verdeutlicht die vereinfachte Darstellung der Interaktion im Modell im Gegensatz zur Natur. Im einfachsten Fall lässt sich der Interaktionsprozess als eindimensionaler DARCY-Fluss durch eine Kolmationschicht darstellen, wobei von einem linearen Zusammenhang zwischen Wasserfluss und Druckgradient ausgegangen wird. Dieser Ansatz ist im Model WaSiM implementiert und wird in Kapitel 3.2.4.4 näher beschrieben (Formel 3.2.10)

Wie bereits erwähnt, wird der Wasseraustausch maßgeblich durch die Kolmationsschicht gesteuert. Diese ist eine Sedimentschicht am Grund des Flussbetts (siehe Abb. 3.1.2). In der Natur sind die hydraulischen Eigenschaften dieser Schicht räumlich und zeitlich sehr variabel. In langsamen Fliessabschnitten des Flusses treten aufgrund der verstärkten Sedimentation mächtigere Kolmationsschichten mit geringeren Durchlässigkeiten auf, wohingegen in schnellen Fliessabschnitten diese geringmächtiger ist und eine erhöhte Durchlässigkeit aufweist. Die zeitliche Dynamik der Eigenschaften richtet sich nach dem Abfluss. Erhöhte Abflüsse z.B. führen zur Erosion der Kolmationsschicht, was eine erhöhte Durchlässigkeit zur Folge hat. Diese Dynamik kann durch das Modell nicht wiedergegeben werden.

Die oben beschriebenen Prozesse, v.a. (1) und (2), haben einen Einfluss auf die Form der Abflussganglinie bei erhöhten Abflüssen. Dieser Einfluss ist in ebenen Gebieten stärker ausgeprägt als in bergigeren, da die Überflutungsflächen meist größer sind. Wenn eine Abflusswelle sich entlang eines Flusses bewegt in dem effluente Bedingungen herrschen kehrt sich bei Durchgang der Welle der hydraulische Gradient um. Dies geschieht, da der Wasserspiegel der Abflusswelle höher ist als der Grundwasserspiegel im Uferbereich. Somit kommt es zu influenten Bedingungen, wobei das Wasser der Abflusswelle kurzzeitig im Uferbereich verweilt. Dieser Prozess wird als *Uferspeicherung* bezeichnet. Nach Durchgang der Welle ändert sich der Druckgradient wieder und das im Uferbereich gespeicherte Wasser exfiltriert wieder in den Vorfluter (DINGMAN, 2002). Bei größeren Hochwasserereignissen wie sie z.B. in den Wintermonaten im Flachland auftreten, entstehen aufgrund der ebenen Talflächen großflächige Überflutungen. Somit kann bedeutend mehr Wasser in die umliegenden Gebiete infiltrieren und im Untergrund gespeichert werden.

3.1.3 Wasserhaushalt ausgewählter Gebiete

Im Folgenden soll ein kurzer Überblick über die Wasserbilanzen bzw. Wasserhaushaltsgrößen, welche durch andere Arbeiten bestimmt wurden gegeben werden. Wasserhaushaltsmodellierungen im Wesergebiet und/oder den einzelnen Teilgebieten erfolgten z.B. durch BREMICKER (2000), KÖNIGER (2004) und STRASSER (1998).

Quelle	Gebiet	Zeitraum	N [mm]	A [mm]	V [mm]
Königer (2004)	Aller (Rethem)	1951-1999	724	229	549 (pot)
					382 (akt)
STRASSER (1998)	$\operatorname{Aller}(\operatorname{Rethem})$	1965 - 1994	711	250	428 (akt)
Bremicker (2000)	Bereich Wümme	1981-1990			500-525(akt)

Tabelle 3.1.1: Wasserhaushalt ausgewählter Gebiete im Flachland

3.2 Das Wasserhaushalts-Simulationsmodell WaSiM-ETH

3.2.1 Einführung

Das Modell wurde an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich im Rahmen der Dissertation von SCHULLA (1997) entwickelt. Das Bodenmodul des Originalmodells basierte auf dem TOPMODEL-Ansatz (BEVEN & KIRKBY, 1979). Eine bedeutende Weiterentwicklung fand 1997/98 statt, indem eine zweite Modellversion entwickelt wurde, in welcher das Bodenmodul auf dem RICHARDS-Ansatz aufbaut. Dieses flächendetaillierte hydrologische Modell ist aufgrund seines streng modularen Aufbaus, seiner weitgehend physikalischen Abbildung der hydrologischen Prozesse und seiner variablen räumlichen (theoretisch beliebig klein) und zeitlichen (maximal eine Minute) Auflösung eines der am vielseitigsten einsetzbaren Modelle. Oft stehen für ein Modul mehrere Ansätze zur Modellierung zur Verfügung. Zum Beispiel kann das Bodenmodul nach dem konzeptionellen TOPMODEL-Ansatz oder physikalisch-basiert nach dem Ansatz nach RICHARDS (1931) abgebildet werden. Anwendungen reichen von Wasserhaushaltsmodellierungen (vgl. SCHULLA, 1997) über Hochwasservorhersage (vgl. JASPER ET AL., 2002) bis zur Prozessforschung in kleinen Einzugsgebieten (vgl. CASPER, 2002).

Die räumliche Diskretisierung der Einzugsgebiete in Form von Rasterelementen hat Vorund Nachteile. Nachteile sind z.B. die schlechte Abbildung der räumlichen Verteilung von hydrologischen Eigenschaften und der Topographie bei zu großen Rastern. Jedoch bietet dieses System auch sehr viele Vorteile. Aufgrund der einheitlichen Raster ist ein rechentechnisch schneller Modellablauf gewährleistet, der bei einer detaillierten Wasserhaushaltsmodellierung, wie sie in diesem Projekt durchgeführt werden soll, sehr wichtig ist. Auch können bei einer feinen Auflösung die hydrologischen Prozesse physikalisch basiert modelliert werden, wohingegen bei einem Hydrotopenansatz eher konzeptionelle Ansätze verwendet werden müssen (vgl. HBV und TOPMODEL). Weitere Vorteile des Rasterformats sind die Kompatibilität bei einer Kopplung von Modellen (vgl. KRAUSE, 2005), da viele Modelle im geowissenschaftlichen Bereich das Rasterformat nutzen.

Aufgrund der weitgehend physikalischen Algorithmen zur Abbildung der Prozesse, hat das Modell WaSiM-ETH (RICHARDS-Version) eine hohe Anforderung an die Menge und Detailliertheit der Eingangsdaten. Da für dieses Projekt sehr umfangreiche und detaillierte geographische und meteorologische Daten zur Verfügung stehen, stellt die Datenanforderung kein Hindernis zur Anwendung dar.

Die folgenden Kapitel sollen zum besseren Modellverständnis beitragen. Dies ist für eine gute Kalibrierung und eine genaue Bewertung der Modellierungsergebnisse unerlässlich.

3.2.2 Eingangsdaten

Da WaSiM ein rasterbasiertes hydrologisches Modell ist, müssen die Eingangsdaten als Rasterdatensatz zur Verfügung stehen. Für diese Modellanwendung benötigt WaSiM topographische, meteorologische und hydrogeologische Rasterdaten. Weiterhin benötigt das Modell Boden- und Landnutzungsdaten, wobei die Parametrisierung in den zugehörigen Tabellen stattfindet (siehe Tab. 3.2.1). Aus den topographischen Eingangsdaten in Form eines digitalen Höhen- bzw. Geländemodells (DHM) lassen sich unter Verwendung der Software TAnalys (Topographic Analysis) weitere Griddatensätze ableiten. Diese abgeleiteten Datensätze werden vom Modell für das Routing und für die Strahlungskorrektur benötigt.



Tabelle 3.2.1: Eingangsdaten und deren Parameter nach NIEHOFF (2002) (verändert)

Meteorologische Eingangsdaten umfassen stationsbezogene Zeittreihen von Niederschlägen (mm), Lufttemperatur (°C), Luftfeuchte (% oder mbar), Globalstrahlung (Wh/m^2) oder relative Sonnenscheindauer (%) und Windgeschwindigkeit (m/s). Diese Daten werden modellintern mit Hilfe von Regressionsbeziehungen und/oder Interpolationsmethoden auf die Fläche regionalisiert (siehe Kapitel 3.2.4.1).

Im Grundwassermodul (siehe Kapitel 3.2.4.5) können Aquifere mit unterschiedlichen Stockwerken berücksichtigt werden. Für jedes Stockwerk müssen Rasterdatensätze mit hydraulischen Leitfähigkeiten für zwei Richtungen (x und y) (m/s), Speicherkoeffizenten (m^3/m^3) und Randbedingungen nach CAUCHY (1.Art) und NEUMANN (2. Art) angegeben werden. Ist mehr als ein Grundwasserstockwerk vorhanden, so muss der Austausch zwischen den Stockwerken mit Leakagefaktoren parametrisiert werden.

Hydrologische Eingangsdaten müssen als Zeitreihen zur Verfügung stehen und dienen der Kalibrierung und der Validierung des Modells im Processing Arbeitsschritt. Diese beinhalten stationsbezogene Abflusszeitreihen (m^3/s) , welche in die Einheit mm/d konvertiert werden müssen.

3.2.3 Die Steuerdatei

Aufgrund der Komplexität der Steuerdatei soll diese in diesem Kapitel nur kurz vorgestellt werden. Eine ausführliche Beschreibung der Verwendung und Parametrisierung der Steuerdatei gibt SCHULLA (1997). Jedoch muss beachtet werden, dass diese nicht den aktuellsten Stand wiedergibt und ein Kontakt zum Modellentwickler für eine erfolgreiche Anwendung unerlässlich ist. Die gesamte Parametrisierung und Steuerung des Modells erfolgt in dieser Steuerdatei. Diese umfasst

- alle Pfade aller benötigten Dateien (Grids, Meteodatentabellen etc.)
- die Steuerung der Ausgaben des Modells
- die Parametrisierung der Regionalisierungsverfahren f
 ür die meteorologischen Zeitreihen
- die Parameter für die Steuerung aller Module sowie
- die Parametrisierung aller Böden und Landnutzungen in der Boden- und Landnutzungstabelle.

Die Steuerdatei ist thematisch aufgebaut, wobei jeder Abschnitt für ein separates Thema zuständig ist, wie z.B. die Parametrisierung der Regionalisierungsverfahren der meteorologischen Zeitreihen. Um den Umfang der Steuerdatei zu reduzieren und diese übersichtlicher zu gestalten ist es möglich Variablen, wie z.B. für den Inputpfad, zu definieren. Das vorgegebenen Format sollte eingehalten werden, sonst ist WaSiM nicht in der Lage die Steuerdatei zu lesen und bricht mit einem Fehlercode ab.

3.2.4 Ausgewählte Module



Abbildung 3.2.1: WaSiM-ETH Modellstruktur nach SCHULLA & JASPER (2006) (verändert)

Ein besonderes Leistungsmerkmal der Modellplattform WaSiM ist der modulare Aufbau, welcher in Abbildung 3.2.1 dargestellt ist. Dies ermöglicht dem Nutzer WaSiM auf die vorliegende Fragestellung anzupassen. Gegebenfalls kann das Modell aufgrund des modularen Aufbaus leicht verbessert bzw. erweitert werden, wenn neue und bessere Ansätze zur Beschreibung von hydrologischen Prozessen sich durchsetzten oder neue Fragestellungen mit dem Modell bearbeitet werden.

Dies zeigt sich in der Entwicklung des Modells von der ersten Anwendung der Modellversion I durch SCHULLA (1997) bis zur heutigen Modellversion 7.9.6. Im Folgenden werden die einzelnen Module, welche in der Modellkonfiguration für diese Arbeit relevant sind kurz vorgestellt. Für eine ausführliche Modellbeschreibung sei auf SCHULLA & JASPER (2006) verwiesen.

3.2.4.1 Interpolation der meteorologischen Eingangsdaten

Die aktuelle Modellversion von WaSiM stellt mehrere Methoden für die Interpolation zur Verfügung. Im Folgenden soll nur das IDW-Verfahren näher vorgestellt werden.

IDW ist ein häufig angewandter Interpolationsansatz, welcher den Einfluss der Messwerte auf den berechneten Wert an einem Punkt in Abhängigkeit der Distanz zu diesem gewichtet. Im Vergleich zu anderen Interpolationsverfahren ist IDW ein guter Kompromiss zwischen Genauigkeit und Rechenaufwand. Weiterhin existiert ein Regressionsansatz, der jedoch für diese Arbeit eher eine untergeordnete Rolle spielt, da die Höhenunterschiede in der Norddeutschen Tiefebene gering sind. Jedoch ist dieser Ansatz für die korrekte Modellierung der Einzugsgebiete im Mittelgebirge wie z.B. dem Harz oder dem Weser-Bergland von großer Bedeutung.

Bei diesem Verfahren werden alle Stationen innerhalb eines angegebenen Radius für die Interpolation herangezogen. Wenn alle Stationen die gleichen Werte aufweisen, wird die Interpolation übersprungen und nur dieser Wert verwendet. Weist keine Station Daten auf so wird der berechnete Wert des vorherigen Zeitschritts verwendet. Der interpolierte Wert ist die Summe aller gewichteten Stationswerte, welche in die Berechnung miteinbezogen wurden:

$$\hat{z}(u) = \sum_{j} (w_j \cdot z(u_j)) \tag{3.2.1}$$

mit
$$w_j = \frac{1}{d(u, u_j)^p} \cdot \frac{1}{C}$$
 und $C = \sum_j \frac{1}{d(u, u_j)^p}$ folgt: $\sum_j w_j = 1.0$

mit	$\hat{z}(u)$	interpolierter Wert am Punkt u
	w_j	Wichtung des Messwertes an der Stützstelle (Station) j
	$z(u_j)$	Messwert an der Stützstelle j
	$d(u, u_j)$	Entfernung der Interpolationsstelle von der Stützstelle j
	p	Gewichtung des Entfernungsreziprokes

WaSiM bietet die Möglichkeit sowohl den Gewichtungsfaktor p, als auch eine Distanz, welche den maximalen Abstand einer Station angibt, die zur Berechnung herangezogen werden kann, zu definieren. Für diese Anwendung wurde der Wichtungsfaktor auf zwei gesetzt. Weiterhin ist es möglich noch zwei Parameter, die die Anisotropie der Interpolationszone angeben, zu spezifizieren.

3.2.4.2 Verdunstungsmodul

Berechnung der potentiellen Evapotranspiration: Die Berechnung der potentiellen Verdunstung basiert auf dem MORECS-Schema (THOMPSON ET AL., 1981), welches den international weit verbreiteten physikalisch-basierten PENMAN-MONTEITH-Ansatz (MONTEITH, 1975) verwendet:

$$E = \frac{3, 6 \cdot \frac{\Delta}{\gamma_p} \cdot (R_N - G) + \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma \cdot r_a} (e_s - e) \cdot t_i}{\frac{\Delta}{\gamma_p} + 1 + \frac{r_s}{r_a}} \cdot \frac{1}{\lambda}$$
(3.2.2)

mit	E	Fluss latenter Wärme	$[mm/m^2]$
	λ	latente Verdunstungswärme	[kJ/kg]
	Δ	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve	[hPa/K]
	R_N	Nettostrahlung	$[Wh/m^2]$
	G	Bodenwärmefluss	$[Wh/m^2]$
	ρ	Dichte der Luft	$[kg/m^3]$
	c_p	spez. Wärmekapazität der Luft bei konst. Druck	[kJ/kgK]
	e_s	Sättigungsdampfdruck bei aktueller Lufttemperatur	[hPa]
	e	aktueller Wasserdampfdruck	[hPa]
	t_i	Anzahl der Sekunden im Berechnungsintervall	[s]
	γ_p	Psychrometerkonstante	[hPa/K]
	r_s	Oberflächenwiderstand	[s/m]
	r_a	aerodynamischer Widerstand	[s/m]

Die Evapotranspiration berechnet sich aus den meteorologischen Bedingungen, gekennzeichnet durch die effektive Strahlungsbilanz $(R_N - G)$, dem Sättigungsdefizit der Luft $(e_s - e)$ und der temperaturabhängigen Steigung (Δ) der Sättigungsdampfdruckkurve. Weiterhin werden zwei Verdunstungswiderstände analog zu elektrischen Widerständen in der Physik eingeführt, um die Einflüsse der Vegetation zu Parametrisieren. Der Erste ist der von Windgeschwindigkeit, Höhe und Struktur des Pflanzenbestandes abhängige aerodynamische Widerstand r_a . Der Zweite kennzeichnet die mittlere Wasserversorgung der Pflanzen in einem Bestand und wird als Oberflächenwiderstand r_{sc} des Bestandes bezeichnet. Der Oberflächenwiderstand wird als zusammenfassender Monatsmittelwert für die jeweilige Landnutzung parametrisiert. Ein Anstieg des Widerstandswertes bewirkt eine Verringerung des Wasserflusses und somit der Verdunstung. Zusätzlich sind Werte für die Luftdichte ρ , die spezifische Wärme der Luft c_p , die spezifische Verdunstungswärme λ und die Psychrometerkonstante γ_p für die Berechnung erforderlich (DVWK 1996).

Der Penman-Monteith Ansatz enthält einige Parameter, die nicht direkt messbar sind und deshalb aus anderen Beziehungen bestimmt werden müssen. Für genauere Ausführungen und Vorstellung der konkreten Formeln siehe SCHULLA & JASPER (2006) und SCHULLA (1997).

Für die Berechnung des aerodynamischen Widerstandes und des Oberflächenwiderstandes sind zahlreiche pflanzenspezifische Parameter nötig. Diese werden in den neuen WaSiM Versionen ab 7.x der erweiterten Landnutzungstabelle in der Steuerdatei entnommen. Pflanzenspezifische Parameter wie die aerodynamische Rauhigkeitslänge, der Blattflächenindex, die Durchwurzelungstiefe sowie der Vegetationsbedeckungsgrad haben einen vegetationsartspezifischen Jahresgang. Um den Tageswert eines bestimmten Parameters zu bestimmen wird eine lineare Interpolation zwischen den monatlichen Mittelwerten des Parameters durchgeführt. Die Monatsmittelwerte müssen für den jeweils mittleren Tag in einem Monat in der Landnutzungstabelle angegeben werden. Die Parametrisierung erfolgte anhand Literaturwerten (siehe Kapitel 4.1.2). Die neue Landnutzungstabelle ermöglicht eine wesentlich detailliertere Parametrisierung der Landnutzung. In Kapitel 4.1.2 auf Seite 45 ist diese beispielhaft für die Landnutzungsart Ackerland aufgeführt.

Berechnung der aktuellen Evapotranspiration: Während die Berechnung der potentiellen Verdunstung auf physikalischer Basis erfolgt, wird die aktuelle Verdunstung mit einem konzeptionellen Ansatz beschrieben. Da die Veränderung der Oberflächenwiderstände für die einzelnen Landnutzungen in Abhängigkeit der Bodenfeuchte nicht physikalisch beschrieben werden kann, wird die potentielle Verdunstung in Abhängigkeit des Bodenwassergehalts reduziert. Ist der permanente Welkepunkt erreicht findet keine Evapotranspiration mehr statt. Auch sehr hohe Bodenwassergehalte reduzieren die Verdunstung durch Sauerstoffmangel an den Wurzeln. Abbildung 3.2.2 verdeutlicht diesen Ansatz. Die Parametrisierung der Reduktion der potentiellen Verdunstung erfolgt in der

Landnutzungstabel	le, wobei folgende Parameter angegeben werden müssen.	
RootDistr	Wurzeldichteverteilung (-1 konkav, 1 linear, >1 konvex)	
HReduDry	Saugspannung bei der Trockenstress beginnt	[m]
TReduWet	Bodenfeuchtegehalt bei welchem der Sauerstoffstress	
	die Evapotranspiration reduziert	[%]
LimitReduWet	Maximaler prozentualer Anteil der Verdunstungsreduktion	
	bei Sauerstoffstress	[%]



Abbildung 3.2.2: Berechnung der aktuellen Verdunstung in WaSiM nach SCHULLA & JASPER (2006) (verändert)

3.2.4.3 Interzeptionsmodul

Um die Interzeption zu modellieren wird ein einfacher Bucket-Ansatz angewandt. Die Interzeptionskapazität berechnet sich aus dem Blattflächen-Index, dem Vegetationsbedeckungsgrad und der maximalen Wassermenge, die auf den Blättern gespeichert werden kann. Diese Parameter sind in der Landnutzungstabelle zu definieren.

$$SI_{max} = v \cdot LAI \cdot h_{SI} + (1 - v) \cdot h_{SI}$$

$$(3.2.3)$$

mit	SI_{max}	maximale Interzeptionskapazität	[mm]
	v	Vegetationsbedeckungsgrad (Jahresgang)	$[m^2/m^2]$
	LAI	Blattflächen-Index (Jahresgang)	$[m^2/m^2]$
	h_{SI}	maximale Wasserhöhe auf der Blattfläche	[mm]

Die Entlehrung des Interzeptionsspeichers wird durch die Verdunstung verursacht. Die Annahme dabei ist, dass das Wasser mit potentiellen Verdunstungsraten verdunstet. Ist die Interzeptionswassermenge für die Verdunstungsrate innerhalb eines Zeitschritts zu gering, so wird zusätzlich Wasser aus dem Boden entnommen sofern dieser nicht zu trocken oder zu nass ist. Ist der Interzeptionsspeicher gefüllt, so gelangt die überschüssige Wassermenge direkt auf den Boden und bildet dort die obere Randbedingung für das Bodenmodul.

3.2.4.4 Bodenmodul unter Verwendung des Ansatzes nach RICHARDS

Allgemeines: Die zur Modellierung ausgewählte Modellversion beschreibt die Bodenwasserbewegung in der ungesättigten Zone nach dem RICHARDS-Ansatz (RICHARDS, 1931). Die Modellierung der Wasserflüsse erfolgt für jedes Rasterelement in einer schichtweise diskretisierten Bodensäule als eindimensionaler vertikaler Fall. In Abbildung 3.2.3 auf Seite 29 ist dies schematisch für ein Bodenprofil dargestellt. Die Richardsgleichung leitet sich aus der Kontinuitätsgleichung und der DARCY-Gleichung her, wobei sich das hydraulische Potential dann aus dem Gravitationspotential und dem Matrixpotential zusammensetzt. Die hydraulische Leitfähigkeit ist zusätzlich eine Funktion der Wassersättigung bzw. des Matrixpotentials. Die 1D Richardsgleichung für diesen Fall lautet:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(-k(\theta) \frac{\partial\Psi(\theta)}{\partial z} \right)$$
(3.2.4)

mit	θ	Wassergehalt	$[m^3/m^3]$
	t	Zeitschritte	[s]
	k	hydraulische Leitfähigkeit	[m/s]
	Ψ	hydraulisches Potential als Summe aus	
		Saugspannung ψ und geodätischer Höhe	[m]
	q	spezifischer Fluss	[m/s]
	z	Tiefe	[m]

Die diskretisierte Form der Richardsgleichung lautet:

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = \frac{\Delta q}{\Delta z} = q_{in} - q_{out} \tag{3.2.5}$$

mit q_{in} Zuflüsse in die betrachtete Bodenschicht [m/s] q_{out} Abflüsse aus der Bodenschicht [m/s]

Wird nun der Wasseraustausch zwischen zwei Schichten genauer betrachtet so er-gibt sich für die Beschreibung des Wasserflusses zwischen der oberen (Index o) und unteren (Index u) Schicht:

$$q = k_{eff} \cdot \frac{\Psi(\theta_o) - \Psi(\theta_u)}{0, 5 \cdot (d_o + d_u)}$$
(3.2.6)

$$mit \qquad \frac{1}{k_{eff}} = \frac{d_o}{d_o + d_u} \cdot \frac{1}{k(\theta_o)} + \frac{d_u}{d_u + d_o} \cdot \frac{1}{k(\theta_u)}$$

mit	q	Wasserfluss zwischen zwei diskreten Schichten	[m/s]
	k_{eff}	effektive hydraulische Leitfähigkeit	[m/s]
	d	Mächtigkeit der Schicht	[m]

Parametrisierung: WaSiM bietet zwei Möglichkeiten um den hydraulische Leitfähigkeit in Abhängigkeit der Wassersättigung zu beschreiben. Zum einen können die Beziehungen zwischen hydraulischem Potential und Wassersättigung sowie zwischen der hydraulischen Leitfähigkeit und der Wassersättigung für jeden Boden in Tabellenform angegeben werden. Jedoch verlangt diese Methode sehr viele experimentell erhobene Daten, welche insbesondere bei einer makroskaligen Wasserhaushaltsmodellierung nicht zur Verfügung stehen. Eine weitere Methode zur Beschreibung der Beziehungen bildet der Ansatz nach VAN GENUCHTEN (1980). Dieser beschreibt die Zusammenhänge über Funktionen, welche durch empirische Parameter (sogenannte VAN GENUCHTEN-Parameter) an die experimentellen Daten angepasst werden können. Oft werden diese Parameter für eine Vielzahl von Böden bestimmt und dann Pedotransferfunktionen (vgl. WÖSTEN ET AL., 2001) abgeleitet, wie z.B. im Rahmen des HYPRES Projekts. Über diese Funktionen lassen sich unter Angabe relativ leicht erfassbarer Bodenparameter, wie z.B. Trockenraumdichte und Tongehalt, die aufwendig zu bestimmenden VAN GENUCH-TEN-Parameter ableiten. Für das Matrixpotential in Abhängigkeit der Wassersättigung ergibt sich:

$$\psi(\theta) = \frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{-1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}$$
(3.2.7)

Und für die hydraulische Leitfähigkeit in Abhängigkeit der Wassersättigung ergibt sich:

$$\frac{k(\theta)}{k_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot \left[1 - \left\{1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^{\frac{1}{m}}\right\}^m\right]^2$$
(3.2.8)

mit	ψ	Matrixpotential (Saugspannung)	[hPa]
	α	emp. Parameter nach VAN GENUCHTEN	[1/m]
	m	emp. Parameter nach VAN GENUCHTEN	[—]
	n	emp. Parameter nach VAN GENUCHTEN	[—]
	θ	aktueller Wassergehalt	$[m^{3}/m^{3}]$
	θ_r	residualer Wassergehalt bei $k(heta)=0$	$[m^{3}/m^{3}]$
	θ_s	Sättigungswassergehalt	$[m^{3}/m^{3}]$
	k_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	[m/s]

Unter Nutzung der Beziehung 3.2.7 kann die Berechnung des Wassergehaltes in Abhängigkeit von der aktuellen Saugspannung erfolgen:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{1}{1 + (\psi\alpha)^n}\right)^m$$
(3.2.9)

Parameter wie die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, den residualen und gesättigten Wassergehalt und die VAN GENUCHTEN-Parameter müssen in der Bodentabelle angegeben werden. Die Bodentabelle kann seit WaSiM Version 7.x wesentlich detaillierter parametrisiert werden. Die neue Version erlaubt die Parametrisierung einzelner Horizonte von Bodenprofilen. Eine Angabe der oben genannten Parameter ist für jeden Horizont obligatorisch. Weiterhin bietet die neue Bodentabelle die Möglichkeit Makroporen zu parametrisieren. Ein Auszug aus der neuen Bodentabelle ist in Tabelle 4.1.4 auf Seite 47 gegeben. Für eine genaue Beschreibung der Lösung der Richardsgleichung mit einem Finite-Differenzen Verfahren sei auf SCHULLA & JASPER (2006) verwiesen.

Berechnung der Grundwasserinfiltration, der Grundwasserexfiltration und des Grundwasserstandes: Bei den meisten hydrologischen Modellen wird der Basisabfluss über einen konzeptionellen Ansatz, dem Einzellinearspeicher, beschrieben. In Wa-SiM (RICHARDS-Version), mit aktiviertem Grundwassermodul, kann der Basisabfluss physikalisch-basiert modelliert werden. Abbildung 3.2.3 verdeutlicht die Interaktion von Boden- und Grundwassermodul.

Der Basisabfluss wird ausschließlich über den Prozess der Exfiltration erzeugt. Um diesen Prozess korrekt abzubilden, ist es erforderlich im Bodenmodul nicht nur ungesättigte Verhältnisse, sondern auch gesättigte Verhältnisse modellieren zu können. Dafür ist die Richardsgleichung sehr gut geeignet, da sie die Wasserbewegung in porösen Medien sowohl für ungesättigte als auch für gesättigte Verhältnisse modellieren kann.

Das heißt im Bodenmodul von WaSiM muss die Grundwasserspiegeldynamik abgebildet werden, um die Exfiltration korrekt zu modellieren, da im Grundwassermodul nur



Abbildung 3.2.3: Modellhafte Darstellung der ungesättigten und gesättigten Zone am Beispiel dieser Anwendung

gesättigte Verhältnisse beschrieben werden können. Ist ein Rasterelement als Flusszelle markiert, was durch gültige Einträge in den Grids Flussbreite, Flusstiefe und Leakagefaktor geschieht, kann die Exfiltration in den Vorfluter berechnet werden.

Eine Berechnung der Infiltration in den Aquifer erfolgt nur wenn zusätzlich zu den vorher aufgeführten Einträgen ein Eintrag im sogenannten Linkgrid vorhanden ist. Das Linkgrid enthält die ID-Nummer des Flusselements welches in die aktuelle Zelle entwässert. D.h. Infiltration wird nicht in einem Kopfeinzugsgebiet berechnet, da hier davon ausgegangen wird, dass der hydraulische Gradient aufgrund der vorherschenden Topographie, ausschließlich zum Vorfluter geneigt ist. Dieser Gradient kann nur in flacheren Bereichen umgedreht werden, wenn große Mengen an Wasser im Gewässer vorhanden sind. Diese Bereiche sind sogenannte Zwischeneinzugsgebiete, welche in WaSiM Routingstrecken (Linkgrid) enthalten.

Exfiltration Für die Abbildung der Infiltrations- und Exfiltrationsprozesse dient ein linearer Leakage-Ansatz. Dieser beschreibt die Sickerung durch eine semipermeable Schicht mit einer bestimmten Mächtigkeit und einer bestimmten hydraulischen Leitfähigkeit als eindimensionalen Fall. Dieser Ansatz wird durch Abbildung 3.2.4 verdeutlicht. Die beschreibende Funktion lautet:



Abbildung 3.2.4: Modellhafte Abbildung des Austausches

$$q_{exf,pot} = l_k \cdot \Delta h \cdot \frac{b}{cs} \tag{3.2.10}$$

mit	$q_{exf,pot}$	maximal mögliche Exfiltration (Basisabfluss)	[m/s]
	l_k	Leakagefaktor	[1/s]
	Δh	Differenz Grundwasserstand und Flussbetthöhe	[m]
	b	Breite des Flussbetts	[m]
	cs	Größe des Rasterelements	[m]

Die Berechnung der Exfiltration verläuft in zwei Schritten. Zuerst wird über Gleichung 3.2.10 die maximal mögliche Wassermenge berechnet, die in einem Zeitschritt exfiltrieren kann. Im zweiten Schritt wird die zu entnehmende Exfiltrationsmenge auf alle beeinflussten Schichten aufgeteilt. Wasser kann nur entnommen werden bis die Feldkapazität (Saugspannung 3, 45 m bzw. pF ca. 2, 45) in der betrachteten Schicht erreicht ist.

Infiltration Die Berechnung der Infiltration erfolgt analog zur Exfiltration. Die maximal mögliche Infiltration wird über Gleichung 3.2.10 bestimmt, wobei der Gradient jetzt umgekehrt verläuft. Die Auffüllung der beteiligten Bodenschichten erfolgt beginnend bei den auf Höhe des Flussbetts liegenden bis zur untersten. In jede Schicht kann nur Wasser infiltrieren bis das Sättigungsdefizit aufgefüllt ist. Sind alle Schichten vom Flussbett bis zur untersten Schicht gesättigt, so werden die Schichten vom Flussbett ausgehend nach oben hin aufgefüllt. Entweder die maximale Infiltration wird vor der Sättigung erreicht, oder die maximale Infiltration wird auf die vorhandene auffüllbare Porosität begrenzt. Die Infiltration aus dem Flussbett kann in extremen Fällen bis zur Austrocknung dessen führen.

Es ist zu beachten, dass bei einer Modellierung mit Berücksichtigung der Grundwasserinfiltration der geroutete Abfluss Q_{rout} (WaSiM-Statistikdatei qkow.s) den "endgültigen Gesamtabfluss" enthält, da die Grundwasserinfiltrationsmenge GW_{in} am Ende des Abflussroutings (siehe Kapitel 3.2.4.6) vom Gesamtabfluss Q_{ges} (WaSiM-Statistikdatei qges.s) abgezogen wird.

$$Q_{rout} = Q_{ges} - GW_{in}$$

Grundwasserstand Wie bereits erwähnt, muss die Grundwasserspiegeldynamik im Bodenmodul modelliert werden. Dies hat weitreichende Konsequenzen für die Parametrisierung des Bodens im Einzugsgebiet. Es müssen nicht nur Bodenschichten in der Bodentabelle parametrisiert werden, sondern auch ein großer Abschnitt des Grundwasserleiters. Die Mächtigkeit des zu parametrisierenden Anteils des Grundwasserleiters muss in Abhängigkeit der Grundwasserspiegeldynamik gewählt werden. Sinkt der Grundwasserspiegel im Grundwassermodul, so wird das Defizit mit einen Wasserfluss aus dem Bodenmodul ausgeglichen. D.h. Bodenmodul und Grundwasserspiegel darf nicht unter den letzten Horizont des Bodenmoduls fallen, da er sonst künstlich auf dieser Höhe gehalten wird und es kommt zu Bilanzfehlern im Wasserhaushalt (SCHULLA, 2007). Der Grundwasserspiegel befindet sich in der untersten teilgesättigten Bodenschicht, wobei die exakte Position über eine Interpolation berechnet wird.

$$h_{GW} = h_{geo,m} + d_m (\theta_{m,i} - \theta_{GW,min}) (\theta_s - \theta_{GW,min})$$
(3.2.11)

mit	h_{GW}	Grundwasserstand	$[m \: \ddot{u}. \: NN]$
	$h_{geo,m}$	geodätische Höhe der Untergrenze der	
		letzten teilgesättigten Schicht	$[m \ddot{u} . NN]$
	d_m	Mächtigkeit der Schicht m	[m]
	$ heta_{m,i}$	Wassergehalt der Schicht m zum Zeitpunkt i	$[m^3/m^3]$
	$ heta_{GW,min}$	Wassergehalt bei welchem das Grundwasser im	
		hydrostatischen Gleichgewicht zum Wassergehalt	
		der Schicht m ist	$[m^{3}/m^{3}]$
	θ_s	Sättigungswassergehalt	$[m^{3}/m^{3}]$

Berücksichtigung von Drainagen: WaSiM bietet die Möglichkeit den Einfluss von Drainagerohren auf den Bodenwasserhaushalt zu berücksichtigen. Die Parametrisierung der Drainagerohre erfolgt über zwei Grids. Im ersten Grid ist die Tiefe der Drainagerohre anzugeben. Das zweite Grid enthält den horizontalen Abstand der Rohre, welcher mit Berücksichtigung der Rastergröße, als Drainagedichte angesehen werden kann. Das drainierte Wasser wird dem Interflow der entsprechenden Schicht aufaddiert. Die beschreibende Beziehung lautet:

$$q_{drain} = k_{\theta} \cdot \frac{2d_m}{d_h} \cdot \frac{cs}{d_h} \tag{3.2.12}$$

mit	q_{drain}	Drainageabluss der Schicht m	[m/s]
	k_{θ}	k_f -Wert in Abhängigkeit des Wassergehalts	[m/s]
	d_m	Mächtigkeit der Bodenschicht	[m]
	d_h	Horizontaler Abstand der Rohre	[m]
	cs	Größe des Rasterelements	[m]

Dabei ist $2d_m/d_h$ der hydraulische Gradient in der Schicht m, welcher zur Drainage geneigt ist. Da dieser Algorithmus in der Bodenroutine eingebunden ist, beeinflusst dieser auch die Bewegung von Wasser von den oberen Schichten zu den unteren Schichten.

3.2.4.5 Grundwassermodul

Die Kopplung des Bodenmoduls mit dem Grundwassermodul erfolgt in zwei Richtungen. Das Bodenmodul berechnet den Wasserfluss zwischen dem Bodenmodul und dem Grundwassermodul. Dieser Wasserfluss ergibt die obere Randbedingung (2. Art) für das Grundwassermodul. Im Grundwassermodul werden die lateralen Wasserbewegungen in Abhängigkeit der Druckspiegelverteilung mit Hilfe der bekannten Grenzflüsse des Bodenmoduls berechnet. Die Druckspiegeländerung wird als Wassermengenfluss umgerechnet. Ist diese negativ, so muss die Differenz vom Bodenmodul als Sickerung bereitgestellt werden. Ist sie positiv, so entsteht ein Zufluss zum Bodenmodul. Die 2D Strömungsgleichung, welche sowohl Zuflüsse aus und Abflüsse zu anderen Grundwasserstockwerke, als auch Zuflüsse und Entnahmen von z.B. Brunnen berücksichtigt, wird mit dem iterativen GAUSS-SEIDEL-Verfahren gelöst. Für die Grundwassermodellierung mit einem Grundwasserstockwerk, wie sie in dieser Anwendung stattfindet, ergibt sich die 2D Strömungsgleichung zu:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} T_x + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} T_y + q = S_0 \frac{\partial h}{\partial t}$$
(3.2.13)

mit	T	Transmissivität	$[m^2/s]$
	h	Druckhöhe	[m/s]
	q	Zuflüsse bzw. Entnahmen senkrecht zur Rasterzelle	[m]
	S_0	spezifischer Speicherkoeffizient	[-]
	t	Zeitschritte	[s]

In die oben genannte Gleichung geht die Transmissivität ein, die sich aus dem Produkt aus wassererfüllter Mächtigkeit des Grundwasserleiters und der hydraulischen Durchlässigkeit berechnet. Die wassererfüllte Mächtigkeit berechnet sich aus der Aquifermächtigkeit im Inputgrid abzüglich der Größe der ungesättigten Zone im Bodenmodul. Da diese variiert, kann die wassererfüllte Mächtigkeit dynamisch abgebildet werden.

Um die obige Gleichung in die diskretisierte Form zu überführen, ist es nötig ein Kontrollvolumen mit festen Abmessungen Δx und Δy zu definieren. Zusätzlich muss die Zeit in Zeitschritte Δt diskretisiert werden. Abbildung 3.2.5 zeigt die räumliche Diskretisierung, wobei h und T den Wasserstand und die Transmissivität der jeweiligen Zelle repräsentieren. Q ist der Wasserfluss zwischen den beteiligten Zellen.



Abbildung 3.2.5: Diskretisierung des Raumes im zweidimensionalen Fall nach SCHULLA & JASPER (2006)

Werden die Flüsse im linken Teil von Gleichung 3.2.13 als Bilanzen der Wasserbewegung durch die Seiten des Kontrolvolumens beschrieben und der Wasserfluss q als Q_0 dargestellt, dann ergibt sich die diskretisierte Form der 2D-Strömungsgleichung

$$\Delta t(Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 + Q_0) = [h_0(t + \Delta t) - h_0(t)] S_0 \Delta x \,\Delta y \tag{3.2.14}$$

mit den Flüssen Q_1 bis Q_4

$$Q_{1} = \Delta x T_{1,0} \frac{h_{1}(t') - h_{0}(t')}{\Delta y} \qquad Q_{2} = \Delta x T_{2,0} \frac{h_{2}(t') - h_{0}(t')}{\Delta y}$$
$$Q_{3} = \Delta x T_{3,0} \frac{h_{3}(t') - h_{0}(t')}{\Delta y} \qquad Q_{4} = \Delta x T_{4,0} \frac{h_{4}(t') - h_{0}(t')}{\Delta y}$$

Unter der Annahme, dass die Flüsse im Zeitschritt Δt den Flüssen zum Zeitpunkt t'gleichen, wird Δt zu t'. Die Transmissivitäten $T_{i,0}$ zwischen den zur Berechnung herangezogenen Zellen (0,1 0,2 etc.) ergeben sich als harmonische Mittel der Transmissivitäten der beiden Zellen. Da bei quadratischen Zellen $\Delta x = \Delta y$ ist, kann die diskretisierte Strömungsgleichung vereinfacht werden. Unter Beschreibung der Druckhöhen h' zum Zeitpunkt t' mit Hilfe von h(t) und $h(t+\Delta t)$ und Umstellung von Gleichung 3.2.14 nach $h_0(t + \Delta t)$ kann die Druckhöhe auf jeder Rasterzelle berechnet werden. Die umgeformte Gleichung wird so oft für alle Rasterzellen berechnet, bis die Änderung der Druckhöhen nicht mehr größer als die vom Anwender angegebene Höhe ist oder die angegebene Anzahl an Wiederholungen erreicht ist.

3.2.4.6 Abflussrouting

Das Abflussrouting erfolgt mit einem einfachen Kinematic-Wave-Ansatz, wobei für verschiedene Wasserstände unterschiedliche Fließgeschwindigkeiten angenommen werden. Das heißt, nur die Gravitations- und die Reibungskräfte sind für die Wasserbewegung im Gerinne verantwortlich. Änderungen der Fließgeschwindigkeiten (lokale und advektive Beschleunigung) oder Effekte der Druckkraft sind vernachlässigt (CHOW ET AL., 1988). Deshalb können z.B. keine Rückstaueffekte berücksichtigt werden. Das Routingmodul ist für die Berechnung der Grundwasserexfiltration essentiell, denn nur dadurch ist dem Modell bekannt, wie viel Wasser das Gerinne enthält. Die Berechnung des Abflussrouting ist in drei Schritte unterteilt:

Zeitliche Translation des Abflusses im Gerinne Innerhalb eines Zeitschrittes wird der Fließprozess im Gerinne als stationär angesehen. Aufgrund der Stationärität, ist die Fliesgeschwindigkeit innerhalb eines Zeitschrittes nur abhängig von den festen Gerinneparametern Gefälle, Rauhigkeit, Tiefe und Breite und dem Durchfluss bzw. dem Wasserstand im Gerinne. Um die Wasserstandsabhängige Translationszeit eines Gerinneabschnitts zu bestimmen, wird die Formel von MANNING-STRICKLER herangezogen:

$$v = M_{Str} \cdot R_h^{2/3} \cdot I^{\frac{1}{2}} \tag{3.2.15}$$

	÷	
m	It.	

v	Fließgeschwindigkeit	[m/s]
M_{Str}	Manning-Strickler-Beiwert	$[m^{\frac{1}{3}}/s]$
R_h	hydraulischer Radius	[m]
Ι	Gefälle	[—]

Nun wird für jeden Wasserstand die errechnete Translationszeit in einer Tabelle festge-

halten. Somit kann während des Modelllaufs für jeden beliebigen Abfluss eine Translationszeit interpoliert werden. Für das Routing wird eine Doppel-Rechteck-Form für das Gerinne angenommen, wobei das innere Rechteck das Hauptgerinnebett und das äußere den Überflutungsraum darstellt. Ist mehr Abfluss als das Hauptgerinnebett abführen kann vorhanden, so wird der Abfluss in einen Hauptgerinneanteil und ein Überflutungsflächenteil aufgeteilt.

Berechnung der Wellenabflachung durch Retention und Diffusion Die Retention im Gerinne wird durch einen parallelen Einzellinearspeicheransatz beschrieben, wobei die Retention im Gerinne und die Retention auf den Überflutungsflächen unterschieden wird, da sich die Retentionswirkung der Überflutungsflächen deutlich von der des Hauptgerinnes unterscheidet. Aufgrund dessen haben die Überflutungsflächen meist größere Rezessionskonstanten. Die Summe der Ausflüsse der beiden Einzellinearspeicher ergibt den Zufluss zum nächsten Gerinneabschnitt.

Superpositionierung der Abflüsse Fließen zwei oder mehr Gerinne aus sogenannten Quellgebieten zusammen, so werden deren Abflüsse für den jeweiligen Zeitschritt aufsummiert und bilden somit den Gesamtabfluss.

3.3 Kalibrierparameter

Dieser Abschnitt soll dazu dienen einen kurzen Überblick über die wichtigsten Kalibrierparameter, die in den oben aufgeführten Modulen verwendet werden zu geben. Da das Modell für Mittelgebirgs- und alpine Einzugsgebiete entwickelt wurde, sind die Kalibrierparameter für den Interflow sehr sensitiv und stellen die Hauptkalibrierparameter des Modells dar.

	Parameter	Einheit	Beschreibung
Gewässernetz			
	dep	[m]	Tiefe des Gewässerzellen
	wit	[m]	Breite des Gewässerzellen
	l_k	[1/s]	Leakagefaktor, steuert den Austausch
			zwischen Fluss- und Grundwasser
Boden			
	k_D	[h]	Rezessionskonstante Oberflächenab-
			fluss
	k_I	[h]	Rezessionskonstante Drainageabfluss
			bzw. Interflow
	drn	[m]	Tiefe der Drainagen
	dis	[m]	Abstand der Drainagen
$\operatorname{Grundwasser}$			
	k_f	[m/s]	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
			des Aquifers
Verdunstung			
	r_{sc}	[s/m]	minimaler Oberflächenwiderstand

Tabelle 3.3.1: Kalibrierparameter

Bei Anwendungen von WaSiM-ETH im Flachland stellt dies den Anwender vor Probleme, da Interflow im Flachland, wenn überhaupt, nur einen äußerst geringen Anteil am Gesamtabfluss darstellt (siehe Kapitel 3.1). Aufgrund dessen ist die Drainagedensity d_r im Flachland nicht für eine Kalibrierung geeignet. Des weiteren zeigt sich der Rezessionsparameter der hydraulischen Leitfähigkeit k_{rec} , welcher maßgeblich die Menge an Interflow steuert und laut SCHULLA & JASPER (2006) ein wichtiger Kalibrierparameter ist, als unsensitiv (HOFFMANN, 2007). Aufgrund der hohen vertikalen Auflösung und den detaillierten Angaben zu hydraulischer Leitfähigkeit der einzelnen Bodenschichten, nimmt die Leitfähigkeit meist mit der Tiefe ab. Dieser Effekt wird auch durch k_{rec} bewirkt. Für die Kalibrierung im Flachland gewinnen somit andere Modellparameter an Bedeutung. Diese sind in Tabelle 3.3.1 aufgeführt.

Weitere Kalibrierparameter sind im Verdunstungsmodul enthalten. Obwohl das Verdunstungsmodul "physikalisch basiert" ist, sind die Oberflächenwiderstände laut SCHUL- LA (2007) nicht als feste Parameter anzusehen. Dies rührt daher, dass diese Parameter nur mit größerem Aufwand messbar sind. Messungen erfolgen nur punktuell z.B. an Lysimeteranlagen, jedoch werden vom Modell sogenannte effektive Parameter BEVEN(2001) gebraucht, welche den Widerstand auf größere Flächen (z.B. 1 km^2) beziehen.

Es ist anzumerken, dass der berechnete Drainageabfluss keinen separaten Speicherkoeffizienten hat und aufgrund der Modellarchitektur der Speicherkoeffizient des Interflows verwendet werden muss. Dies ist jedoch unproblematisch, da bei Modellanwendungen mit Interflow der Drainageabfluss dem Interflow aufaddiert wird.

3.4 Maße für die Güte der Modellierung

Um die Qualität einer Modellsimulation im Verhältniss zu gemessenen Werten beurteilen zu können, ist eine alleinige visuelle Bewertung der Anpassung nicht ausreichend. Aus diesem Grund existieren statistische Gütemaße, die die Qualität der Anpassung als Zahlenwert wiedergeben. Im Folgenden werden die verwendeten Gütemaße vorgestellt. Es wurden sowohl die Modelleffizienz als auch das Bestimmtheitsmaß berechnet, um den Vergleich zu anderen Modellanwendungen zu erleichtern.

3.4.1 Modelleffizienz nach Nash & Sutcliffe

 R_{eff} ist einheitslos und kann Werte zwischen $-\infty$ und 1 annehmen. Negative Modelleffizienzen weisen auf eine äußerst schlechte bzw. keine Anpassung hin. Eine optimale Anpassung ergibt ein R_{eff} von 1. Aufgrund des quadratischen Fehlers zwischen simulierten und gemessenen Werten wird die Anpassung von Hochwasserspitzen überbewertet. Bei einer Logarithmierung der Abflusswerte ist eine bessere Bewertung der Anpassung im Niedrigwasserbereich möglich (log R_{eff})

$$R_{eff} = 1 - \frac{\sum_{i} (y_i - x_i)^2}{\sum_{i} (x_i - \bar{x})^2}$$
(3.4.1)

mit y_i simulierter Wert zum Zeitpunkt $i \quad [mm/d]$

- x_i gemessener Wert zum Zeitpunkt $i \quad [mm/d]$
 - $ar{x}$ mittlerer gemessener Wert [mm/d]

3.4.2 Bestimmtheitsmaß

Das Bestimmtheitsmaß gibt den Anteil an erklärter Streuung an der Gesamtstreuung an. Der Wertebereich des Gütemaßes beginnt bei 0 und endet bei 1,0, wobei Letzteres eine optimale Anpassung bedeutet. Laut UHLENBROOK (1999) ist es ein weniger strengeres Maß als z.B. R_{eff} , da die Mittelwerte der gemessenen und simulierten Größe nicht übereinstimmen müssen. Wenn es als hydrologisches Gütemaß verwendet wird ist zu berücksichtigen, dass systematische Ordinatenverschiebungen zwischen dem berechneten und gemessenen Abfluss keinen Einfluss auf das Bestimmtheitsmaß haben. BREMICKER (2000).

$$R^{2} = \frac{\left(\sum_{i} (x_{i} - \bar{x})(y_{i} - \bar{y})\right)^{2}}{\sum_{i} (x_{i} - \bar{x})^{2} \sum_{i} (y_{i} - \bar{y})^{2}}$$
(3.4.2)

mit y_i simulierter Wert zum Zeitpunkt $i \quad [mm/d]$

$$x_i$$
 gemessener Wert zum Zeitpunkt $i \quad [mm/d]$

 \bar{x} mittlerer gemessener Wert [mm/d]

3.4.3 Volumenfehler

Der Volumenfehler gibt die auf ein Jahr normierte Abweichung von gemessener zu simulierter Abflusshöhe an. Dieses Maß ist für die Wasserhaushaltsmodellierung aussagefähig, da daraus ersichtlich wird, ob die Abflusshöhe korrekt modelliert werden konnte.

$$VE = \frac{1}{365} \sum_{i} (x_i - y_i) \tag{3.4.3}$$

Es ist verleitend diese Gütemaße alleinig für die Beurteilung der Qualität der Simulation heranzuziehen. Die Qualität sollte jedoch auch anhand der Plausibilität der Anteile und Charakteristika der Abflusskomponenten überprüft werden.

4 Anwendung von WaSiM-ETH

Dieses Kapitel beschreibt die Modellanwendung, wie sie für die ausgewählten Einzugsgebiete durchgeführt wurde. Sie lässt sich in drei Arbeitsschritte unterteilen:

- 1. Preprocessing (Datenaufbereitung für das Modell)
- 2. Processing (Anwendung des Modells)
- 3. Postprocessing (Aufbereitung der Modellergebnisse)

4.1 Datenaufbereitung und Parametrisierung

Da in WaSiM die räumliche Diskretisierung mit Hilfe des Rasterformates erzielt wird, muss eine Umwandlung aller Eingangsdaten auf dieses einheitliche Format erfolgen. Ein Rasterelement misst $1 \times 1 \ km$. Alle Geodaten (DHM, Landnutzung etc.) müssen daher mit einem geeigneten Regionalisierungsverfahren auf diese Größe aggregiert bzw. disaggregiert werden.

Punktdaten, wie z.B. meteorologische Zeitreihen werden in Tabellenform für WaSiM zur Verfügung gestellt, welches dann intern die Punktinformation mit dem ausgewählten Interpolationsverfahren (siehe Kapitel 3.2.4.1) auf die Fläche regionalisiert. Für alle meteorologischen Eingangsdaten erfolgte eine Konsistenzprüfung mit Hilfe statistischer Kennwerte (Maxima, Minima, Mittel, Standardabweichung, 5% und 95% Quantil). Eine Konsistenzprüfung mit Hilfe einer Doppelsummenkurve war aufgrund der großen Stationsmenge (ca. 250) nicht durchführbar.

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurden die Böden und die Landnutzung parametrisiert und Rasterdatensätze erstellt sowie die meteorologischen Eingangsdaten für das gesamte Wesereinzugsgebiet aufbereitet. Die Einzugsgebietsgliederung sowie die Ableitung der Gewässernetze wurde durch Herrn Saile im Rahmen seiner Tätigkeit als wissenschaftliche Hilfskraft der GIT Hydros Consult GmbH durchgeführt. Tabelle B.0.2 auf Seite 113 gibt einen Überblick über die verwendeten Eingangsdaten.

4.1.1 Zeitreihen

Alle meteorologischen Eingangsdaten mit Ausnahme der Niederschläge wurden als Meteodatensatz in ASCII-Form vom Auftraggeber bereitgestellt. Niederschlagsdaten sind in Form von bereits regionalisierten Rasterdatensätzen verfügbar. Alle Klimadaten wurden dem Meteodatensatz entnommen, welcher alle Stationen und alle Klimadaten zu den jeweiligen Zeitpunkten enthielt und im Tabellenkalkulationsprogramm Excel mit einem VBA-Makro in das WaSiM-Meteodaten Tabellenformat (siehe Tab. 4.1.1) überführt. Die Stationen sind Spaltenweise aufgeführt, wobei zu jeder Station Koordinaten- und Höhenangaben gemacht werden müssen. Die erste Zeile enthält die Höhenlage der Station, welche für die Erstellung einer Regressionsbeziehung verwendet werden kann. Die zweite und dritte Zeile enthalten die Koordinaten der Station im WaSiM-Format. In der vierten Zeile kann der Name bzw. wie in diesem Fall die ID der Station angegeben werden. Die eigentlichen Messwerte sind dem Datum nach zeilenweise aufgeführt.

	5 maon			ennonnae		pier der i	Lanceemp	eracar
$(^{\circ}C)$								
YYY	MM	TT	ΗH	7	8	3	25	27
YYY	MM	TT	HH	16	17	17	16	11
YYY	MM	TT	HH	356	306	384	260	269
YYY	MM	TT	HH	01065	01074	01075	01134	01138
1951	1	1	24	-0.2	0.8	-0.9	0.4	-9999
1951	1	2	24	0	1	-0.1	1	-9999
1951	1	3	24	0.6	0.7	0.1	1.1	-9999
	(°C) YYY YYY YYY 1951 1951 1951	(°C) YYY MM YYY MM YYY MM YYY MM 1951 1 1951 1 1951 1	(°C) YYY MM TT YYY MM TT YYY MM TT YYY MM TT 1951 1 1 1951 1 2 1951 1 3	(°C) YYY MM TT HH 1951 1 1 24 1951 1 3 24	(°C) YYY MM TT HH 7 YYY MM TT HH 16 YYY MM TT HH 356 YYY MM TT HH 01065 1951 1 1 24 -0.2 1951 1 2 24 0 1951 1 3 24 0.6	(°C) YYY MM TT HH 7 8 YYY MM TT HH 16 17 YYY MM TT HH 356 306 YYY MM TT HH 01065 01074 1951 1 1 24 -0.2 0.8 1951 1 2 24 0 1 1951 1 3 24 0.6 0.7	(°C) YYY MM TT HH 7 8 3 YYY MM TT HH 16 17 17 YYY MM TT HH 356 306 384 YYY MM TT HH 01065 01074 01075 1951 1 1 24 -0.2 0.8 -0.9 1951 1 2 24 0 1 -0.1 1951 1 3 24 0.6 0.7 0.1	(°C) YYY MM TT HH 7 8 3 25 YYY MM TT HH 16 17 17 16 YYY MM TT HH 356 306 384 260 YYY MM TT HH 01065 01074 01075 01134 1951 1 2 24 0 1 -0.1 1 1951 1 3 24 0.6 0.7 0.1 1.1

Tabelle 4.1.1: Das WaSiM Meteodatenformat am Beispiel der Lufttemperatur

Niederschlag

Die Niederschlagsdaten stehen in täglicher Auflösung als REGNIE-Datensatz zur Verfügung. Dieser Datensatz liegt in Form eines bereits regionalisierten Rasterdatensatzes vor. Die Regionalisierung des Niederschlags erfolgte unter Berücksichtigung der

- Höhe
- geographischen Länge und Breite
- Geländeexposition und
- Betrag der Exposition

Einerseits schafft die Verwendung des REGNIE-Datensatzes eine gemeinsame Datenbasis zu anderen Wasserhaushaltsmodellierungen bzw. ähnlichen Projekten, da die Daten bereits regionalisiert vorliegen und ermöglichen so bessere Vergleiche. Andererseits bereitet dies auch Probleme hinsichtlich der großen Datenmengen (insgesamt 20089 Rasterdateien) und des speziellen Datenformates, welches bis dato noch nicht als Eingangsformat für WaSiM genutzt werden konnte. Eine spezielle Modellanpassung durch Dr. Schulla ermöglicht jetzt das Einlesen dieses Datensatzes (KERN & SAILE, 2007).

Leider musste am 31.10.2007 (siehe auch Tab. B.0.4 auf Seite 114) festgestellt werden, dass die Niederschlagsdaten im Gegensatz zu Informationen des Auftraggebers nach Auskunft des DWDs nicht korrigiert sind. Somit war es nötig eine möglichst realistische und schnelle Korrekturmethode zu finden. Die Auswahl fiel auf die im HAD bereitgestellten monatlichen prozentualen Korrekturfaktoren, welche in Tabelle 4.1.2 aufgeführt sind. Die mittlere Korrektur von 8,2% liegt im Bereich der Angaben zur Niederschlagskorrektur von BREMICKER (2000), welcher ca. 9% für das gesamte Wesergebiet angibt.

Tabelle 4.1.2: Mittlerer Jahresgang des prozentualen Niederschlagsmeßfehlers 1961-1990 fürstark geschützte Stationslagen

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
Korrektur [%]	9,5	9,6	9,4	9,4	8,5	7,3	7,5	7,3	7,8	7,8	8,0	8,4	8,2

Lufttemperatur

Der Datensatz umfasst die Tagesmittel der Lufttemperatur von 251 Stationen für durchschnittlich ca. 28 Jahre. Die Auflösung beträgt 0,1 °C.

Relative Feuchte

Die Erstellung dieses Datensatzes erfolgte analog zu dem der Lufttemperatur. Die Umrechnung der relativen Feuchte in Dampfdruck für die Berechnung der Verdunstung nach PENMAN-MONTEITH geschieht modellintern. Die relative Feuchte wurde an 249 Stationen gemessen und die durchschnittliche Länge der Zeitreihen beträgt ca. 28 Jahre.

Windgeschwindigkeit

Da im Datensatz nur Windstärken angegeben waren, mussten diese mit Hilfe einer Beziehung in Windgeschwindigkeiten umgerechnet werden. Die Umrechnung erfolgte wie in HÄCKEL (1993) vorgeschlagen:

$$v = 0,834 \cdot \sqrt{Bft^3} + 0,07 \tag{4.1.1}$$

mit v Windgeschwindigkeit [m/s]Bft Windstärke [Beaufort]

Diese Formel gilt für die Umrechnung der Windstärke auf eine einheitliche Höhe von zehn Metern. Da WaSiM die Windgeschwindigkeit auf zwei Meter Höhe über Grund als Eingangsdaten verlangt, mussten die Windgeschwindigkeiten von zehn auf zwei Meter umgerechnet werden. Dies geschah mit Hilfe des logarithmischen Windprofils, unter Annahme einer Rauhigkeitslänge von 0,25 m. Diese gilt für landwirtschaftlich genutzte Flächen mit hohem Bestand, einzelne größere Hindernisse im Abstand zwischen 15 und 20 mal der Höhe (GERLACH, 2001). Diese Rauhigkeitseinordnung deckt sich mit der im HAD aufgeführten Klassifikation der Stationen bei der Niederschlagskorrektur. Hier wurde der Hauptteil der Stationen als stark geschützt eingeordnet (BMUNR, 2001). Die Windstärke wurde an 241 Stationen gemessen und die durchschnittliche Länge der Zeitreihen beträgt ca. 28 Jahre.

Relative Sonnenscheindauer

Die Sonnenscheindauer war in 0,1 Stundenauflösung in absoluter Form angegeben. Sie wurde mit Hilfe des WaSiM-Tools SONNEREL in relative Einheiten umgerechnet. Diese meteorologische Größe ist an 153 Stationen in unterschiedlich langen Zeitreihen vorhanden. Die durchschnittliche Zeitreihenlänge beträgt ca. 25 Jahre. Diese Daten haben die geringste Stationsdichte.

Hydrologische Eingangsdaten

Von der Bundesanstalt für Gewässerkunde standen 59 Zeitreihen mit Tagesmittelwerten des Abflusses und zwei Tageszeitreihen der Volumina von den Eder und Diemel Talsperren zur Verfügung.

4.1.2 Raumbezogene Eingangsdaten

Digitales Höhenmodell und abgeleitetes Gewässernetz

Das digitale Höhenmodell (DHM) bildet die Datengrundlage für die Höheninformation und die daraus berechneten Rasterdaten (Hangneigung, Exposition, Routinggrids). Aus den verfügbaren Höhenmodellen wurde das im Rahmen von der NASA durchgeführten *shuttle radar topography mission* (SRTM) erstellte bevorzugt, da es aktuell, hochaufgelöst (90m horizontal, 1m vertikal) und zusätzlich frei verfügbar ist. Mit diesem DHM konnte auch das Gewässernetz am genauesten reproduziert werden. Es wurde von 90m Rastern auf einheitliche 1000m aggregiert. Die grobe Auflösung und Fehler im DHM erschwerten die digitale Nachbildung des natürlichen Gewässernetzes und der Einzugsgebietsgliederung v.a. im Tiefland, sodass das Gewässernetz in das DHM eingebrannt bzw. auch manuelle Änderungen am DHM vorgenommen werden mussten (KERN & SAILE, 2007). Das zum Einbrennen verwendete Gewässernetz (DLM1000W) wurde über die BfG durch das Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (BKG) zur Verfügung gestellt und weist ein dichteres Gewässernetz auf als jenes im HAD (DLM1000). Das neue Gewässernetz wurde durch das BKG in Zusammenarbeit mit den Bundesländern korrigiert und aktualisiert (KERN & SAILE, 2007).

Landnutzung

Daten zur Landnutzung in den Einzugsgebieten konnten dem Corine Landcover Datensatz aus dem Jahr 2000 (CLC2000) entnommen werden. Die Originaldaten liegen in 100m Auflösung vor und wurden in eine einheitliche 1000m Auflösung mit einem einfachen Resampling (nearest Neighbor) überführt. Dies hat den Vorteil, dass z.B. die statistische Verteilung der Landnutzungsklassen erhalten bleibt.

Die Landnutzungsklassen sind durch dreistellige Nummern (IDs) repräsentiert. Diese Nummern werden in einem Rasterdatensatz WaSiM als Input zur Verfügung gestellt. Die WaSiM Steuerdatei enthält die Landnutzungstabelle, in welcher die Parameter der jeweiligen Landnutzung aufgeführt sind. Über die dreistellige ID erfolgt die räumliche Zuordnung der entsprechenden Parametern der Landnutzungstabelle zu den einzelnen Rasterzellen.

Die Parametrisierung der 31 Landnutzungsklassen geschah anhand Literaturwerte aus SCHULLA & JASPER (2006), BREMICKER (2000), ATV-DVWK (2002) und DVWK (1996). In ATV-DVWK (2002) sind die 31 Landnutzungsklassen zu 12 Klassen zusammengefasst. Um eine größtmögliche Flexibilität zu bewahren, sollten die 31 Klassen erhalten bleiben. Somit haben z.T. unterschiedliche Landnutzungen (z.B. Straßen und Eisenbahngelände und Hafengebiete) die selbe Parametrisierung.

211 Ackerland													
RootDistr	=	1.0;											
TReduWet	=	0.95;											
LimitReduWet	=	0.5;											
HReduDry	=	3.45;											
IntercepCap	=	0.3;											
JulDays	=	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349;
Albedo	=	0.14	0.14	0.18	0.22	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.18	0.14	0.14;
r_{sc}	-	80	80	75	75	65	65	65	65	65	75	90	90;
r_s interception	-	80	80	75	75	65	65	65	65	65	75	90	90;
r_s evaporation	=	240	240	240	240	240	240	240	240	240	240	240	240;
LAI	-	0.2	0.2	1	3	4	5	5	4	3	1	0.2	0.2;
Z_0	-	0.1	0.1	0.1	0.25	0.5	0.6	0.7	0.4	0.3	0.15	0.1	0.1;
VCF	=	0.2	0.2	0.3	0.5	0.9	0.9	0.9	0.7	0.6	0.3	0.2	0.2;
RootDepth	=	0.15	0.15	0.1	0.2	0.4	0.6	0.6	0.6	0.3	0.2	0.15	0.15;
AltDep	-	0.025	0.025	0.025	0.025	0.025	0.025	-0.025	-0.025	-0.025	-0.025	-0.025	-0.025;

Tabelle 4.1.3: Auszug aus der Landnutzungstabelle

Boden

Die Bodendaten wurden von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) bereitgestellt und basieren auf der Bodenübersichtskarte 1:1000000 (BÜK1000). Die Daten umfassen ca. 260 verschiedene Bodenprofile mit Parametern, wie z.B. gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (ksat), van Genuchten Parameter (α , n) und gesättigtem und residualem Wassergehalt (θ_s , θ_r) zu den einzelnen Horizonten. Jedes Profil ist durch eine sechstellige eindeutige ID gekennzeichnet. Die IDs werden als Rasterdatensatz an WaSiM als Input übergeben. Die ersten beiden Ziffern der sechsstelligen ID definieren das Klimagebiet, die mittleren zwei den Bodentyp und die letzten zwei die profilbezogene Landnutzung. Die Klimagebiete teilen sich in norddeutsches Tiefland (33) und Mittelgebirge (34, 35); die Landnutzungen in Acker (21), Grünland (23), Wald (31), Siedlung (11) und Wasser (51).

Die ID enthält auch Informationen über die vorherrschende Landnutzung, jedoch aus dem Corine Landcover Datensatz aus dem Jahr 1990. Durch einen Vergleich der Bodenlandnutzung mit derjenigen aus dem CLC2000-Datensatz konnten Böden identifiziert werden, welche die Landnutzung Wasserfläche aufwiesen. Diese wurden mit größeren Sättigungswassergehalten parametrisiert. Damit ist eine realistische Berechnung der Verdunstung auf Wasserflächen gegeben. Weiterhin können für die Böden Makroporen parametrisiert werden. Dies erfolgte nach Angaben in LFUG (2006) und NIEHOFF (2002), wobei bei der Parametrisierung der Tiefe geringdurchlässige Schichten, wie z.B. C-Horizonte berücksichtigt wurden. Lediglich die Kapazität der Makroporen wurde auf realistische Werte korrigiert wie von KERN (2007) empfohlen.

Moorböden waren in den zur Verfügung stehenden Bodendaten nicht parametrisiert, da die verwendete Pedotransferfunktion für diese nicht definiert ist. Somit musste auf die Parametrisierung aus der Controlfile von SCHULLA (2007) zurückgegriffen werden.

In den Bodendaten ist der residuale Wassergehalt (θ_r) mit 1% angegeben. Dieser Wert erscheint sehr klein und auch laut SCHULLA (2007) sind in der Literatur Werte zwischen ca. 6% (sandige Böden) und 20% (tonige Böden) zu finden. Deshalb wurde dieser Wert auf einheitlich 10% erhöht.

Da die Parametrisierung der ungesättigten Zone in der Bodentabelle erfolgt, soll hier auch kurz die Parametrisierung des ungesättigten Grundwasserhorizonts aufgeführt werden. Dieser Horizont wurde mit einheitlichen k_f -Werten von 10^{-3} m/s parametrisiert, da aufgrund der Modellarchitektur keine räumlich exakte Darstellung der k_f -Werte möglich ist. Dies ermöglicht eine gute Kopplung zum Grundwassermodul. Die Parametrisierung der VAN GENUCHTEN-Parameter wurde von der letzten Bodenschicht übernommen, da diese sich bis in eine Tiefe von zwei Metern erstreckt und somit am repräsentativsten für den anschließenden Lockergesteinsbereich ist. Speicherkoeffizienten wurden mit 20% angenommen. Dies entspricht den Angaben wie sie im nächsten Absatz vorgestellt sind. Es ist anzumerken, dass die Wasserbewegung im Bodenmodul nur eindimensional vertikal erfolgt. Die horizontale Wasserbewegung wird im Grundwassermodul berechnet, wobei hierfür eine separate Parametrisierung von k_f -Werten und Speicherkoeffizienten nötig ist.

330323								
PMacroThresh	-	0.8;						
MacroCapacity	-	2.6;						
CapacityRedu	=	1;						
MacroDepth	-	0.5;						
horizon	-	1	2	3	4	5	6	7;
Name	=	Ah	emGo	zemGr	zemGr	zemGr	zemGr	GW;
$ksat (k_s)$	-	2.00e-06	2.43 e - 06	5.78e-07	5.78e-07	5.78e-07	5.78 e - 07	0.0001;
$k \ rec \ (k_{rec})$	=	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1;
theta sat (θ_s)	=	0.450	0.472	0.414	0.414	0.414	0.414	0.3;
theta res (θ_r)	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.1;
$alpha (\alpha)$	=	2.7	2	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3;
$Par \ n \ (n)$	-	1.17	1.15	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10;
Par tau (τ)	=	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5;
thickness (Δz)	=	0.1	0.4	0.5	0.5	0.3	0.2	5;
layers	=	1	1	1	1	1	1	20;

Tabelle 4.1.4: Auszug aus der Bodentabelle (Symbole sind im Symbolverzeichnis erklärt)

Hydrogeologie

Daten zur Hydrogeologie Niedersachsens mussten zu Beginn der Arbeit vom Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie Niedersachsen (LBEG) angefordert werden. Dies geschah, da ursprünglich WaSiM mit Grundwassermodell ohne hydrogeologische Daten anzuwenden vorgesehen war. Da aber die Genauigkeit der Basisabflussmodellierung maßgeblich von der Performance des Grundwassermodells abhängt, sind Daten zur Hydrogeologie unerlässlich.

Die Informationen zur Hydrogeologie des Lockergesteinsbereichs von Niedersachsen standen in Form digitaler hydrogeologischer Übersichtskarten (1:200000 bzw. 1:500000) des LBEG zur Verfügung. Sie beinhalten die Mächtigkeit des oberen Grundwasserleiters, die Lage der Grundwasseroberfläche und die hydraulischen Leitfähigkeiten. Die Mächtigkeiten und die hydraulischen Leitfähigkeiten sind in Klassen unterteilt, wobei der Klassenmittelwert als konkreter Wert festgehalten wurde. Die Mächtigkeiten beinhalteten nur einen kleinen Ausschnitt von Niedersachsen. Für das Einzugsgebiet der Wümme musste deshalb auf hydrogeologische Profilschnitte des LBEG Kartenservers (NIBIS, 2007) zurückgegriffen werden. Die Mächtigkeit des Aquifers wurde anhand dieser Informationen auf 120 m festgelegt. Die k_f -Werte sind in Klassen hoher (> $10^{-4} m/s$), mittlerer (< $10^{-4} und > 10^{-6} m/s$), geringer (< $10^{-6} m/s$) und stark variabler Leitfähigkeit unterteilt.

Die Parametrisierung der Speicherkoeffizienten konnte nur nach Erfahrungswerten erfolgen, da keinerlei Daten zur Verfügung standen. Die Beziehung von MAROTZ (1968) zit. in HÖLTING & COLDEWEY (2005) liefert für kleine k_f -Werte im Vergleich zu Literaturwerten sehr kleine Speicherkoeffizienten und wurde deshalb nicht verwendet. Nach Erfahrungen aus der Grundwassermodellierung und Pumpversuchsauswertung von KERN (2007) sind Größenordnungen zwischen 10% und 20% für Lockergesteinsbereiche realistisch. Die oben angegebenen Werte decken sich auch mit Angaben für den nutzbaren Porenraum von Lockergesteinen, wie sie in HÖLTING & COLDEWEY (2005) aufgeführt sind. Unter ungespannten Verhältnissen entspricht der nutzbare Porenraum dem Speicherkoeffizienten (HÖLTING & COLDEWEY, 2005). Speicherkoeffizienten wurden deshalb auf einheitlich 20% gesetzt. Die dadurch über die Beziehung

$$h_s = \frac{q}{n_p} \tag{4.1.2}$$

mit	h_s	Steighöhe des Grundwassers	[mm]
	q	Wasserzufluss z.B. Grundwasserneubildung	[mm]
	n_p	nutzbare Porenraum	$[m^{3}/m^{3}]$

errechnete Grundwasserspiegelschwankung für eine mittlere jährliche Grundwasserneubildung von 178 mm/a (BMUNR, 2001) ergibt sich zu ca. 890 mm. Dies entspricht in etwa der mittleren Amplitude der Grundwasserstände der Piezometer von ca. 750 mm(siehe Tab. B.0.1 auf Seite 112).

4.1.3 Ganglinienanalysen

Da für das ausgewählte Einzugsgebiet keine Abflusskomponententrennungen mittels Tracern vorhanden waren, wurde eine Ganglinienseparation für den Zeitraum 01.11.1989 -31.10.1999 mit der Differenzen-Ganglinien-Analyse (DIFGA) durchgeführt. Die neuste Version DIFGA 2000 trennt den Abfluss in drei Komponenten auf. Das Verhalten dieser Komponenten wird über Einzellinearspeicher beschrieben. Für eine genauere Beschreibung dieses Verfahrens sei auf SCHWARZE (1991) verwiesen.

Tabelle 4.1.5: Abflusskomponenten für den Zeitraum 01.11.1989 - 31.10.1999 ermittelt mitDIFGA

	Q_{G2} [%]	Q_{G1} [%]	Q_D [%]
Winterhalbjahr	$35,\!9$	$46,\!3$	17,8
$\operatorname{Sommerhalbjahr}$	42,7	46,7	$10,\! 6$
Jahr	$37,\!8$	$46,\!4$	$15,\!8$

Es ist zu berücksichtigen, dass diese Aufteilung der Abflusskomponenten nur als Richtwert dienen kann, da DIFGA auf einem dynamik-orientierten Ansatz aufbaut. D.h. die Abflusskomponenten werden in schnelle und langsamere Komponenten aufgeteilt. Dieser
Ansatz ist nicht direkt mit einem physikalisch prozess-orientierten-Ansatz vergleichbar, wie er in WaSiM-ETH Anwendung findet. Für eine ausführlichere Diskussion dieser Ansätze sei auf UHLENBROOK (1999) verwiesen.

Die Ganglinienanalyse konnte Anhaltspunkte zu den Abflusskomponentenanteilen am Pegel geben. Aus Tabelle 4.1.5 ist ersichtlich, dass sowohl im Winter- als auch im Sommerhalbjahr Basisabflusskomponenten den Abfluss deutlich dominieren, wobei der schnelle (Q_{G1}) und langsame (Q_{G2}) Basisabfluss einen ungefähr gleichgroßen Anteil haben. Der Direktabfluss (Q_D) nimmt im Winterhalbjahr maximal ca. 20% ein.



Abbildung 4.1.1: Basisabflussanalyse nach Demuth

Zusätzlich wurde der Basisabfluss mit dem DEMUTH-Verfahren (DEMUTH, 1993) analysiert. Da das Verfahren für eine verlässliche Auswertung eine möglichst lange Zeitreihe benötigt, wurde die gesamte Abflusszeitreihe des Pegels Hellwege-Schleuse für die Auswertung verwendet. Die Auswertung verwendet Tageswerte des Abflusses vom 01.01.1961 bis zum 31.12.2005. Dieses Verfahren dient eigentlich der Bestimmung der Grundwasserneubildung aus dem Basisabfluss. Dabei wird davon ausgegangen, dass der mittlere Niedrigwasserabfluss nur aus dem Grundwasser stammt und dieser mit der Grundwasserneubildung gleichzusetzten ist. Abbildung 4.1.1 zeigt die Ergebnisse der Anwendung. Die Auswertung ergab einen durchschnittlichen Niedrigwasserabfluss von 174 mm/a, was bei einem Gesamtabfluss von 309 mm/a einen Anteil von 56% bedeutet. Der über das DEMUTH-Verfahren bestimmte mittlere Niedrigwasserabfluss deckt sich sehr gut mit der mittleren Grundwasserneubildung von 178 mm/a (BMUNR, 2001) für das Gebiet und ist somit als plausibel einzustufen. Aufgrund der Kurvenform ist das Verfahren für diesen Pegel anwendbar. Eine ausführliche Beschreibung des Verfahrens gibt D_{EMUTH} (1993).

4.2 Modellanwendung im Einzugsgebiet der Wümme

Das Einzugsgebiet der Wümme bis zur Pegelstation Hellwege-Schleuse kam aus mehreren Gründen für die Modellierung in Frage. Zum einen befindet es sich in einer Region, in der die Grundwasserflurabstände sehr gering sind, sodass von einem großen Einfluss des Grundwassers auf die Hydrologie des Gebiets auszugehen ist. Dies ist wichtig für die Aussagekraft der Bewertung des Modells für die Wasserhaushaltsmodellierung im Flachland. Weiterhin befinden sich im Gebiet keine Schifffahrtsskanäle, welche die Wasserführung des Vorfluters beeinflussen. Diese Einflüsse sind meist schwierig zu berücksichtigen, weil die benötigten Daten nicht oder nur unzureichend vorhanden sind. Dies würde zu zusätzlichen Unsicherheiten führen und die Bewertung der Ergebnisse erschweren. Das ausgewählte Einzugsgebiet kann aufgrund seiner Größe (908 km^2) an der Grenze zwischen Meso- und Makroskale eingeordnet werden (BECKER, 1992). Da WaSiM die Abflusskomponenten prozessorientiert berechnet, werden diese im Folgenden auch so benannt. Abfluss, welcher durch Hortonschen Oberflächenabfluss oder Sättigungsflächenabfluss entsteht, wird als Oberflächenabfluss bezeichnet. Drainageabfluss entsteht ausschließlich durch die im Modell realisierten Drainagen. Der Begriff Basisabfluss umfasst die Wassermenge, welche durch den Prozess der Grundwasserexfiltration in den Vorfluter gelangt. Somit können im Basisabfluss neben dem langsamen grundwasserbürtigen Abfluss auch schnellere oberflächennahe Grundwasserkomponenten enthalten sein.

Nach den ersten Modellläufen zeigte sich, dass einige Parametrisierungen im Modell, welche sich stark auf die Qualität der Modellierung auswirken, unzureichend waren. Hohe Basisabflussanteile, wie sie für das Flachland realistisch sind, konnten mit dem originalen Gewässernetz nicht erreicht werden, da die Anzahl an Gewässerzellen zu gering ausfiel. Das abgeleitete Gewässernetz aus TAnalys wies nicht die Gewässernetzdichte auf, welche z.B. im Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) aufgeführt war. Theoretisch hat jede Rasterzelle mindestens einen Gewässerlauf. Auch die topographische Karte (1:50000) des Gebiets zeigte ein sehr dichtes Gewässernetz. Es stellte sich heraus, dass sich das Gewässernetz, welches aus TAnalys abgeleitet wird, nicht für eine physikalisch basierte Modellierung der Grundwasserexfiltration eignet. Die dicht angelegten Entwässerungsgräben, welche sich nach FOHRER ET AL. (2007) und EVERTZ ET AL. (2002) stark auf den Wasserhaushalt auswirken, waren im abgeleiteten Gewässernetz ebenfalls nicht berücksichtigt. Laut SCHULLA (2007) kann bei einer Rasterzellengröße von 1 km^2 nicht davon ausgegangen werden, dass die reale Gewässernetzstrukturen korrekt abgebildet sind. Um diesem Auflösungsproblem entgegenzuwirken, muss das Gewässernetz konzeptionell erweitert werden. Da die Berechnung des Basisabflusses direkt an Anzahl der Gewässerzellen gekoppelt ist (siehe Kapitel 3.2.4.4), wirkt sich diese Korrektur direkt auf das Basisabflussvolumen aus.

Im Hinblick auf die spätere Gesamtmodellierung des Wesereinzugsgebiets musste ein relativ einfacher Ansatz herangezogen werden, da es zeitlich nicht tragbar wäre, ein genaueres Gewässernetz für das gesamte Wesereinzugsgebiet nachzudigitalisieren. Bei dem gewählten Ansatz wurde das Gewässernetz mit der Funktion "neighborhood statistics" mit einem 9-Zellen Maximum Filter im geographischen Informationssystem ArcView erweitert. Somit konnte eine räumlich realistische Verteilung der Gewässertiefen im Gebiet beibehalten werden, d.h. im Oberlauf sind die Gewässertiefen geringer als im Unterlauf des Flusses.

Wegen der Prozessvorstellung im Flachland, wie sie im Abschnitt 3.1 vorgestellt ist, wurde versucht, eine Grobkalibrierung mit nur zwei Abflusskomponenten, nämlich Basisabfluss und Oberflächenabfluss, durchzuführen. Die Modellläufe zeigten jedoch, dass diese vereinfachte Vorstellung nicht die Charakteristik des Gesamtabflusses simulieren kann. Obwohl die Oberflächen-Grundwasser-Interaktion in die Berechnung miteinbezogen war, konnten keine zufriedenstellenden Simulationsergebnisse erzielt werden.



Abbildung 4.2.1: Räumliche Verteilung der Drainageflächen im Einzugsgebiet

Da ein Großteil der Einzugsgebietsfläche landwirtschaftlich genutzt ist und diese Flächen zu erheblichen Anteilen aus ehemaligen stark vernässten Böden durch Meliorisierung entstanden sind, ist anzunehmen, dass diese Eingriffe den Landschaftswasserhaushalt und die Abflusscharakteristik nachhaltig beeinflussen (siehe Kapitel 2.7). Der große Einfluss von Drainagen konnte z.B. durch die Arbeit von FOHRER ET AL. (2007) belegt werden. Da die Modellarchitektur auch die Abbildung von Drainagen erlaubt, konnte deren Einfluss bei der Modellierung Berücksichtigung finden. Da keine Angaben zur räumlichen Verteilung der Drainagen vorhanden waren, erfolgte im GIS eine Auswahl der Rasterzellen, welche sowohl feuchte Böden wie z.B. Gleye und Aueböden, als auch eine landwirtschaftliche Nutzungsart enthielten. Zu den Nutzungsarten zählen Ackerland, Wiesen und Weiden, Obst- und Beerenobstbestände und landwirtschaftliche Parzellen unterschiedlicher Nutzung. Nur auf diesen ausgewählten Rasterzellen wurden die Drainagen aktiviert. Die räumliche Verteilung der Drainageflächen ist in Abbildung 4.2.1 dargestellt. Der Flächenanteil der Drainagen im Gebiet beträgt ca. 46%.

4.2.1 Sensitivitätsanalyse

Da das Modell von SCHULLA (1997) zur Abschätzung von Folgen der Klimaänderungen für die Schweiz entwickelt wurde und es bis jetzt keine ausführlich dokumentierte Anwendung von WaSiM mit integriertem Grundwassermodell im Flachland gibt, soll eine ausführliche Sensitivitätsanalyse Aufschluss über das Verhalten der Parameter im Flachland geben. Die Sensitivitätsanalyse erfolgte vor der Endkalibrierung des Modells, da erst durch die Sensitivitätsanalyse die Auswirkungen der einzelnen Parameter korrekt eingeschätzt werden können und somit eine deutlich bessere Kalibrierung möglich ist. Zur Anmerkung: WaSiM wurde zwar von KRAUSE (2005) in der Havel angewendet um Oberflächen-Grundwasserinteraktionen zu modellieren, jedoch wurde es mit dem Grundwassermodell *ModFlow* gekoppelt.

Die Sensitivitätsanalyse dient der Beschreibung und Quantifizierung der Einflüsse der Veränderung von Modellparametern. Sie soll zeigen, welche Parameter auf Veränderungen reagieren und die Auswirkungen der Parameteränderung am Modellergebnis aufzeigen. Führen Änderungen in sinnvollen Größenordnungen zu einer starken Veränderung bei den Modellergebnissen, so kann der Parameter als sensitiv eingestuft werden. Pro Modelllauf wurde nur ein Parameter geändert. Als Referenz dient eine Grobkalibrierung des Modells. Die Sensitivitätsanalyse wurde nur für diejenigen Parameter durchgeführt, für welche auch bei der Modellkalibrierung eine Anpassung erfolgte. Für physikalisch basierte Modelle ist es üblich, subjektiv Intervalle festzulegen und die Parameterwerte dann schrittweise innerhalb dieser Intervalle zu variieren (vgl. SCHULLA, 1997). Die Intervallgrenzen richten sich hierbei nach dem physikalisch sinnvollen Bereich bzw. dem Messbereich des Parameters. Für eine umfassende Sensitivitätsanalyse weiterer Modellparameter sei auf SCHULLA (1997) und SCHULLA & JASPER (2006) verwiesen. Allgemein ist zu sagen, dass die Sensitivität eines Parameters stark vom Anteil der Abflusskomponente am Gesamtabfluss abhängt. D.h. bei einer Modellierung im Flachland mit einem deutlichen Anteil an Basisabfluss ist zu erwarten, dass basisabflusssteuernde Parameter wie z.B. der Leakagefaktor sehr sensitiv reagieren.

Die Sensitivitätsanalyse wurde aufgrund eines Modellfehlers mit einer einheitlichen gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit von $6.94 \cdot 10^{-7} m/s$ im Boden durchgeführt. Aus zeitlichen Gründen war es nicht tragbar, diese erneut durchzuführen. Die vorgestellten Ergebnisse können deshalb nicht absolut aber dennoch relativ betrachtet werden. Da die verwendete gesättigte hydraulische Leitfähigkeit mindestens eine Zehner-Potenz kleiner ist als die mittlere gesättigte Leitfähigkeit der originalen Bodendaten des Gebiets, ist anzunehmen, dass Parameter welche v.a. den Basisabfluss und den Drainageabfluss steuern, in Wirklichkeit sensitiver reagieren. Diese Annahme ist plausibel, da erhöhte gesättigte Leitfähigkeiten einen erhöhten Wassermengentransport in den Boden zur Folge haben. Dadurch erhöht sich der durchschnittliche Bodenwassergehalt und deshalb auch die Grundwasserneubildung, was zu einer Zunahme an Drainage- und Basisabfluss führt. Weiterhin sind die verwendeten Niederschläge unkorrigiert (Differenz ca. 50 mm/a) was jedoch nur einen geringen Einfluss auf die Sensitivität der Parameter haben dürfte. Der erst spät entdeckte Bilanzfehler bei der Modellierung mit Grundwasserinfiltration hat bei der Sensitivitätsanalyse keinen Einfluss, da keine Bilanzen bei den Analysen betrachtet wurden und der Bilanzfehler bei jedem Modelllauf auftrat.

Für die Kalibrierparameter wie sie in Tabelle 3.3.1 vorgestellt wurden, erfolgte eine Sensitivitätsanalyse. Die Parameter wurden in folgender Reihenfolge untersucht und sind in den anschließenden Kapiteln auch so aufgeführt:

- 1. Leakagefaktoren und hydraulische Leitfähigkeiten
- 2. Drainageparameter
- 3 Speicherkonstanten
- 4. Oberflächenwiderstände
- 5. Gewässernetzstruktur

4.2.1.1 Leakagefaktor und hydraulische Leitfähigkeiten

Obwohl k_f -Werte als Inputdaten aus der hydrogeologischen Übersichtskarte (HÜK 500) zur Verfügung standen, ist es laut MORHARD (2007) in der Grundwassermodellierung üblich, diese zu kalibrieren, weil die Angaben sehr grob sind und nicht für eine genaue Grundwassermodellierung ausreichen. Deshalb wurden die k_f -Werte einer Sensitivitätsanalyse unterzogen.

Da der Leakagefaktor und die hydraulischen Leitfähigkeiten im Gebiet zusammen den grundwasserbürtigen Abfluss steuern, ist es sinnvoll, für diese Parameter eine gemeinsame Sensitivitätsanalyse durchzuführen. Sowohl der Leakagefaktor als auch die k_f -Werte wurden im Bereich zwischen 10^{-3} und 10^{-6} s^{-1} bzw m/s um Zehnerpotenzen variiert. Die Ergebnisse sind in Abbildung 4.2.2 graphisch dargestellt. Durch die gemeinsame Sensitivitätsanalyse werden auch Interaktionen zwischen den Parametern deutlich.

Die Änderung des Leakagefaktors beeinflusst sowohl die Abflusscharakteristik als auch die Abflusshöhe sehr stark. Bei sehr großen Leakagfaktoren zeigt die Ganglinie eine große Dynamik, da das Wasser im Boden mit geringem Widerstand in den Vorfluter exfiltrieren kann. Eine Verringerung des Leakagefaktors führt zu einer zunehmenden Dämpfung der Basisabflussdynamik bei abnehmenden Abflusshöhen. Bei einer Verringerung des Leakagefaktors auf $10^{-6}s^{-1}$ versiegt der Basisabfluss fast vollkommen. Abflussspitzen werden trotzdem noch einigermaßen gut simuliert, da eine Verkleinerung des Leakagefaktors auch zu einer Erhöhung des Wassergehalts des Bodenspeichers führt und dadurch größere Anteile des Niederschlags als Oberflächenabfluss abfließen.

Leakagefaktor $[s^{-1}]$ k_f -Werte $[m/s]$	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}
10^{-3}	100%	100%	44%	8%
10^{-4}	39%	35%	27%	8%
10^{-5}	37%	21%	13%	5%
10^{-6}	38%	29%	16%	5%

Tabelle 4.2.1: Relative Änderung der Basisabflusshöhe

Die Verringerung der k_f -Werte zeigt zu Niedrigwasserzeiten ähnliche Auswirkungen auf die Basisabflusshöhe, wie die Verringerung des Leakagefaktors. Die Basisabflusshöhe wird in diesen Situationen verkleinert. Zu Zeiten erhöhten Abflusses hat die Verringerung der k_f -Werte jedoch eine verstärkende Wirkung auf die Dynamik des Basisabflusses. Dies ergibt sich, da bei kleinen k_f -Werten das Wasser im Grundwasser nur langsam abfließt und infiltrierendes Wasser sich im Boden aufstaut. Dies ist auch in Tabelle 4.2.1 erkennbar. Die Abflusshöhen bei k_f -Werten von 10^{-6} m/s sind höher als bei 10^{-5} m/s. Sowohl Abbildung 4.2.2, als auch Tabelle 4.2.1 zeigt, dass die hydraulische Leitfähigkeit speziell zwischen Werten von 10^{-3} m/s und 10^{-4} m/s eine sehr hohe Sensitivität aufweist. Dies ist vor allem bei den größten beiden Leakagefaktorwerten der Fall.

Generell ist die Sensitivität der beiden Parameter k_f -Werte und Leakagefaktor als sehr hoch einzustufen, da Änderungen der Parameter in "physikalisch sinnvollen" Bereichen sehr große Auswirkungen auf das Abflussvolumen (siehe Tab. 4.2.1) und die Abflusscharakteristik haben. Weiterhin verdeutlichte die Sensitivitätsanalyse den sehr großen Einfluss der Parameter auf die Modelleffizienz. Da der grundwasserbürtige Abfluss im



Abbildung 4.2.2: Auswirkungen der Änderung des Leakagefaktors (1/s) und der hydraulischen Leitfähigkeiten (m/s) auf den Basisabfluss

Flachland einen Großteil des Gesamtabflusses darstellt, haben Änderungen im Basisabfluss eine große Auswirkung auf die Qualität der Gesamtmodellierung.

4.2.1.2 Drainage-Parameter

Für die Parameter Drainagetiefe und Drainageabstand wurde wie im vorherigen Abschnitt eine gemeinsame Sensitivitätsanalyse durchgeführt, da sich beide Parameter auf den Drainageabfluss auswirken. Die Sensitivität dieser Parameter ist primär vom Anteil der drainierten Flächen im Einzugsgebiet abhängig. Da im Einzugsgebiet der Wümme dieser Flächenanteil bedeutend ist, soll im Folgenden die Sensitivität der Drainageparameter genauer untersucht werden. Abbildung 4.2.3 und Tabelle 4.2.2 zeigen die Auswirkungen der Parameteränderungen.

Generell ist eine Abnahme der Dynamik und der Höhe des Drainageabflusses mit zunehmendem Abstand der Drainagen erkennbar. Dies trifft für jede Drainagetiefe zu, wobei die Abflusshöhe bei der kleinsten Tiefe prozentual am stärksten zurück geht. Der Drainageabstand ist über die gesamte Variation der Abstände sensitiv.

Ein ähnliches Verhalten zeigen die Auswirkungen der Änderung der Tiefenlage der Drainagen. Je tiefer diese platziert sind desto höher ist der Drainageabfluss und desto ausgeglichener ist die Drainageabflusscharakteristik. In den oberen Bodenbereichen hat v.a. die Evaporation noch einen großen Einfluss, was z.B. zum dynamischen Verhalten des Drainageabflusses bei geringer Drainagetiefe führt. Aufgrund der speichernden Wirkung des Bodens reagieren die Drainagen in größeren Tiefen auch später und weniger dynamisch. Die Tiefenlage zeigt mit zunehmendem Abstand eine geringere Sensitivität.

Abstand [m] Tiefe [m]	10	20	40	70
0.3	85%	45%	27%	15%
0.6	84%	58%	36%	24%
0.9	85%	62%	47%	33%
1.5	100%	67%	51%	40%

Tabelle 4.2.2: Relative Änderung der Drainageabflusshöhe

Die Sensitivität der Drainageparamter ist über den gesamten Wertebereich gegeben. Da der Drainageabfluss im Flachland im Vergleich zum Basisabfluss meist eine untergeordnete Rolle spielt, sind die Auswirkungen der Änderungen der Drainageabflussparameter im Gesamtabfluss nicht so bedeutend, wie die des Basisabflusses. Weiterhin hatten die Variationen nur untergeordnete Auswirkungen auf die Modelleffizienz. Deshalb sind die Drainage-Parameter nur als sensitiv einzustufen.



Abbildung 4.2.3: Auswirkungen der Änderung von Drainagetiefe und Drainageabstand auf den Drainageabfluss

4.2.1.3 Speicherkonstanten

Da die Speicherkonstanten des Direktabflusses und des Drainageabflusses die gleichen Auswirkungen und auch eine sehr ähnliche Sensitivität aufweisen, werden sie in diesem Abschnitt zusammen diskutiert. Die Abbildungen der Sensitivitätsanalyse für diese Parameter sind im Anhang auf Seite 107 zu finden. Die Werte wurden für den Direktabfluss von 50 h bis 200 h variiert. Für den Drainageabfluss von 30 h bis 400 h. Da die Speicherkonstanten das Auslaufverhalten des Einzellinearspeichers steuern, ist ihr Einfluss auf die Abflusscharakteristik simpel. Kleine Speicherkonstanten führen zu großen Peaks und ein schnelles Abfallen der betrachteten Abflusskomponenten. Große Speicherkonstanten dagegen führen zu einer gedämpfteren Reaktion. Änderungen der Speicherkonstante des Oberflächenabflusses zeigten nur geringfügige Änderungen an der Abflusshöhe (unter 5%). Die Modelleffizienz änderte sich im Bereich zwischen 0,70 und 0,82. Ähnliches Verhalten zeigte die Variation der Speicherkonstanten des Drainageabflusses. Auch hier beliefen sich die relativen Änderungen der Abflusshöhe auf unter 5% und auch die Modelleffizienz variierte nur zwischen 0,79 und 0,83.

Die Untersuchungen verdeutlichten die geringere Sensitivität der Speicherkonstanten, wobei die Speicherkonstante des Oberflächenabflusses eine größere Auswirkung auf die Modelleffizienz zeigte, als die des Drainageabflusses. Diese Parameter wirken sich kaum auf das Abflussvolumen, sondern nur auf die Form der Spitzen aus. Die geringere Sensitivität ist auf den geringen Anteil an Oberflächenabfluss bei Anwendungen im Flachland zurückzuführen. Hat der Oberflächenabfluss einen bedeutenden Anteil am Gesamtabfluss, wie z.B. bei Anwendungen im Mittelgebirge, ist davon auszugehen, dass die Oberflächenabflusskonstante wesentlich sensitiver reagiert. Dies gilt auch für die Drainageabfussbzw. Interflowspeicherkonstante.

4.2.1.4 Oberflächenwiderstände

Wie bereits in Kapitel 3.3 erwähnt, sind die Oberflächenwiderstände als Kalibrierparameter anzusehen. Da die Evapotranspirationshöhe ein wichtiger Anteil des Wasserhaushalts ist, sollen hier die Auswirkungen und die Sensitivität der Widerstände vorgestellt werden. Im Gegensatz zu den anderen Parametern wurden die Widerstandswerte nicht in "physikalisch sinnvollen" Bereichen variiert, da dieser Bereich für die Widerstandswerte schwer zu definieren ist. Die Veränderung erfolgte, wie in SCHULLA & JASPER (2006), prozentual und für alle Landnutzungen gleich.

Die Auswirkungen der Änderung der Oberflächenwiderstände auf den Gesamtabfluss und die Evapotranspiration ist in Abbildung 4.2.4 grafisch dargestellt. In Tabelle 4.2.3 sind die relativen Veränderungen der Evapotranspirations- und Abflusshöhen aufgeführt. An Tagen erhöhter Globalstrahlung ist eine deutliche Auftrennung der Evapotranspira-



Abbildung 4.2.4: Auswirkungen der Änderung der Oberflächenwiderstände

tionshöhen nach Widerstandswert zu erkennen, da hier die Transpiration einen großen Anteil an der Evapotranspiration hat. Dagegen wirken sich die Unterschiede bei geringerer Globalstrahlung in den Wintermonaten nicht so stark aus, wie z.B. Anfang März zu sehen ist.

Tabelle 4.2.3: Relative Änderung der Evapotranspiration und des Gesamtabflusses

	$25\%~r_{sc}$	$175\% \ r_{sc}$
Änderung Gesamtabfluss [%]	-13	5
Änderung Evapotranspiration [%]	8	-13

Interessant sind jedoch die Auswirkungen auf den Abfluss. Obwohl alle Widerstandswerte eine vergleichbare Evapotranspiration aufweisen, zeigt der Abfluss deutliche Unterschiede. Dies ist auf die unterschiedlichen Bodenspeicherfüllungen am Ende des vorherigen Jahres zurückzuführen. Da kleine Widerstände zu einem größeren Bodenfeuchtedefizit bei gleichem Niederschlag führen, ist der Abfluss, welcher im Frühjahr auch durch Bodenwasser gespeist wird, geringer. Dagegen haben die unterschiedlichen Evapotranspirationshöhen im weiteren Verlauf keinen Einfluss auf die Abflusshöhen, da diese ausschließlich vom Basisabfluss bestimmt werden. Jedoch ergeben sich dadurch längerfristige Änderungen, da bei erhöhten Evapotranspirationsraten weniger Grundwasserneubildung stattfindet und somit auch der grundwasserbürtige Abfluss verringert wird. Obwohl in der Grafik keine Unterschiede im Abfluss des abfallenden Astes zu erkennen sind, zeigten Modellläufe, dass durch Anpassung der Widerstände das log R_{eff} , also die Anpassung im Niedrigwasserbereich, verbessert werden konnte.

Die Sensitivität der Widerstände im Hinblick auf die Änderung der Abfluss- und Evapotranspirationshöhen, wie sie in Tabelle 4.2.3 gezeigt wird, ist im Vergleich zu den Leakagefaktoren oder den Drainageparametern als gering einzustufen. Jedoch haben zahlreiche Modellläufe gezeigt, dass sich die Änderungen stark auf die Gütemaße auswirken. So variierte R_{eff} zwischen 0,79 und 0,69. Noch stärkere Auswirkungen belegten die Modellläufe im Niedrigwasserbereich, wobei sich Werte für log R_{eff} zwischen 0,52 und 0,76 ergaben. Aufgrund dieser Tatsache wurden die Widerstandsparameter als sensitiv eingestuft.

4.2.1.5 Gewässernetzstruktur

Wie bereits in Kapitel 4.2 ausführlich dargestellt, musste das Gewässernetz konzeptionell erweitert werden. Das heißt, der Anteil der Gewässerzellen wurde erhöht. Um die Auswirkungen einer Erweiterung des Gewässernetzes und der Gewässerzellentiefe sowie der Breite abschätzen zu können, ist es nötig auch diese Modellparameter einer Sensitivitätsanalyse zu unterziehen. Zuerst erfolgt eine Untersuchung der Auswirkungen der unterschiedlichen Gewässernetze auf den Basisabfluss. Danach wird die Sensitivität der Gewässerzellentiefe und Gewässerzellenbreite untersucht.

Tabelle 4.2.4. Vergleich der Gewassemetze				
Gewässernetz	rel. Anteil Gewässerzellen [%]	Basisabflussanteil [%]		
original	24	25		
erweitert (1)	79	49		
erweitert (2)	96	53		
erweitert (3)	100	53		

Tabelle 4.2.4: Vergleich der Gewässernetze

Der relative Anteil an Gewässerzellen der einzelnen Gewässernetze ist in Tabelle 4.2.4 aufgeführt. Das Gewässernetz "erweitert (3)", welches das gesamte Gebiet mit Gewässerzellen abdeckt, erreicht den größten relativen Basisabflussanteil. Ein grafischer Vergleich der Basisabflussganglinien der verschiedenen Gewässernetze ist in Abbildung A.0.4 auf Seite 106 zu finden. Die große Sensitivität der Gewässerzellenanzahl ist deutlich am relativen Basisabflussanteil zu sehen (siehe Tab. 4.2.4). Während das originale Gewässernetz einen Basisabflussanteil von ca. einem Viertel erzeugt, erreicht das voll erweiterte Gewässernetz eine Verdoppelung des Anteils.



Abbildung 4.2.5: Auswirkungen der Änderung der Gewässerzellentiefe auf den Basisabfluss

Weitere entscheidende Steuergrößen sind die Tiefe und Breite. Da Modellläufe mit dem 3. erweiterten Gewässernetz den höchsten Abflussanteil ergaben, wurde dieses Gewässernetz für die Sensitivitätsanalyse der Gewässerzellentiefe und -breite herangezogen. Da die Veränderung der Breite keine großen Auswirkungen zeigt, ist sie zu Gunsten der Übersichtlichkeit in Abbildung 4.2.5 nicht enthalten.

	Basisabfluss $[\%]$	Gesamtabfluss $[\%]$
1m	87	90
$2\mathrm{m}$	100	93
$3\mathrm{m}$	79	94
$4\mathrm{m}$	88	100

Tabelle 4.2.5: Vergleich der Abflüsse in Abhängigkeit der Gewässerzellentiefe

Die Abbildung zeigt die Auswirkungen der Veränderungen der Tiefe. Es ist zu sehen, dass die Veränderung der Tiefe einen deutlichen Einfluss auf die Basisabflussdynamik und das Basisabflussvolumen hat (siehe Tab. 4.2.5). Größere Werte zeigen eine ausgeglichenere Basisabflussganglinie. Gewässernetze mit geringen Tiefen zeigen eine oszillierende Ganglinie, da das gesamte Wasser aus nur wenigen Schichten entnommen werden muss und es deshalb zu Unstabilitäten bei der numerischen Lösung der RICHARDS-Gleichung kommt. Veränderungen in der Breite zeigten nur geringe Auswirkungen auf die Basisabflusscharakteristik, womit die Breite im Vergleich zur Tiefe als deutlich geringer sensitiv einzustufen ist.

4.2.1.6 Zusammenfassung der Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse und Fazit

Dieser Abschnitt soll eine kurze Zusammenfassung der gesamten Sensitivitätsanalyse geben. Die Sensitivität bezieht sich auf die Auswirkungen der Parameteränderungen auf den Gesamtabfluss. Die Parameter werden dem Grad an Sensitivität nach besprochen. Tabelle 4.2.6 gibt einen Überblick der Ergebnisse. Die Sensitivitätsanalyse der Gewässernetzstruktur belegte eindeutig dessen große Sensitivität. Sowohl die Gewässerdichte, als auch die Gewässerzellentiefe stellten sich als sehr sensitiv heraus. Wie bereits am Anfang vermutet, bestätigte sich die hohe Sensitivität der hydraulischen Leitfähigkeiten und der Leakagefaktoren. Die Drainageparameter zeigten eine geringere Sensitivität, da der Anteil der drainierten Flächen im Einzugsgebiet geringer ist als der der basisabflusserzeugenden Gewässerzellen. Weiterhin trägt der Drainageabfluss nur zwischen ca. 10% und maximal 40% zum Gesamtabfluss bei. Die Widerstandswerte haben, bezogen auf das Abfluss- und Evapotranspirationsvolumen, nur geringen Einfluss. Da die Verdunstung jedoch maßgeblich für den Wassergehalt des Bodens verantwortlich ist, wirken sich Veränderungen bei den Widerständen stark auf die Art der Reaktion des Einzugsgebiets auf Niederschläge aus. Dies ist vor allem im Sommer der Fall und wird durch die große Breite an log R_{eff} deutlich. Die Veränderung der Gewässerzellenbreite zeigte deutlich weniger Sensitivität als die anderen Gewässernetzparameter. Die Speicherkonstanten können als wenig sensitiv eingstuft werden, da ihre Veränderung keine großen Auswirkungen auf die Abflusshöhe hatte.

Parameter	Abkürzung	Sensitivität (Gesamtabfluss)
Gewässerzellentiefe	dep	++
gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	k_f -Wert	++
Leakagefaktor	l_k	++
Drainagetiefe	drn	+
Drainageabstand	dis	+
minimaler Oberflächenwiderstand	r_{sc}	+
Gewässerzellenbreite	wit	_
Speicherkonstante Drainageabfluss	k_I	_
Speicherkonstante Direktabfluss	k_D	_

Tabelle 4.2.6: Zusammenfassung der Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse

Durch die ausführliche Sensitivitätsanalyse konnten die sensitivsten Parameter für die Modellierung im Flachland identifiziert werden. Somit ist eine effektivere und bessere Endkalibrierung möglich. Nicht nur in diesem Bereich lieferte die Sensitivitätsanalyse wichtige Erkenntnisse sondern es wurde, wie in der Einleitung zur Sensitivitätsanalyse erwähnt, auch ein bedeutender Modellfehler entdeckt. Dieser ist nun ab der WaSiM Version 7.9.5 behoben. Dadurch ist auch eine bessere Modellanpassung zu erwarten.

4.2.2 Vorgehensweise bei der Kalibrierung und Validierung

Nachdem erste Vorstellungen zu den Abflusskomponenten durch die Ganglinienanalysen vorhanden waren und auch die Sensitivität der wichtigsten Parameter bekannt war, konnte die eigentliche Modellanwendung beginnen. Um die Bewertung des kalibrierten Datensatzes zu ermöglichen ist es nötig, den Abflussdatensatz in zwei Teile aufzuteilen. Daraus ergibt sich ein Kalibrierungsdatensatz und ein Validierungsdatensatz. Somit kann das kalibrierte Modell an einem unabhängigen Datensatz validiert werden. Dieses Vorgehen wird als "split sample test" bezeichnet (REFSGAARD & STORM, 1996).

Für die Kalibrierung wurde der Zeitraum vom 31.10.1989 - 01.11.1999 (zehn hydrologische Jahre) ausgewählt, da hier die Datendichte am größten war. Der Validierungszeitraum beträgt ebenfalls zehn Jahre, vom 31.10.1969 - 01.11.1979. Jeder Modelllauf hatte eine Vorlaufzeit von zehn Jahren, sodass sich das Modell auf die Speicherfüllungen und hydrologischen Verhältnisse am Anfang der Kalibrierperiode einpendeln konnte. Diese Vorlaufzeit wurde auch von SCHULLA (2007) empfohlen. Ein großer Zeitraum ist in der Wasserhaushaltsmodellierung deshalb sinnvoll, da kurzfristige Speicherschwankungen sonst zu sehr den Wasserhaushalt beeinflussen. Weiterhin ist es wichtig in hydrologischen Jahren zu modellieren, da hier davon auszugehen ist, dass die Speicherschwankungen von einem hydrologischem Jahr zum nächsten, minimal sind (STRASSER, 1998). Die Modellkalibrierung erfolgte mit der Trial-and-Error Methode. Eine automatische Kalibrierung mit dem automatischen Parameteroptimierungsprogramm PEST kam aufgrund langer Modellaufzeiten nicht in Frage. Auch die Arbeit von KUNSTMANN ET AL. (2006), welcher PEST auf WaSiM anwendete zeigte, dass eine automatische Kalibrierung gegenüber der klassischen Trial-and-Error Methode bei einer komplexen Wasserhaushaltsmodellierung zu keinen Vorteilen oder Verbesserungen führt.

Für eine umfassende Beurteilung der Güte der Modellierung ist es nicht ausreichend, nur die Modelleffizienzen zu betrachten. Besonders bei einer Wasserhaushaltsmodellierung müssen diverse weitere Gütekriterien, wie sie in Abbildung 4.2.6 dargestellt sind, zur Plausibilisierung der Ergebnisse herangezogen werden.

Die Sensitivitätsanalyse zeigte, dass das Modell bei einer Anwendung im Flachland zahlreiche sehr sensitive und sensitive Parameter enthält. Um einer Überparametrisierung



Abbildung 4.2.6: Beurteilung der Güte der Modellierung nach KLEINHANS (2000) (verändert)

entgegenzuwirken, wurden bestimmte Parameter nach Angaben aus den Inputdaten bzw. mit Literaturwerten parametrisiert. Nur für Parameter, bei denen keine genauen Informationen zur Parametrisierung vorlagen, erfolgte eine Kalibrierung. Da Informationen zu den k_f -Werten in Form digitaler Daten der HÜK500 zur Verfügung standen, kamen diese bei der Kalibrierung zur Anwendung. Die Verdunstungswiderstände wurden nach Literaturwerten parametrisiert (siehe Kapitel 4.1.2). Diese zeigten bei der Modellanwendung von HOFFMANN (2007) im Mittelgebirge des Wesereinzugsgebiets gute Ergebnisse. Somit konnte die Anzahl an sensitiven Kalibrierparametern und damit die *Equifinality* (BEVEN, 2001) reduziert werden.

Auf die Kalibrierung der Makroporenparameter der einzelnen Böden wurde bewusst verzichtet, da es sehr wahrscheinlich ist, dass die gefundenen Parameter zwar die Modelleffizienz dieses Gebiets verbessern, jedoch für andere Gebiete unpassend sind, da die gleichen Böden auch in anderen Einzugsgebieten vorkommen. Weiterhin würde eine Kalibrierung dieser Parameter zur Überparametrisierung des Modells beitragen und insgesamt die Kalibrierung erschweren. Deshalb sind die Makroporenparameter aus anderen WaSiM Modellanwendungen entnommen (siehe Kapitel 4.1.2).

Da im späteren Projektverlauf sowohl der Wasserhaushalt des Flachlandes als auch der des Mittelgebirges mit einer einheitlichen Parametrisierung modelliert werden soll, wurde für die Parametrisierung des Schneemoduls auf die kalibrierten Schneemodulparameter von HOFFMANN (2007) zurückgegriffen. Da der Schneespeicher im Flachland eine deutlich untergeordnete Rolle spielt und die Schneeschmelzeinflussfaktoren aufgrund der räumlichen Nähe ähnlich sind, können die Parameter aus dem Mittelgebirge auf das Flachland ohne Anpassung übertragen werden.

Alle weiteren Parameter, die nicht zur Kalibrierung herangezogen wurden, sind nach

Rücksprache mit SCHULLA (2007), bezüglich der Gültigkeit für diese Anwendung, aus dessen Steuerdatei übernommen.

Für die Kalibrierung und Validierung wurde der REGNIE-Niederschlagsdatensatz mit monatlichen Korrekturfaktoren, wie in Kapitel 4.1.1 vorgestellt, verwendet. Die mittlere berechnete Niederschlagshöhe für den Zeitraum 1961-1990 beträgt 834 mm/a im Vergleich zu 825 mm/a nach Angaben des HAD. Somit sind unrealistische Wasserbilanzen aufgrund mangelhafter Niederschlagsdaten unwahrscheinlich.

4.3 Ergebnisse

Aus zeitlichen Gründen (siehe Tab. B.0.4 auf Seite 114) musste auf eine weitere Optimierung des Parametersatzes verzichtet werden. Im Folgenden werden die Ergebnisse der Kalibrierung und Validierung, wie sie mit dem bis dato kalibrierten Parametersatz erzielt wurden, dargestellt und analysiert.

4.3.1 Kalibrierung

4.3.1.1 Ermittelter Parametersatz

Das Ziel der Modellkalibrierung ist die Bestimmung eines geeigneten Parametersatzes, welcher erlaubt, das Untersuchungsgebiet bestmöglichst zu simulieren. Dieser ist in Tabelle 4.3.1 dargestellt.

Die Speicherkonstante des Oberflächenabflusses wurde für ein großes Hochwasserereignis mit einer Rezessionsanalyse bestimmt und während der Kalibrierung von 78 hauf 90 h optimiert. Während 78 h für größere Hochwasserereignisse als angemessen erscheint, trifft 90 h den im Mittel auftretenden Oberflächenabfluss besser, da hier die Abflusskonzentration langsamer verläuft.

Die Speicherkonstante des Drainageabflusses fällt kleiner aus, da Wasser das in die Drainagerohre gelangt, durch diese schnell den Drainagegräben zugeführt wird und somit rasch den Vorfluter erreicht. Da keine genauen Angaben zu den Drainagen im Gebiet vorhanden waren, mussten diese kalibriert werden. Sowohl die kalibrierte Tiefe der Drainagen als auch der Abstand liegen in plausiblen Größenordnungen, wie Vergleiche mit BACH (2007) zeigen.

$k_D \ [h]$	90
$k_I \ [h]$	50
$drn \ [m]$	0,5
$dis \ [m]$	15
$l_k \ [s^{-1}]$	0,00005
Gewässerzellentiefe $[m]$	250% TAnalyswert
Gewässerzellenbreite $[m]$	50% TAnalyswert

 Tabelle 4.3.1:
 Kalibrierter
 Parametersatz

Der kalibrierte Leakagefaktor ist im Vergleich zur Literatur eher groß gewählt. Jedoch zeigte die Sensitivitätsanalyse, dass zu klein gewählte Leakagefaktoren die Dynamik des Basisabflusses zu sehr einschränken und somit zu unplausiblen Basisabflusscharakteristiken und Basisabflussanteilen führen. Erhöhte Leakagefaktoren wurden z.B. durch MON-TENEGRO ET AL. (2000) für Gräben kalibriert. Da im Einzugsgebiet viele Drainagegräben vorhanden sind, ist der Leakagefaktorwert trotzdem als plausibel einzustufen. Es

ist durchaus möglich, dass Gräben, aber auch wasserbaulich veränderte Flussabschnitte, keine bzw. eine veränderte Kolmationsschicht aufweisen und somit der Durchflusswiderstand kleiner ausfällt.

Wie bereits erwähnt, konnten mit dem originalen Gewässernetz aus TAnalys keine guten Ergebnisse erzielt werden. Aufgrund der für Gewässernetze groben räumlichen Auflösung von 1 km^2 kann nicht angenommen werden, dass die für den Basisabfluss wichtige Gewässernetzstruktur realitätsgetreu abgebildet werden kann (SCHULLA, 2007). Weiterhin ist die tatsächliche Lage des Gerinnebetts gegenüber dem Umland meist tiefer, da das Gewässernetz gegenüber dem Umland durch Erosion eingetieft ist. Somit ist eine Vertiefung und Verdichtung des Gewässernetzes gerechtfertigt.

4.3.1.2 Güte der Simulation

In Abbildung 4.3.1 ist aus Gründen der Übersichtlichkeit nur der vier jährige Zeitraum vom 01.11.1995 - 01.11.1999 dargestellt. Die in Tabelle 4.3.2 aufgeführten Gütemaße gelten jedoch für den gesamten Kalibrierungszeitraum von zehn Jahren. Auffallend ist der Basisabfluss, welcher sich in den Sommermonaten meist deutlich über dem simulierten Gesamtabfluss befindet. Dies ist kein Berechnungsfehler sondern lässt sich auf die Modellarchitektur zurückführen. Werden Modellläufe mit Berücksichtigung der Grundwasserinfiltration ausgeführt, so subtrahiert das Modell (Routingmodul) am Ende jedes Zeitschritts die Grundwasserinfiltrationsmenge vom Gesamtabfluss am Gebietsknoten. Für genauere Erklärungen siehe Kapitel 3.2.4.4.

Tabelle 4.3.2: Gütemaße für den Kalibrierungszeitraum

Gütemaße	
Modelleffizienz R_{eff} [-]	$0,\!86$
logarithmierte Modelleffizienz log R_{eff} [-]	0,79
Bestimmtheitsmaß R^2 [-]	$0,\!86$
logarithmiertes Bestimmtheitsmaß log R^2 [-]	0,79
Volumenfehler $VE \ [mm/a]$	38,56

Die Abbildung der Abflussganglinien im Kalibrierungszeitraum zeigt eine gute Übereinstimmung des gemessenen und des simulierten Gesamtabflusses in den meisten Wintermonaten. Jedoch werden extreme Hochwasserereignisse, wie z.B. im hydrologischen Jahr 1998-1999 deutlich unterschätzt. Die Reaktion des Gebiets auf Niederschlagsereignisse in den Sommermonaten wird kaum nachgebildet. Hier ist die Dynamik des Abflusses zu sehr eingeschränkt, da schnelle Abflusskomponenten kaum entstehen.

Im Folgenden soll kurz auf die Simulation der einzelnen Abflusskomponenten, wie sie in Abbildung 4.3.1 dargestellt ist, eingegangen werden. Der Oberflächenabfluss nimmt im



Abbildung 4.3.1: Simulierte Abflussganglinie im Kalibrierungszeitraum

Mittel nur 6% des Gesamtabflusses ein und entsteht auch hauptsächlich nur im Winter und Frühjahr, was auf das kleine Sättigungsdefizit der Böden zu dieser Jahreszeit zurückzuführen ist. In den Sommermonaten infiltriert der gesamte Niederschlag vollständig in den Boden und wird dort gespeichert. Deshalb werden die kleineren Abflussereignisse nicht realitätsgetreu wiedergegeben.

Drainageabfluss entsteht, wie der Oberflächenabfluss, meist nur im Winter und Frühjahr, da zu diesem Zeitpunkt der Wassergehalt der Böden sehr hoch ist und somit auch die hydraulische Leitfähigkeit nicht durch das Matrixpotential eingeschränkt ist. Das Wasser kann schnell in tiefere Bodenschichten transportiert werden wo eine Aktivierung des Drainageabflusses stattfindet. Dieser beträgt im Mittel ca. 37%. In den Sommermonaten reagiert der Drainageabfluss nur bei längeranhaltenden Niederschlagsereignissen.

Aufgrund der großen Speicherwirkung der Grundwasserkörper zeigt sich der Basisabfluss als ausgeglichenste Abflusskomponente mit einem durchschnittlichen Anteil von 57%. Die Niedrigwasserperioden in den Sommermonaten werden vom Modell weniger gut simuliert, was sich am optischen Vergleich und den logarithmierten Gütemaßen zeigt. In den Wintermonaten niederschlagsreicher Jahre zeigt der Basisabfluss eine ausgeprägte Dynamik.

Diese ist hauptsächlich an die Grundwasserneubildung gekoppelt (siehe Abb. 4.3.2). Das Verhalten ist durch die Modellarchitektur bedingt. Ist die Grundwasserneubildung hoch, so bedeutet dies, dass die Bodenschichten einen hohen Wassergehalt (größer Feldkapazität) aufweisen. Somit stehen dem Prozess der Grundwasserexfiltration große Wasser-



Abbildung 4.3.2: Grundwasserneubildungs- und Basisabflussdynamik im Untersuchungsgebiet

mengen in den Bodenschichten zur Verfügung. In feuchten Wintermonaten (1997-1998 und 1998-1999) ist der Basisabfluss fast vollkommen durch die Grundwasserneubildung bestimmt. Die Peaks des Basisabflusses decken sich mit denen der Grundwasserneubildung. In den Sommermonaten, aber auch in den trockeneren Wintermonaten (1995-1996 und 1996-1997), in denen die Grundwasserneubildung stark zurück geht, wird der Basisabfluss hauptsächlich durch den Grundwasserspeicher gespeist und zeigt deshalb ein weniger dynamisches Verhalten.

Die Dynamik des Bodenwasserhaushalts soll im Folgenden anhand Abbildung 4.3.3 vorgestellt werden. Es ist zu beachten, dass alle vorgestellten Größen als Gebietssumme (z.B. Grundwasserneubildung) bzw. Gebietsmittel (relative Bodenfeuchte) zu verstehen sind. Die relative Bodenfeuchte schwankt zwischen 30% und 65% in den Sommermonaten und 60% bis 80% in den Wintermonaten. Wie bereits oben erwähnt, infiltrieren mittlere bis große Niederschlagsereignisse komplett in den Boden, was an den großen Peaks der Bodenfeuchten in den Sommermonaten zu erkennen ist.

Grundwasserneubildung findet hauptsächlich bei mittleren relativen Bodenfeuchten zwischen 70% und 80% statt, wobei die modellierte durchschnittliche Grundwasserneubildung 132 mm/a beträgt im Gegensatz zu 178 mm/a als langjähriges Mittel des HAD bzw. 174 mm/a aus dem DEMUTH-Verfahren.

Die jahreszeitliche Dynamik der Verdunstung wird realitätsnah wiedergegeben. In den Sommermonaten ist die Verdunstung stark durch Niederschlagsereignisse beeinflusst. Die



Abbildung 4.3.3: Bodenwasserdynamik im Kalibrierungszeitraum

hohen relativen Bodenfeuchten im Frühling werden durch die starke Verdunstung schnell verringert, was wiederum eine Reduzierung der Verdunstung zur Folge hat. Nach größeren Niederschlagsereignissen in den Sommermonaten sind sehr hohe Verdunstungsraten zu erkennen, welche aber das vorhandene Bodenwasser rasch aufbrauchen.

4.3.1.3 Wasserhaushalt

Der Kalibrierungszeitraum stellt im Vergleich zum langjährigen Mittel (1961-1990) eine feuchtere Zeitperiode dar, da hier im Mittel ca. 27 mm/a mehr Niederschlag fallen. Jedoch bleibt der berechnete Abfluss unter dem gemessenen und auch unter dem des HAD, was durch den großen Volumenfehler von 39 mm/a (Tab. 4.3.2) bestätigt wird. Diese Tatsache ist auf die erhöhten Verdunstungswerte zurückzuführen. Die Verdunstung stellt im Vergleich zum Abfluss die wesentlich ausgeglichenere Komponente dar. Somit ist anzunehmen, dass die berechnete Verdunstung etwas zu hoch liegt. Eine Berechnung der Verdunstung als Restglied aus Niederschlag (825 mm/a) und gemessenem Abfluss (309 mm/a) ergibt einen Wert von 543 mm/a, was deutlich plausibler erscheint und sich auch im Wertebereich der Verdunstung des HAD befindet. Die Bestimmung der Verdunstung als Restglied deutet ebenfalls auf eine erhöhte berechnete Verdunstungsrate im Modell hin. Die aus den GIS-Daten des HAD bestimmten Wasserhaushaltsgrößen können nicht als absolutes Maß herangezogen werden, dennoch eignen sie sich als Vergleichswerte.

Wasserhaushaltsgröße	[mm/a]	[%]	HAD 1961-1990 $[mm/a]$	HAD [%]		
Niederschlag	852		825			
Abfluss	271	30	303	37		
Verdunstung	576	69	521	63		
Speicheränderung	5	1	1	0		

Tabelle 4.3.3: Modellierte Wasserbilanz für den Kalibrierungszeitraum

4.3.1.4 Abflusskomponenten

Obwohl die Verteilung der Abflusskomponenten, wie sie sich aus den verschiedenen Berechnungsverfahren ergeben, nicht direkt miteinander vergleichbar sind, kann dennoch die Plausibilität der modellierten Abflusskomponenten geprüft werden. Es ist anzunehmen, dass der Basisabflussanteil für große Einzugsgebiete, wie das der Wümme, über längere Zeiträume im Mittel ungefähr konstant bleibt. Deshalb ist es auch legitim, Ergebnisse aus dem DEMUTH-Verfahren mit denen der WaSiM Anwendung zu vergleichen.

In Tabelle 4.3.4 ist ein Vergleich der Anteile der Abflusskomponenten gegeben. Ein Vergleich der Oberflächenabflussanteile ergibt, dass der modellierte Anteil des Oberflächenabflusses unter dem der DIFGA Ganglinienanalyse liegt. Durch das Infiltrieren auch größerer Niederschlagsereignisse, wie dies bereits oben beschrieben wurde, fällt der Oberflächenabflussanteil sehr klein aus. Jedoch ist zu beachten, dass der Drainageabfluss auch eine schnelle Komponente darstellt und diese mit einem Anteil von 37% nicht zu vernachlässigen ist.

Tabelle 4.3.4: Prozentualer Anteil der Abflusskomponenten im Kalibrierungszeitraum

	WaSiM	DIFGA	DEMUTH-Verfahren
Oberflächenabfluss bzw. Q_D	6%	16%	
Drainageabfluss bzw. Q_{G1}	37%	46%	
Basisabfluss bzw. Q_{G2}	57%	38%	56%

Die Anteile des Basisabflusses fallen bei der WaSiM Anwendung deutlich höher aus als beim DIFGA-Verfahren. Dies ist auf die Modellarchitektur zurückzuführen. Der Basisabfluss, welcher durch den Prozess der Grundwasserexfiltration entsteht, kann auch Wasser aus oberflächennahen Schichten enthalten. Dieser Anteil ist in der langsamen Grundwasserkomponente (Q_{G2}) nicht enthalten. Der Vergleich der Basisabflussanteile von WaSiM und dem DEMUTH-Verfahren deutet auf einen plausiblen Anteil hin. Die Plausibilität des Drainageabflussanteils ist nur schwer einzuschätzen, da dieser nicht mit der schnellen Grundwasserkomponente vergleichbar ist.

4.3.1.5 Fazit

Mit den kalibrierten Modellparametern wie sie in Tabelle 4.3.1 vorgestellt sind, konnte die Abflussdynamik nicht ausreichend realitätsnah wiedergegeben werden. Die schnelle Reaktion des Einzugsgebiets auf Niederschlagsereignisse im Sommer wird vom Modell kaum wiedergegeben. Dies wird durch die logarithmierten Gütemaße belegt. Die sommerlichen Niederschlagsereignisse werden gänzlich vom Bodenspeicher aufgenommen, was an den ausgeprägten Peaks der relativen Bodenfeuchte zu erkennen ist. In den Wintermonaten ist die Simulation der Gebietsreaktion bedeutend besser, was durch die relativ hohen Gütemaße bestätigt wird. Jedoch werden die Abflusspitzen von einzelnen großen Hochwasserereignissen z.B. im Jahr 1998-1999 unterschätzt.

Der Volumenfehler deutet auf eine zu geringe Abflusshöhe hin, welche auf die erhöhten Verdunstungswerte zurückzuführen ist. Dies kann durch einen Vergleich der Verdunstungshöhen mit denen des HAD und denen aus BREMICKER (2000) (siehe Kap. 3.1.3) bestätigt werden.

Der Anteil des Basisabflusses erscheint durch Vergleiche mit den Ergebnissen des DE-MUTH-Verfahrens realistisch. Die Plausibilität der Oberflächen- und Drainageabflussanteile ist schwierig einzuschätzen. Aufgrund der unterschätzten schnellen Komponenten ist es denkbar, dass der Oberflächenabfluss einen zu geringen Anteil aufweist.

4.3.2 Validierung

Die Modellvalidierung dient der Überprüfung des kalibrierten Parametersatzes in einem unabhängigen Zeitraum. Zeigt der kalibrierte Parametersatz auch im unabhängigen Zeitraum eine gute Simulation, so wird die Allgemeingültigkeit des Parametersatzes für dieses Gebiet angenommen. Die Validierung stellt eine notwendige aber nicht hinreichende Verifizierung dar (BEVEN, 2001). Idealerweise sollten die Modellergebnisse an weiteren gemessenen Daten überprüft werden wie z.B. in UHLENBROOK (1999).

Der Validierungszeitraum stellt im Gegensatz zum Kalibrierungszeitraum einen vergleichsweise trockenen Zeitraum dar, da hier der Niederschlag im Mittel nur 762 mm/abeträgt. Dies ist eine gute Möglichkeit, das Modell unter veränderten hydrologischen Bedingungen zu validieren.

4.3.2.1 Güte der Simulation

Sowohl die Abflussganglinien in Abbildung 4.3.4 als auch die berechneten Gütemaße für den Validierungszeitraum (Tab. 4.3.5) zeigen eine schlechtere Simulation des Abflussgeschehens im Vergleich zum Kalibrierungszeitraum. Aus der Abbildung ist ersichtlich, dass der gemessene Abfluss systematisch unterschätzt wird, was sich am großen Volumenfehler widerspiegelt. In den Wintermonaten ist eine gute Modellierung der Abflussspitzen selten gegeben. Die Simulation bildet nicht die ganze Dynamik der Abflüsse ab. Auffallend ist das gedämpfte Verhalten des Basisabflusses. Dies ist hauptsächlich auf die stark reduzierte Grundwasserneubildung zurückzuführen. Diese beträgt ca. 98 mm/a. Auffallend ist auch das kontinuierliche Abfallen des Grundwasserspiegels um ca. 1 m im gesamten Zeitraum, was im Zusammenhang mit der geringen Grundwasserneubildung steht (siehe Abb. A.0.8 auf Seite 108).



Abbildung 4.3.4: Simulierte Abflussganglinie im Validierungszeitraum

In den Sommermonaten zeigt die Basisabflusskomponente eine gute Anpassung bezüglich der durchschnittlichen Abflusshöhe, jedoch bestehten die selben Unstimmigkeiten wie bereits im Kalibrierungszeitraum. Das Gebiet zeigt nur unzureichende Reaktionen auf die Niederschläge während der Sommermonate, was sich stark auf die logarithmierten Gütemaße auswirkt. Auch große Niederschlagsereignisse wie im Sommer 1979 werden gänzlich vom Bodenspeicher aufgenommen. Die Anteile der Abflusskomponenten im Validierungszeitraum sind denen des Kalibrierungszeitraumes fast identisch. Deshalb wird hier nicht näher auf diese eingegangen.

Gütemaße	
Modelleffizienz R_{eff} [-]	$0,\!68$
logarithmierte Modelleffizienz log R_{eff} [-]	$0,\!60$
Bestimmtheitsmaß R^2 [-]	$0,\!68$
logarithmiertes Bestimmtheitsmaß log R^2 [-]	0,50
Volumenfehler $VE \ [mm/a]$	$72,\!61$

Tabelle 4.3.5: Gütemaße für den Validierungszeitraum

4.3.2.2 Wasserhaushalt und Abflusskomponenten

Der Wasserhaushalt im Validierungszeitraum (Tab. 4.3.6) zeigt eine ähnliche Charakteristik wie der des Kalibrierungszeitraumes. Der simulierte Abfluss ist deutlich unter dem gemessenen. Dafür wird die Verdunstungshöhe überschätzt. Im Kalibrierungszeitraum ist der Volumenfehler durch die erhöhte Verdunstung zu erklären. Im Validierungszeitraum gleicht der Verdunstungsüberschuss von 32 mm/a jedoch nicht den Volumenfehler von 73 mm/a aus.

Wasserhaushaltsgröße	[mm/a]	[%]	HAD 1961-1990 [mm/a]	HAD [%]
Niederschlag	762		825	
Abfluss	217	28	303	37
Verdunstung	553	73	521	63
Speicheränderung	-8	-1	1	0

Tabelle 4.3.6: Modellierte Wasserbilanz für den Validierungszeitraum

4.3.2.3 Fazit

Auch bei der Validierung konnten nur wenig zufriedenstellende Ergebnisse erzielt werden. Dies zeigte sich an den geringeren Gütemaßen und am visuellen Vergleich der Ganglinien. Mit dem kalibrierten Datensatz und der gegebenen Parametrisierung ist eine adäquate Simulation des Systems nicht gegeben. Die Abflussreaktionen des Gebiets werden vom Modell oft unterschätzt und in den Sommermonaten meist nicht wiedergegeben.

Der kalibrierte Datensatz zeigt verbesserungswürdige Defizite auf. Die Gebietsreaktion auf Niederschlagsereignisse sowie der Wasserhaushalt scheinen optimierungsbedürftig. Jedoch zeigt der Basisabfluss ein plausibles Verhalten und auch dessen Anteil erscheint realistisch.

Diese Unstimmigkeiten können auf mehrere Ursachen zurückzuführen sein. Eine mögliche Ursache könnte die mangelnde Übereinstimmung von Moorböden und Landnutzung sein. Moorböden können aufgrund der Parametrisierung sehr viel Wasser halten und aufnehmen. Ist z.B. die Landnutzung Wald mit Moorböden kombiniert, so steht mehr Wasser als unter natürlichen Bedingungen für die Verdunstung zur Verfügung. Weiterhin könnte die Parametrisierung der Makroporen ungünstig sein, sodass Niederschlagsereignisse zum Großteil vom Bodenspeicher aufgenommen werden. Zusätzlich geht eine Unsicherheit vom Grundwassermodul aus, da hier die Parametrisierung auf groben Literaturwerten und groben Kartendaten basiert. Deshalb soll im nächsten Kapitel die Modellierung der Grundwasserstände analysiert werden. Eine genauere Untersuchung der Ursachen ist in Kapitel 5.1.2 zu finden.

In Anbetracht der großen Parameterunsicherheiten und Wechselwirkungen stellt sich die Frage, inwiefern ein optimaler Parametersatz mit vertretbarem Aufwand gefunden werden kann. Diese Unsicherheiten werden in Kapitel 5.2 ausführlich diskutiert.

4.3.3 Simulation der Grundwasserstände

Da das Grundwasser einen wichtigen Steuerfaktor im hydrologischen System des Untersuchungsgebiets darstellt, soll die Simulation der Grundwasserstände in den folgenden Kapiteln näher untersucht werden. Zum einen erfolgt ein Vergleich punktuell gemessener und simulierter Grundwasserstände, zum anderen wird ein räumlicher Vergleich gemessener und simulierter mittlerer Grundwasserflurabstände und Grundwasserstände durchgeführt.

4.3.3.1 Vergleich punktuell gemessener und simulierter Grundwasserstände

Abbildung 4.3.5 vergleicht die monatlich gemessene und simulierte Grundwasserdynamik. Die Grafik zeigt die Zeitreihen des Grundwasserstandes der Messstellen Hastedt, Waffensen, Ostervesede und Jeersdorf für den Kalibrierungszeitraum 1989-1999. Die Lage der einzelnen Messstellen ist Abbildung 2.1.1 zu entnehmen. Der Vergleich erfolgt über die Grundwasserflurabstände. Somit ist eine genauere Interpretation der Ergebnisse möglich, da Ungenauigkeiten der absoluten Höhenangaben durch die Auflösung des DHMs weniger Einfluss haben.

Anhand der Grafik lassen sich die vier Messstellen zwei Gruppen zuordnen. Die simulierten Ganglinien für die Messstellen Hastedt und Waffensen zeigen eine ausgeprägte Grundwasserdynamik, wohingegen die Ganglinien für die Piezometer Ostervesede und Jeersdorf eine eingeschränkte simulierte Dynamik aufweisen.

Ein Vergleich der Ganglinien der ersten Gruppen zeigt, dass die jährliche Dynamik noch einigermaßen simuliert werden kann, jedoch können weder die Amplitude noch die Tiefe des Grundwasserspiegels zufriedenstellend modelliert werden. Im Gegensatz zu den gemessenen Ganglinien reagieren die simulierten auch sehr stark auf trockenere Jahre wie z.B. im Zeitraum 1995-1997 (siehe auch Abb. 4.3.1 auf Seite 69).



Abbildung 4.3.5: Vergleich monatlich gemessener und simulierter Grundwasserstände

In der zweiten Gruppe wird weder die jahreszeitliche Dynamik noch die Amplitude und der Grundwasserflurabstand realitätsnah simuliert. Auch hier ist eine Reaktion der simulierten Werte auf den trockeneren Zeitraum zu sehen, allerdings weniger stark ausgeprägt.

4.3.3.2 Räumlicher Vergleich gemessener und simulierter Grundwasserstände

Als Grundlage der räumlichen Verteilung der gemessenen Grundwasserstände dient die digitale Form der hydrogeologischen Übersichtskarte (HÜK200) des Landes Niedersachsen. Diese Karte wurde aus Messungen des Grundwasserstandes, die zu verschiedenen Zeitpunkten durchgeführt wurden, erstellt. Dabei erfolgte eine Umrechnung der gemessenen Grundwasserstände auf mittlere Wasserstandsverhältnisse. Die Karte bietet deshalb keine exakte Darstellung der Grundwasserstände zu einem bestimmten Zeitpunkt, sondern nur eine Darstellung der im Gebiet durchschnittlich vorherrschenden Wasserstände. Sie stellt also keine Stichtagsmessung dar. Dennoch eignet sich die Karte für einen Vergleich, wenn zusätzlich simulierte mittlere Grundwasserstände für einen längeren Zeitraum zur Verfügung stehen. Diese sind in Abbildung 4.3.6 bzw. 4.3.8 für das Jahr 1998 grafisch dargestellt. Abbildung 4.3.7 und 4.3.9 basieren jeweils auf der HÜK200 und sollen als Referenz dienen. Im Folgenden soll zuerst auf die Grundwasserflurabstände und anschließend auf die Grundwasserstände eingegangen werden.

Grundwasserflurabstände Bei einer Gegenüberstellung der Grundwasserflurabstände ist zu beachten, dass diese aus der Geländehöhe im DHM abzüglich der Grundwasserstände der HÜK200 berechnet wurden. Ein Vergleich der Grundwasserflurabstände zeigt, dass sowohl die räumliche Verteilung als auch die Tiefenlage des Grundwasserspiegels nur unzureichend abgebildet werden. In Abbildung 4.3.7 sind die oft sehr kleinen Grundwasserflurabstände v.a. in den Talniederungen der Flüsse (dunkelrote und orangene Zellen) auffallend. Diese treten bei den mittleren simulierten Grundwasserflurabständen, wie sie in Abbildung 4.3.6 zu sehen sind, nur selten auf. In den Talniederungen liegen die Grundwasserflurabstände meist im Bereich von zwei bis zehn Meter unter Geländeoberkante. Die Randbereiche zeigen ebenfalls z.T. große Unterschiede zwischen dem mittleren Abstand und dem simulierten. Vor allem im südlichen Bereich des Einzugsgebiets sind die Unterschiede erheblich. Hier werden die Abstände sowohl stark unter- als auch überschätzt.



Abbildung 4.3.6: Simulierte mittlere Grundwasserflurabstände für das Jahr 1998



Abbildung 4.3.7: Grundwasserflurabstände berechnet aus DHM und Lage der Grundwasseroberfläche



Abbildung 4.3.8: Simulierte mittlere Grundwasserstände für das Jahr 1998



Abbildung 4.3.9: Grundwasserstände nach Lage der Grundwasseroberfläche (HÜK200)

Grundwasserstände Ein Vergleich der modellierten mittleren Grundwasserstände (Abb. 4.3.8) mit denen der HÜK200 (Abb. 4.3.9) zeigt ebenfalls keine realitätsnahen Ergebnisse. Im Bereich des Gebietsauslasses werden die Grundwasserstände gut getroffen, jedoch ist bereits beim Bereich der Grundwasserstände zwischen 10 und 20 m ü. NN eine deutliche Abweichung zu erkennen. In den höheren Bereichen ist in Abbildung 4.3.9 ein ausgeglichenerer Gradient festzustellen als es bei den simulierten Grundwasserständen der Fall ist. Dies ist höchstwahrscheinlich auf die Verteilung der k_f -Werte im Einzugsgebiet zurückzuführen. Sehr hohe Grundwasserstände treten in Bereichen mit k_f -Werten von $10^{-6} m/s$ auf. Randbereiche mit niedrigeren Grundwasserständen liegen in Bereichen mit k_f -Werten von $10^{-3} m/s$ (vgl. Abb. 2.6.1 auf Seite 10).

4.3.3.3 Fazit

Ein Vergleich der Zeitreihen des Grundwasserflurabstandes ergab, dass die Tiefenlage der Grundwasserstände nur unzureichend simuliert werden konnte. Die Dynamik der Grundwasserstände konnte ebenfalls nur ungenügend wiedergegeben werden. Dies ist höchstwahrscheinlich auf die tatsächliche kleinräumige Heterogenität der Speicherkoeffizienten und k_f -Werte im Gebiet zurückzuführen, welche durch die Auflösung der Eingangsdaten kaum erfasst werden kann.

Bei der Interpretation punktuell erhobener Messdaten mit den simulierten muss die Skalenproblematik berücksichtigt werden. Die Skala, in der die Grundwasserstände gemessen wurden, stimmt nicht mit der Skala der Modellierung überein, da die gemessenen Werte Punktinformationen und die simulierten Mittelwerte für 1 km^2 darstellen. Dies macht genaue Vergleiche zwischen den beiden Zeitreihen sehr unsicher (UHLENBROOK, 1999). Jedoch ist für die simulierten Ganglinien, außer am Piezometer Waffensen, eine starke systematische Unterschätzung der Grundwasserstände erkennbar. Die Unterschätzung beträgt zwischen vier und sechs Metern.

Anhand der Vergleiche der räumlichen Verteilung der Grundwasserstände und Grundwasserflurabstände im Untersuchungsgebiet ist zu erkennen, dass diese meist unterschätzt werden. Wie bereits beim Vergleich gemessener und simulierter Zeitreihen des Grundwasserflurabstandes aufgefallen ist, liegen die Grundwasserstände oft tiefer als in der HÜK200. Die unplausible Tiefenlage ist also nicht auf Ungenauigkeiten der Höhen im DHM zurückzuführen.

Ein eindeutiger Grund für die Unterschätzung der Grundwasserstände ist nicht auszumachen, da die Grundwasserstände von sehr vielen Parametern abhängig sind. Höchstwahrscheinlich ist es eine Kombination aus mehreren Parametern. Die Gewässerzellentiefen haben hierbei einen Einfluss wie Abbildung A.0.5 auf Seite 106 belegt. Jedoch zeigte die Sensitivitätsanalyse, dass größere Werte nötig sind um Oszillationen zu verhindern.

4.3.4 Oberflächen-Grundwasserinteraktion

4.3.4.1 Simulation der Oberflächen-Grundwasserinteraktion

Im Folgenden sollen die Ergebnisse der Modellierung im Kalibrierungszeitraum hinsichtlich der Oberflächen-Grundwasserinteraktion dargestellt und analysiert werden. Da die Grundwasserexfiltration bereits in Kapitel 4.3.1 näher betrachtet wurde, soll hier nur noch kurz auf diese eingegangen werden.

Eine zu erwartende enge Korrelation zwischen Grundwasserstand und Grundwasserexfiltration ist aus den Modellergebnissen nicht zu erkennen. Vielmehr ist die Grundwasserexfiltration maßgeblich von der Grundwasserneubildung geprägt, wie in Abbildung 4.3.2 auf Seite 70 zu erkennen ist. Findet Grundwasserneubildung unter Vernachlässigung von bevorzugten Fließwegen statt, so ist der Bodenwassergehalt relativ hoch (größer Feldkapazität). Somit können für die Grundwasserexfiltration vom Modell bedeutende Mengen an Wasser aus den beteiligten Schichten entnommen werden.



Abbildung 4.3.10: Dynamik der Grundwasserinfiltration in Abhängigkeit des Grundwasserstandes

Abbildung 4.3.10 stellt die Grundwasserinfiltration in Abhängigkeit des mittleren Grundwasserstandes dar. Es ist zu beachten, dass der mittlere Grundwasserstand nur für das Teilgebiet gilt in welchem auch aufgrund der Modellarchitektur Grundwasserinfiltration stattfinden kann. Auffällig sind die dünnen Peaks. Diese entstehen aufgrund der Oszillationen bei der Berechnung des Grundwasserspiegels und sind als physikalisch unplausibel einzustufen. Aufgrund der vereinfachten Darstellung bei der Berechnung des Gradienten für den Austausch ist es auszuschließen, dass diese Peaks durch große Abflussereignisse hervorgerufen werden. Für genauere Ausführungen sei auf Kapitel 5.1.3 verwiesen.

Die Grundwasserinfiltration zeigt über die Jahre ein konstantes Niveau, welches durch erhöhte Infiltrationswerte in den Wintermonaten unterbrochen wird. Das relativ konstante Niveau von ca. 0,1 mm/d ist auf Zellen zurückzuführen, bei denen der Grundwasserspiegel immer unter dem Niveau des Gewässerbetts liegt. Dies ist charakteristisch für die im oberen bis mittleren Bereich liegenden Flussläufe, da hier der Grundwasserspiegel z.T. tiefer als das Gewässernetz liegt (vgl. Abb. 4.3.7).

Die Grundwasserinfiltrationspeaks ergeben sich durch das weiträumige Sinken des Grundwasserspiegels am Ende der Sommermonate bis Ende der Wintermonate und auch oft darüber hinaus, weil in diesem Zeitraum nur unzureichend Grundwasserneubildung stattfindet.

4.3.4.2 Fazit

Die Untersuchungen zur Abbildung der Oberflächen-Grundwasserinteraktion haben gezeigt, dass das Modell die Interaktion abbilden kann. Die Plausibilität der berechneten Grundwasserinfiltration ist nur schwer einzuschätzen, da keinerlei Messwerte bzw. Literaturwerte vorliegen. Die Grundwasserinfiltrationsmenge beträgt im Kalibrierungszeitraum durchschnittlich ca. 45 mm/a was ungefähr 15% des Gesamtabflusses in diesem Zeitraum darstellt.

4.4 Übertragung auf das Einzugsgebiet der Hunte

Das Einzugsgebiet der Hunte befindet sich im nordwestlichen Bereich des Wesereinzugsgebiets (siehe Abb. A.0.1 auf Seite 104). Dieses Einzugsgebiet wurde als Zwischeneinzugsgebiet modelliert, um die Einflüsse der Kanäle möglichst gering zu halten, wodurch eine gute Bewertung der Übertragung erst möglich ist. Dennoch kann dieser Einfluss nicht völlig ausgeschlossen werden. Das Zwischeneinzugsgebiet umfasst die Fläche zwischen den Pegeln Bohmte im Oberlauf und Colnrade OP im Unterlauf. Die Landnutzung ist stark durch die Landwirtschaft (64%) geprägt, wobei aber auch bedeutende Anteile an Mooren (9%) auftreten. Der restliche Anteil ist hauptsächlich durch Wiesen und Weiden (9%) und Wälder (7%) bedeckt. Die hydrostratigraphischen Einheiten sind dem Gebiet der Wümme ähnlich. Nach dem HAD (BMUNR, 2001) setzt sich der langjährige Wasserhaushalt (1961-1990) wie in Tabelle 4.4.2 aufgeführt zusammen. Die mittlere Niederschlagshöhe für diesen Zeitraum ist im Vergleich zur Wümme um ca. 55 mm/akleiner. Jedoch lassen die Wasserhaushaltsgrößen einen prozentual höheren Anteil der Verdunstung erkennen. Dies ist auf den größeren Flächenanteil der Moore zurückzuführen.



Abbildung 4.4.1: Simulierte Abflussganglinie am Pegel Colnrade OP für den Zeitraum 1995-1999
4.4.1 Güte der Simulation

Die Übertragung des kalibrierten Parametersatzes auf ein weiteres Flachlandeinzugsgebiet zeigt sehr gute Ergebnisse (siehe Abb. 4.4.1 und Tab. 4.4.1). Außer in sehr trockenen Jahren (1995-1996) werden sowohl die größeren Abflussereignisse in den Wintermonaten als auch der Trockenwetterabfluss in den Sommermonaten gut simuliert. Dies wird durch die guten linearen und logarithmierten Gütemaße belegt. Die Qualität der Simulation wird auch durch den kleinen Volumenfehler bestätigt. Nur Abflussereignisse in den späteren Sommermonaten werden nur unzureichend nachgebildet.

Gütemaße	
Modelleffizienz R_{eff} [-]	0,89
logarithmierte Modelleffizienz log R_{eff} [-]	0,87
Bestimmtheitsmaß R^2 [-]	$0,\!90$
logarithmiertes Bestimmtheitsmaß log R^2 [-]	$0,\!87$
Volumenfehler $VE \ [mm/a]$	$14,\!00$

Tabelle 4.4.1: Gütemaße für den Zeitraum 01.11.1989 - 31.10.1999

4.4.2 Wasserhaushalt

Der Wasserhaushalt, der in Tabelle 4.4.2 aufgeführt ist, erweist sich ebenfalls als realistisch. Da das Gebiet als Zwischeneinzugsgebiet modelliert wurde, muss der simulierte Abfluss (248 mm/a) um den Zufluss am Pegel Bohmte reduziert werden. Dieser beträgt für das modellierte Zwischeneinzugsgebiet 37 mm/a. Somit ergibt sich der Abfluss, der im eigentlichen Gebiet entstanden ist, zu 211 mm/a. Ein Vergleich zwischen den berechneten Wasserhaushaltsgrößen und denen des HAD zeigt, dass der Abfluss leicht unterschätzt wird. Dies kann jedoch auf die leicht überschätzte Verdunstung und der größeren Speicheränderung zurückgeführt werden. Die Speicheränderung steht im Einklang mit dem leicht gestiegenen mittleren Grundwasserspiegel im Untersuchungsgebiet.

Tabelle 4.4.2: Wasserbilanz für den Zeitraum 01.11.1989 - 31.10.1999

Wasserhaushaltsgröße	[mm/a]	[%]	HAD 1961-1990 [mm/a]	HAD [%]
Niederschlag	769		770	
Abfluss	211	27	236	31
Verdunstung	545	71	534	69
Speicheränderung	13	2		0

4.4.3 Abflusskomponenten

Ein Vergleich der Abflusskomponenten zwischen denen der DIFGA-Auswertung und denen der WaSiM-Anwendung lässt keine eindeutigen Aussagen zu. Lediglich der dominierende Anteil des Basisabflusses ist für das Flachland charakteristisch (DOERHOEFER & JESOPAIT, 1997), jedoch beträgt dieser Anteil nach dem DEMUTH-Verfahren nur 48%.

	WaSiM	DIFGA	DEMUTH-Verfahren
Oberflächenabfluss bzw. Q_D	8%	12%	
Drainageabfluss bzw. Q_{G1}	34%	58%	
Basisabfluss bzw. Q_{G2}	58%	30%	48%

 Tabelle 4.4.3:
 Prozentualer
 Anteil
 der
 Abflusskomponenten

4.4.4 Fazit

Die Übertragung der kalibrierten Parameter auf ein weiteres Flachlandeinzugsgebiet zeigt gute Ergebnisse. Sowohl das Abflussgeschehen als auch der Wasserhaushalt konnte im neuen Einzugsgebiet zufriedenstellend simuliert werden. Jedoch ist die Bewertung der Anteile der Abflusskomponenten unsicher, da nur die Ergebnisse des Demuth-Verfahrens als verlässlich einzustufen sind. Da der schnelle Grundwasserabfluss auch bei Ganglinienanalysen im Flachland die dominierende Komponente darstellt, muss die Eignung des DIFGA-Verfahrens für die Plausibilisierung der mit WaSiM modellierten Abflusskomponenten in Frage gestellt werden. Um die Ergebnisse umfassender beurteilen zu können, wäre es nötig gemessene und simulierte Grundwasserstände zu vergleichen.

Obwohl der kalibrierte Parametersatz im Einzugsgebiet der Wümme nur unzufriedenstellende Ergebnisse lieferte, konnten mit diesem bei der Übertragung wesentlich bessere Resultate erzielt werden. Dies ist ein eher ungewöhnliches Ergebnis, da bei Parameterübertragungen die Resultate meist vergleichbar oder schlechter sind. Dies könnte durch die Modellierung des Gebiets als Zwischengebiet mit gemessenem Zufluss erklärt werden. Jedoch beträgt der Zufluss am Pegel Bohmte im Mittel nur ca. 13% des mittleren Abflusses am Pegel Colnrade. Bei einem Vergleich der Ganglinien der beiden untersuchten Einzugsgebiete fällt auf, dass die Hunte im Sommer kleinere Abflusspitzen aufweist als die Wümme. Dies könnte auf die Form der Einzugsgebiete zurückzuführen sein (siehe Abb. A.0.1 auf Seite 104). Die Wümme reagiert aufgrund der Form des Einzugsgebiets wahrscheinlich stärker als die Hunte (DYCK & PESCHKE, 1995). Auch wasserwirtschaftliche Einflüsse durch Kanäle sind nicht ganz auszuschließen.

5 Diskussion

5.1 Diskussion der Modellanwendung

5.1.1 Raumzeitliche Auflösung

Aufgrund der Skalenabhängigkeit hydrologischer Prozesse muss die gewählte räumliche und zeitliche Auflösung des Modells den Anforderungen der Fragestellung genügen. Für diese Diplomarbeit sollte eine räumlich und zeitlich hochaufgelöste Berechnung des Wasserhaushaltes für meso- bis makroskalige Einzugsgebiete erfolgen. Die Wahl der Auflösung ist jedoch auch häufig durch die Eingangsdaten oder auch durch die vorhandene Rechenleistung begrenzt. Da WaSiM keine festgelegten räumlichen und zeitlichen Auflösungen hat und auch die Eingangsdaten hochaufgelöst vorlagen, konnte die räumlichzeitliche Auflösung der Fragestellung entsprechend gewählt werden.

Für diese Modellierung wurde die zeitliche Auflösung auf Tagesschritte, die räumliche Auflösung auf 1 km^2 festgelegt. Die Größe der Rasterzellen deckt sich mit der von WOOD ET AL. (1988) postulierten representative element area (REA) für distribuierte hydrologische Modellierung. Weitere Ergebnisse dieser Arbeit zeigten, dass die REA stark topographieabhängig ist. Jedoch sollte diese Größe nur als Anhaltspunkt dienen, da sie von mehreren Faktoren abhängig ist (LANGE, 1999). SCHULLA (1997) zeigte bei Modellanwendungen von WaSiM im Thur-Einzugsgebiet in der Schweiz hohe Gütemaße bis zu einer Auflösung von ca. zwei Quadratkilometern. Somit wäre für das Flachland auch eine gröbere Auflösung als vertretbar anzusehen, da hier die räumliche Heterogenität der Eingangsdaten (z.B. Böden) geringer ist. Somit könnten deutlich geringere Modelllaufzeiten bei ähnlichen Effizienzen erreicht werden. Dies gilt für Anwendungen ohne Grundwassermodul.

Ist das Grundwasser ein wichtiges Element im hydrologischen System, so ist eine Auflösung von 1 km^2 für eine genaue Modellierung der Grundwasserstände als zu grob einzustufen. Dies wurde auch in einer Diskussion mit MORHARD (2007) bestätigt. Eine Kopplung von ModFlow und WaSiM durch KRAUSE (2005), um den Wasserhaushalt und Stofftransport in Einzugsgebieten der Havel zu modellieren, hatte eine räumliche Auflösung von 0,05 km bzw. 0,250 km. Das Untersuchungsgebiet, aber auch andere Gebiete im Flachland, sind durch die oberflächennahen Grundwasserstände charakterisiert. Im Gegensatz zum Mittelgebirge ist die genaue Simulation der Grundwasserstände für die Abflussbildung und somit für die realitätsnahe Modellierung des hydrologischen Systems im Flachland aber wichtig. Eine sehr feine Auflösung ist jedoch bei meso- bis makroskaligen Modellierungen aufgrund der Rechenzeiten nicht tragbar.

Die zeitliche Auflösung ist den dominierenden hydrologischen Prozessen und der Fragestellung angemessen. Auch im Hinblick auf die Gesamtmodellierung ist die zeitliche Auflösung gut gewählt, da z.B. im Mittelgebirge Schneeschmelzprozesse für die realitätsnahe Modellierung des Abflusses eine wichtige Rolle spielen (HOFFMANN, 2007) und diese mit einer gröberen zeitlichen Auflösung nur unzureichend abgebildet wären.

5.1.2 Ergebnisse

Die Ergebnisse der Kalibrierung lieferten erste Hinweise auf Unstimmigkeiten, welche durch die Resultate der Validierung bestätigt wurden. Einerseits konnten nicht alle Abflussbildungsprozesse adäquat simuliert werden, andererseits erscheint die berechnete Verdunstung als überhöht. Dies ließ darauf schließen, dass die Parametrisierung verdunstungsbeeinflussender Parameter mangelhaft ist.

Erste Überlegungen zur Ursache für diese Unstimmigkeiten gingen in Richtung der Widerstandswerte, welche maßgeblich für die Verdunstungshöhen verantwortlich sind. Da diese jedoch bei HOFFMANN (2007) zu realitätsnahen Verdunstungshöhen führten, sind diese höchstwahrscheinlich als korrekt parametrisiert einzustufen. Weitere Nachforschungen gingen in Richtung Eingangsdaten, vor allem Boden und Landnutzung. Es wurde vermutet, dass die Unstimmigkeiten auf die mangelnde Übereinstimmung zwischen Landnutzung und Böden zurückzuführen sind. Obwohl sehr viele Moorböden im Gebiet vorhanden waren, trat die Landnutzung Moor nur sehr selten auf. Oft sind deshalb Moorböden mit Wald oder landwirtschaftlichen Nutzungsarten kombiniert. Da die Moorböden mit großen Werten für den Sättigungswassergehalt parametrisiert wurden, kam auch die Vermutung auf, dass diese die Reaktion des Gebiets auf Niederschlagsereignisse dämpfen und auch viel Wasser für die Verdunstung bereitstellen. Durch ihre Parametrisierung können Moorböden eine überdurchschnittliche Menge Wasser aufnehmen.

Daraufhin wurden die Moorböden durch den am häufigsten auftretenden Boden im Gebiet ersetzt. Ergebnisse zeigten, dass dadurch die Verdunstung um zehn Millimeter verringert und der Abfluss entsprechend gesteigert werden konnte. Jedoch hatte dies entgegen den Erwartungen wenig Effekt auf die Reaktionen des Abflusses in den Sommermonaten (vgl. Abb. A.0.9 auf Seite 108).

Da das Problem der Abflussreaktion weiterhin besteht wurde vermutet, dass dies auf eine fehlerhafte Parametrisierung der Makroporen zurückzuführen ist. Jedoch ergaben auch hier Modellläufe ohne Makroporen keine nennenswerte Verbesserung. Lediglich die Abflusspitze eines der extremen Hochwasserereignisse in den Wintermonaten wurde erhöht (vgl. Abb. A.0.10 auf Seite 109).

Weitere Ursachen für die unzufriedenstellende Modellierung des Abflussgeschehens könnte auf die eher hohen Leakagefaktoren zurückzuführen sein. Dies steht jedoch im Widerspruch zu den Ergebnissen der Übertragung, da hier mit den gleichen Leakagefaktoren eine bessere Reaktion des Gebiets erzielt werden konnte. Weiterhin führen kleinere Leakagefaktoren zwar zu einer verbesserten Modellierung der Gebietsreaktionen, aber es besteht ein konstanter unrealistischer Oberflächenabfluss und auch der Basisabflussanteil ist mit ca. 35% als unplausibel einzustufen (vgl. Abb. A.0.11 auf Seite 109). Der konstante Oberflächenabfluss entsteht, wenn die Grundwasserstände in einer Zelle über die Geländeoberkante steigen. Somit tritt Wasser an der Oberfläche aus, welches dem Oberflächenabfluss zugeordnet wird. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Ursachen auf eine ungünstige Parameterkombination aus Leakagefaktoren und Gewässerzellentiefe zurückzuführen sind. Jedoch sind Einflüsse weiterer Parameter, wie z.B. den k_f -Werten, nicht auszuschließen.

Die Ursachensuche für die unbefriedigende Simulation der Abflussbildung erschwert sich durch die große Anzahl an festen und kalibrierbaren Parametern. Auch die exakte Interaktion zwischen den einzelnen Parametern ist unvorhersehbar (HOFFMANN, 2007). Die unklare Interaktion der Parameter stellt eine große Hürde bei dieser Modellanwendung dar. So steuern z.B. die Parameter k_f -Wert, Leakagefaktor und Gewässerzellentiefe nicht nur den Grundwasserstand, sondern auch die Grundwasserexfiltration.

5.1.3 Oberflächen-Grundwasserinteraktion

Obwohl die Grundwasserinfiltration einen charakteristischen Prozess im Flachland darstellt, haben weitere Modellläufe ohne Grundwasserinfiltration gezeigt, dass diese hinsichtlich Modellgüte und Wasserhaushalt eine untergeordnete Rolle spielt. Abbildung 5.1.1 vergleicht die Abflussganglinien von Modellläufen mit und ohne Berücksichtigung der Grundwasserinfiltration.

Bei Betrachtung der Grafik fällt auf, dass die Ganglinien fast identisch sind. Dies ist darauf zurückzuführen, dass in jeder Situation die selbe Menge Wasser zur Verfügung steht. Jedoch ist dieses, je nach gewähltem Ansatz, unterschiedlich verteilt. Da sich der Aquifer in einem Gleichgewichtszustand befindet müssen die Zuflüsse über die Abflüsse ausgeglichen werden. Der Gesamtabfluss ändert sich deshalb nicht.

Aufgrund zahlreicher Vereinfachungen bzw. Annahmen kann die Interaktion zwischen Oberflächen- und Grundwasser nur eingeschränkt genau simuliert werden, auch wenn diese quasi physikalisch abgebildet wird. Folgende Annahmen werden im Modell getroffen:

- der Gradient berechnet sich aus der Differenz zwischen Grundwasserspiegel und Gerinnebetthöhe
- es besteht ein linearer Zusammenhang zwischen Gradient und Wasseraustausch
- in Kopfeinzugsgebieten findet keine Grundwasserinfiltration statt
- in Zwischeneinzugsgebieten findet Grundwasserinfiltration nur im Hauptvorfluter statt

Da die Grundwasserinfiltration nur im Hauptvorfluter (Routingzellen) stattfindet und dieser das tiefliegenste Gerinne aufweist, ist es sehr unwahrscheinlich, dass der Grundwasserspiegel unter das Gerinnebett absinkt und es zu Grundwasserinfiltration kommt. Der Prozess der Uferspeicherung kann wegen des vereinfachten Ansatzes nicht berücksichtigt werden.



Abbildung 5.1.1: Vergleich der Abflussganglinien ohne und mit Berücksichtigung der Grundwasserinfiltration

5.2 Diskussion der Unsicherheiten

Aufgrund der vielen festen Parameter und der zahlreichen Kalibrierparameter entstehen bei einer Modellanwendung große Unsicherheiten im Hinblick auf die Ergebnisse. Aus zeitlichen Gründen konnte keine Unsicherheitsanalyse durchgeführt werden. Jedoch können anhand der gewonnenen Erfahrungen die Unsicherheiten diskutiert werden. Die Diskussion bezieht sich auf die in dieser Arbeit verwendete Modellkonfiguration.

Bei einer hydrologischen Modellierung sind folgende Unsicherheiten von Bedeutung (LANGE, 1999):

- 1. natürliche Unsicherheiten
- 2. Unsicherheiten der Eingangsdaten
- 3. Unsicherheiten der Modellparameter
- 4. Unsicherheiten in der Modellstruktur

Natürliche Unsicherheiten sind durch die natürliche Variabilität der Prozesse gegeben. Die Unsicherheit bei den Eingangsdaten rührt daher, dass die zur Verfügung stehenden Daten (z.B. k_f -Werte, Bodenparameter) nicht die natürliche räumliche Variabilität enthalten, sondern die Realität stark generalisiert darstellen. Auch die Unsicherheiten, welche durch die Regionalisierung von Punktmessungen (z.B. meteorologische Daten) entstehen zählen hierzu. Ein Beispiel für Datenunsicherheiten wäre der originale residuale Wassergehalt von 1% für alle Bodenarten.

Als dritter Punkt sind die Parameterunsicherheiten zu nennen. Diese entstehen durch die Kalibrierung der Parameter bzw. durch die Zuweisung von Werten aus den Eingangsdaten. Hierzu zählt z.B. die Parametrisierung der Bodenschichten. Weiterhin ist zu beachten, dass für die Parametrisierung Messwerte verwendet werden, welche Punktmessungen darstellen. Diese Messwerte entstammen einer anderen Skala wie der Modellskala und sind nur bedingt übertragbar. Das Modell braucht sogenannte effektive Parameter, welche für die gesamte Rasterzelle repräsentativ sind BEVEN (2001).

Die Modellstrukturunsicherheit ergibt sich durch die mangelhafte Abbildung bzw. fehlende Abbildung von wichtigen hydrologischen Prozessen im Modell. Hier wäre der genaue Einfluss des Drainagegrabennetzes auf die Abflussbildung zu nennen, welche z.B. im Niederschlags-Abfluss-Modell NAXOS (RIEDEL, 2004) Berücksichtigung findet. Dieses Modell wurde speziell für das Flachland entwickelt.

Die hauptsächlichen Unsicherheiten bei dieser Modellanwendung sind auf Unsicherheiten der Eingangsdaten und der Modellparameter zurückzuführen. Diese entstehen durch:

- Gewässernetz: Tiefe, Breite, Anzahl an Gewässerzellen und Leakagefaktoren
- Grundwasser: k_f -Werte, Mächtigkeiten, Speicherkoeffizienten
- Drainagen: Abstand, Tiefe und räumliche Verteilung
- Boden: Parametrisierung der Grundwasserschicht

Die Sensitivitätsanalyse zeigte den großen Einfluss der Gewässerzellenanzahl und der Gewässerzellentiefe. Da die originalen Tiefen sehr gering ausfielen und deshalb zu oszillierenden Ganglinien führten, mussten diese vergrößert werden. Zur Tiefe und Breite der Gerinne im Gebiet lagen keine Informationen vor, sodass diese Parameter zu Kalibrierparametern wurden. Die gewählte räumliche Auflösung von 1 km^2 führt dazu, dass mit der Parametrisierung einer Rasterzelle mehrere Gerinne erfasst werden müssen. Dies erfolgt durch die gewählte Breite. Obwohl diese Parameter "physikalisch interpretierbar" sind, ist die Interpretierbarkeit durch die gewählte Auflösung eingeschränkt.



Abbildung 5.2.1: Schematische Darstellung der Interaktionen der wichtigsten Parameter und Einflüsse auf die Abflusskomponenten nach HOFFMANN (2007) (verändert)

Aufgrund von Wechselwirkungen mit anderen Parametern, wie den Leakagefaktoren erweist sich die Optimierung der Gewässerzellenparameter als sehr unsicher, da z.B. zu geringe Tiefen und Breiten durch große Leakagefaktoren ausgeglichen werden können. Dies betrifft ebenfalls die Interaktion zwischen Leakagefaktoren und k_f -Werten, wie sie in der Sensitivitätsanalyse untersucht wurde. Das Problem der Wechselwirkungen ist v.a. in physikalisch basierten Modellen gegeben, da hier im Vergleich zu den konzeptionellen Modellen mehr Parameter vorhanden sind (BEVEN, 1989). Abbildung 5.2.1 gibt einen Überblick der Interaktionen der wichtigsten Parameter und deren Einflüsse auf die Abflusskomponenten. Grau hinterlegte Felder stellen keine Parameter im engeren Sinn dar. Diese geben den Flächenanteil an, auf dem die zugehörigen Parameter wirksam sind.

Die Parametrisierung des Grundwassers erfolgte anhand der vorhandenen Daten bzw. nach Literaturwerten und hydrostratigrafischen Profilen. Die k_f -Werte wurden als feste Parameter übergeben, um der Überparametrisierung und somit der Steigerung der Unsicherheiten entgegenzuwirken. Die Daten der HÜK500 enthielten zwar die grobe horizontale Heterogenität der hydraulischen Leitfähigkeiten, jedoch nicht die in der Natur auftretende vertikale. Auch die Speicherkoeffizienten und v.a. die Mächtigkeiten konnten nur sehr grob anhand Literaturwerten und hydrostratigraphischen Profilen geschätzt werden. Dieser komplexe Aufbau kann aufgrund mangelnder Daten und des einfachen Aufbaus des Grundwassermodells nicht berücksichtigt werden.

Durch die Notwendigkeit eine dritte Abflusskomponente zu berücksichtigen und unter der berechtigten Annahmen, dass im Gebiet drainierte Flächen vorhanden sind, wurde entschieden dies mit der Drainagefunktion in WaSiM zu bewerkstelligen. Dies führte wiederum zu einem Zuwachs an Parametern. Die Tiefenlage konnte aufgrund Literaturwerte zwischen ca. 0,5 und 2 m eingegrenzt werden. Auch die Abstände waren in BACH (2007) auf ca. 5 bis 25 m beschränkt. Die größte Unsicherheit liegt deshalb in der räumlichen Verteilung der Drainageflächen, da hierzu keinerlei Daten zur Überprüfung zur Verfügung standen.

Da die verwendeten Bodendaten nur bis in eine Tiefe von zwei Metern parametrisiert waren, die Mächtigkeit der ungesättigten Zone bei einer Anwendung von WaSiM mit Grundwassermodul aber gebietsbedingt bis zu ca. 100 m betragen kann, muss dieser Bereich ebenfalls parametrisiert werden. Dies führt zu weiteren erheblichen Unsicherheiten hinsichtlich Parameter und Modellergebnissen, da keinerlei Daten für die Parametrisierung zur Verfügung stehen. Weil ein Versuch eine Regressionsbeziehung zwischen Bodenparametern (k_f -Werte, θ_s) und VAN GENUCHTEN-Parametern zu erstellen zu keinen anwendbaren Ergebnissen führte, mussten diese aus der letzten Bodenschicht übernommen werden. Da die hydraulischen Leitfähigkeiten der letzten Bodenschicht jedoch meist sehr klein waren (10^{-6} bis 10^{-7} m/s) und diese z.T. in erheblichen Widerspruch zu den hohen k_f -Werten im Gebiet standen, erfolgte die Parametrisierung mit Schätzwerten von 10^{-3} m/s. Auch der gesättigte (θ_s) und residuale Wassergehalt (θ_r) der Bodenschichten erschienen als zu hoch, sodass hier die Speicherkoeffizienten des Grundwassers angenommen wurden. Es ist fragwürdig, inwiefern dies zu einer realitätsnahen Beschreibung der ungesättigten Wasserbewegung führt. Oszillationen bei der Berechnung des Grundwasserspiegels deuten auf eine optimierungsbedürftige Parametrisierung hin.

Theoretisch sind viele der Eingangsdaten gerade aufgrund der physikalischen Basis messbare Werte (BEVEN, 2001). Jedoch stehen diese häufig nicht oder nur in unzureichender Qualität zur Verfügung. Somit müssen grobe Schätzwerte verwendet oder die Parameter zur Kalibrierung herangezogen werden, wodurch sich die Unsicherheiten der Modellergebnisse deutlich erhöhen. Aufgrund dieser Tatsachen ist das Modell in der verwendeten Konfiguration überparametrisiert.

Die Verwendung von Schätzwerten (z.B. der Grundwasserschicht des Bodens) in physikalischen Gleichungen wie der RICHARDS-Gleichung wirft die Frage auf, inwiefern diese die natürlichen Verhältnisse noch adäquat physikalisch beschreibt. Es ist denkbar, dass die Wasserbewegung dadurch nicht korrekt abgebildet werden kann. Sofern eine inkorrekte Abbildung der Prozesse stattfindet, muss dieser Effekt durch die Kalibrierung anderer Parameter ausgeglichen werden. Des weiteren bezweifelt z.B. BEVEN (1989) inwiefern physikalische Gleichungen, welche auf der Physik homogener kleinskaliger Systeme beruhen, auf die Modellskala übertragbar sind.

5.3 Fazit

Bei einer Anwendung von WaSiM mit Grundwassermodul kommt eine Vielzahl an zusätzlichen Parametern hinzu. Zu beachten ist, dass nicht nur hydraulische Leitfähigkeiten, Speicherkoeffizienten und Mächtigkeiten gebraucht werden. Durch die physikalisch basierte Berechnung des Basisabflusses werden die Gewässerzellenparameter Tiefe und Breite gebraucht. Weiterhin muss für die Steuerung des Austausches ein Leakagefaktor definiert werden. Somit sind sechs neue Parameter vorhanden, wodurch es zu einer Überparametrisierung des Modells kommt. Aufgrund der Wechselwirkungen der Parameter erschwert sich die Kalibrierung. Durch die große Anzahl unterschiedlichen Parameterkombinationen können viele scheinbar gute Anpassungen erzielt werden.

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass die Anwendung von WaSiM mit Grundwassermodell, mit der gegebenen Datengrundlage und der gewählten räumlichen Auflösung, nur wenig Vorteile bei der Wasserhaushaltsmodellierung im Flachland bietet. Durch die Verwendung des Grundwassermodells entstehen aufgrund der Überparametrisierung sehr viele Unsicherheiten. Diese erschweren eine effektive Kalibrierung und Modellierung.

6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Anwendung des physikalisch basierten Modells WaSiM im Flachland stellt den Anwender vor zahlreiche Herausforderungen. Obwohl das Modell bereits für die Beantwortung vieler unterschiedlicher Fragestellungen herangezogen wurde und es auch bei den staatlichen Institutionen Anwendung findet, konnten zahlreiche interne Modellfehler aufgedeckt werden. Diese Fehler erschwerten die Einarbeitung und Anpassung des Modells. Zusätzliche Komplikationen der Anwendung ergaben sich aus der nicht voll aktualisierten Modellbeschreibung und die späte Bereitstellung der korrigierten Niederschläge. Die gewonnenen Erfahrungen zeigen, dass ohne den Kontakt zum Modellentwickler eine korrekte Anwendung von WaSiM-ETH mit Grundwassermodell nicht möglich ist.

Aufgrund der oben dargestellten Problematik der internen Modellfehler wäre es in Zukunft angemessen, das anzuwendende Modell mit einfachen Datensätzen zu testen, um diese gegebenenfalls frühestmöglich aufzudecken und wertvolle Bearbeitungszeit einzusparen. Unter einfachen Datensätzen sind z.B. einheitliche Böden mit einheitlichen Parametern und künstlich erzeugte meteorologische Zeitreihen zu verstehen.

Mit den gewählten Ansätzen und der verwendeten Parametrisierung konnte kein akzeptabler Parametersatz gefunden werden. Jedoch führte die Modellierung im Einzugsgebiet der Hunte zu zufriedenstellenden Ergebnissen bezüglich Wasserbilanz und Modellanpassung. Obwohl der Wasserhaushalt im Einzugsgebiet der Wümme zumindest im Kalibrierungszeitraum mit den korrigierten Moorböden als akzeptabel angesehen werden könnte, ist die Zusammensetzung des Gesamtabflusses fragwürdig, da die Abflussbildung im Einzugsgebiet nicht angemessen simuliert werden kann. Dies ist jedoch ausschlaggebend für eine realistische Modellierung der Tritiumkonzentrationen.

Die Wasserhaushaltsmodellierung unter Berücksichtigung der Grundwasserdynamik mit Hilfe des Grundwassermoduls führt zu einer Überparametrisierung. Daraus ergibt sich das Problem, dass mit vielen Parameterkombinationen eine ähnlich gute Anpassung erzielt werden kann. Parameter wie z.B. k_f -Werte, Leakagefaktoren, Gewässerzellentiefe sowie die Drainageparameter steuern nicht nur die einzelnen Abflusskomponenten, sondern beeinflussen auch die Grundwasserstände. Aufgrund der räumlichen Auflösung ist eine genaue Modellierung der Grundwasserstände im Gebiet sehr schwierig. Ist eine adäquate Simulation der Grundwasserstände nicht gegeben, so können bei einer Anwendung von WaSiM mit Grundwassermodell die Abflussbildungsprozesse nur unzureichend simuliert werden. Für das Gebiet der Wümme konnte die Güte der Modellierung auch anhand gemessener Grundwasserstandszeitreihen beurteilt werden. Für alle anderen Gebiete stehen keine gemessenen Grundwasserstände zur Verfügung. Dies erschwert eine genaue Einschätzung der Modellergebnisse.

In Anbetracht der Ergebnisse dieser Arbeit sollte im Projekt TRIBIL II auf die physikalisch basierte Modellierung des Grundwassers verzichtet werden. Die Verwendung des Grundwassermodells führt kaum zu Vorteilen bei der Modellierung im Flachland. Die Resultate dieser Arbeit zeigen, dass die Grundwasserinfiltration für die Modellierung des Abflussgeschehens unbedeutend ist. Hierfür wäre die Verwendung des Grundwassermodells nicht zwingend. Ein Verzicht auf das Grundwassermodul bedeutet, dass die Berechnung des Basisabflusses nicht physikalisch basiert über die Grundwasserexfiltration erfolgt. Jedoch kann der Basisabfluss auch konzeptionell über einen Einzellinearspeicheransatz abgebildet werden, wobei auch eine Berücksichtigung der Tiefenlage des Grundwasserspiegels erfolgt. Dies stellt eine Konzeptionalisierung der Prozesse dar, jedoch führt der Verzicht auf das Grundwassermodell zu einer deutlichen Reduzierung der Parameter und somit auch der Parameterunsicherheiten. Auch wenn keine besseren Modellergebnisse erzielt werden können, ist aufgrund der reduzierten Unsicherheiten eine bessere Beurteilung der Ergebnisse möglich. Des weiteren vereinfacht sich die Kalibrierung des Modells, da sich die Anzahl der Parameter reduziert und die Wechselwirkungen zwischen den Parametern geringer sind.

Die Wissenschaft scheint einig darüber, dass der Basisabfluss die wichtigste Abflusskomponente im Flachland darstellt. Jedoch herrscht Forschungsbedarf bezüglich der Oberflächen- und Drainageabflussanteile. Der Einfluss meliorativer Maßnahmen auf die Abflussbildung und somit auch auf den Wasserhaushalt von meso- bis makroskaligen Einzugsgebieten im Flachland ist weitgehend ungeklärt. Um dies besser einschätzen zu können, sollten Prozessstudien in naturnahen und stark landwirtschaftlich genutzten Gebieten im Flachland durchgeführt werden. Natürliche Tracer könnten herangezogen werden, um die Abflussbildung im Flachland besser zu verstehen und um eine verbesserte Kenntnis der Abflusskomponenten zu erlangen. Die Erkenntnisse dieser Arbeiten könnten in der Modelloptimierung genutzt werden und zu einer Verbesserung der Wasserhaushaltsmodellierung im Flachland beitragen.

Literaturverzeichnis

- ANEMÜLLER, M. (1970): Hydrologische und wasserwirtschaftliche Untersuchungen im Hamme-Wümme Gebiet In: Landschaftshaushalt und Landschaftsentwicklung im Hamme-Wümme-Gebiet. Ulmer, Stuttgart.
- ATV-DVWK (2002): ATV-DVWK-Regelwerk: Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden, 504.
- BACH, M. (2007): Dränung: Grabenentwässerung, rohrlose Dränung, Dränung. Vorlesungsskript des Institute of Landscape Ecology and Resources Management, Universität Gießen.
- BAUMGARTNER, A., LIEBSCHER, H. (1996): Lehrbuch der Hydrologie Band 1: Allgemeine Hydrologie. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- BECKER, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung In: DFG (1992): Regionalisierung hydrologischer Parameter. VCH-Verlag, Weinheim.
- BEVEN, K. (1989): Changing Ideas in Hydrology The Case of Physically-Based Models. Journal of Hydrology, Vol. 105, S. 157–172.
- BEVEN, K. (2001): Rainfall-Runoff Modelling The Primer. John Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- BEVEN, K., KIRKBY, M. (1979): A physically based variable contributing area model of basin hydrology. Hydrological Sciences Bulletin, Vol. 24.
- BMUNR (2001): *Hydrologischer Atlas von Deutschland*. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit.
- BREMICKER, M. (2000): Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM: Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele, Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 11. Institut für Hydrologie, Freiburg.
- CASPER, M. (2002): Die Identifikation hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches (Nordschwarzwald), Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe, Heft 210. Universität Karlsruhe (TH).

- CHOW, V., MAIDMENT, D., MAYS, L. (1988): *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York.
- DEMUTH, S. (1993): Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa, Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 1. Institut für Hydrologie, Freiburg.
- DINGMAN, S. (2002): *Physical Hydrology 2nd Edition*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- DOERHOEFER, G., JESOPAIT, V. (1997): Grundwasserneubildung und ihre Ermittlung - eine Anmerkung zum Beitrag von Hoelting: Modellrechnungen zur Grundwasserneubildung. Grundwasser, Vol. 2, S. 77–80.
- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen, 238/1996.
- DYCK, S., PESCHKE, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. Verlag für Bauwesen, Berlin.
- EVERTZ, T., VON DEM BUSSCHE, M., PASCHE, E. (2002): Simulation der Abflusskonzentration auf der Oberfläche und in der oberflächennahen Bodenzone in einem ebenen von landwirtschaftlichen Drängraben durchzogenen Untersuchungsgebiet. In: H. Witternberg und M. Schöniger (Hrsg.) Wechselwirkung zwischen Grundwasserleitern und Oberflächengewässern, Beiträge zum Tag der Hydrologie 2002. Hydrologische Wissenschaften - Fachgemeinschaft in der ATV-DVWK.
- FGG WESER (2005): Bewirtschaftungsplan Flussgebietseinheit Weser: Bestandsaufnahme Teilraum Tideweser. Flussgebietsgemeinschaft Weser, http://www.wasserblick.net.
- FOHRER, N., SCHMALZ, B., TAVARES, F., GOLON, J. (2007): Ansätze zur Integration von landwirtschaftlichen Drainagen in die Modellierung des Landschaftswasserhaushalts von mesoskaligen Tieflandeinzugsgebieten. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Vol. 51, S. 164–169.
- GERLACH, N. (2001): Ein Vergleich räumlicher Interpolationsverfahren für Windgeschwindigkeitsdaten in komplexem Gelände mit besonderem Bezug zur Windkraftnutzung. Diplomarbeit, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, Fachbereich Geowissenschaften.
- HÄCKEL, H. (1993): Meteorologie 4. Auflage. UTB, Stuttgart.
- HÖLTING, B., COLDEWEY, W. (2005): Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie, 6. Spektrum.

- HOFFMANN, P. (2007): Aufbau des Wasserhaushaltsmodells WaSiM-ETH für das Wesereinzugsgebiet und Anwendung in Mittelgebirgseinzugsgebieten unter Beurteilung der regionalen Übertragbarkeit von Modellparametern. Diplomarbeit, Technische Universität Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie.
- JASPER, K., GURTZ, J., LANG, H. (2002): Advanced flood forecasting in alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model. Journal of Hydrology, Vol. 267, S. 40–52.
- KERN, F., SAILE, P. (2007): Zwischenbericht des TRIBIL 2 Projekts. GIT Hydrosconsult GmbH an die Bundesanstalt für Gewässerkunde (unveröffentlicht).
- KERN, F.J. (2007): Diskussionen im Rahmen der Betreuung der Diplomarbeit.
- KLEINHANS, A. (2000): Anwendung des Wasserhaushaltsmodells WaSiM im Dreisam-Einzugsgebiet. Diplomarbeit, Albert-Ludwigs Universität Freiburg, Institut für Hydrologie.
- KÜLLS, C. (2007): Diskussionen im Rahmen des Forschungsseminars.
- KÖNIGER, P. (2004): Hydrometeorologisch gestützte Tritiumbilanz des Wesergebiets im Zeitraum 1950-1999. Abschlussbericht des F&E-Projekts Nr. 2.8, Tritiumbilanz deutscher Stromgebiete. Bundesanstalt für Gewässerkunde.
- KÖNIGER, P., WITTMAN, S., LEIBUNDGUT, C., KRAUSE, J. (2005): Tritium Balance Modeling in a Macroscale Catchment. Hydrological Processes, Vol. 19, S. 3313– 3320.
- KRAUSE, S. (2005): Untersuchung und Modellierung von Wasserhaushalt und Stofftransportprozessen in grundwassergeprägten Landschaften am Beispiel der Unteren Havel. Dissertation, Universität Potsdam, Institut für Geoökologie, Lehrstuhl für Klimatologie.
- KRAUSE, S., BRONSTERT, A. (2005a): An advanced approach for catchment delineation and water balance modelling within wetlands and floodplains. Advances in Geosciences, Vol. 5, S. 1–5.
- KRAUSE, S., BRONSTERT, A. (2005b): Abflussbildung infolge Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen in Lockergesteins- bzw. Flachlandeinzugsgebieten. Fallbeispiel: Untere Havel. In: Abflussbildung - Prozessbeschreibung und Fallbeispiele. Hrsg: Axel Bronstert. Forum Für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Hennef.

- KUNSTMANN, H., KRAUSE, J., MAYR, S. (2006): Inverse distributed hydrological modelling of Alpine catchments. Hydrology and Earth System Sciences, Vol. 10, S. 395-412.
- LANGE, J. (1999): A non-calibrated rainfall-runoff model for large arid catchments, Nahal Zin, Israel, Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 9. Institut für Hydrologie, Freiburg.
- LFUG (2006): Abschlussbericht zu KliWep: Abschätzung der Auswirkungen der für Sachsen prognostizierten Klimaveränderungen auf den Wasser- und Stoffhaushalt im Einzugsgebiet der Parthe. Teil 2. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (LfUG).
- MONTEITH, J. (1975): Vegetation and the atmosphere, Vol 1: Principles. Academic Press, London.
- MONTENEGRO, H., HOLFELDER, T., WAWRA, B. (2000): Auenregeneration durch Deichrückverlegung. Teilprojekt 1: Grundwasser . Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft, Technische Universität Darmstadt.
- MORHARD, A. (2007): Diskussionen im Rahmen der Betreuung der Diplomarbeit.
- NIBIS (2007): NIBIS Kartenserver des Niedersächsischen Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie: http://memas01.lbeg.de/lucidamap.
- NIEHOFF, D. (2002): Modellierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung in der Mesoskala, Brandenburgische Umwelt Berichte, Heft 11. Universität Potsdam.
- NLWKN (2006): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch 2003, Weser- und Emsgebiet. Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN).
- REFSGAARD, J., STORM, B. (1996): Construction calibration and validation of hydrological models In: Distributed Hydrological Modelling. Hrsg: J.C. Refsgaard & M.B. Abbott. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Niederlande.
- RICHARDS, L. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. Journal of Applied Physics, Vol. 1, S. 318–333.
- RIEDEL, G. (2004): *Ein hydrologisches Modell für tidebeeinflusste Flussgebiete*. Dissertation, Fachbereich Bauingenieurwesen der Technischen Universität Braunschweig.

- SCHULLA, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen, Züricher Geographische Schriften, Heft 69.
- SCHULLA, J. (2007): persönlicher Emailkontakt.
- SCHULLA, J., JASPER, K. (2006): *Model Description WaSiM-ETH*. Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich.
- SCHWARZE, R. (1991): Rechnergestützte Analyse von Abflusskomponenten und Verweilzeiten in kleinen Einzugsgebieten. Acta Hydrophysica, Vol. 35(2), S. 143–184.
- SOPHOCLEOUS, M. (2002): Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. Hydrogeology Journal, Vol. 10, S. 52–67, 348.
- STRASSER, U. (1998): Regionalisierung des Wasserhaushalts mit einem SVAT-Modell am Beispiel des Weser-Einzugsgebeits, Münchener Geographische Abhandlungen, Band B 28. GEOBUCH-Verlag, München.
- THOMPSON, N., BARRIE, I., AYLES, M. (1981): The Meteorological Office rainfall and evaporation calculation system: MORECS, Hydrological Memorandum No. 45.
- UHLENBROOK, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet, Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 11. Institut für Hydrologie, Freiburg.
- UHLENBROOK, S., LEIBUNDGUT, C. (1993): Abflussbildung bei Hochwasser, Materialien zum Hochwasserschutz am Rhein, Heft 5. Ministerium für Umwelt und Forsten, Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, Mainz.
- VAN GENUCHTEN, M. (1980): A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. Soil Science Society of America Journal, Vol. 44, S. 892–898.
- WITTENBERG, H. (2005): Abflussbildung infolge Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen in Lockergesteins- bzw. Flachlandeinzugsgebieten. Fallbeispiel: Ilmenau.
 In: Abflussbildung - Prozessbeschreibung und Fallbeispiele. Hrsg: Axel Bronstert. Forum Für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Hennef.
- WOOD, E., SIVAPALAN, M., BEVEN, K., BAND, L. (1988): Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. Journal of Hydrology, Vol. 102, S. 29-47.

WÖSTEN, J., PACHEPSKY, Y., RAWLS, W. (2001): Pedotransferfunctions - briging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic properties. Journal of Hydrology, Vol. 251, S. 123–150.

A Abbildungen

Karten



Abbildung A.0.1: Lage der Einzugsgebiete im Wesereinzugsgebiet



Abbildung A.0.2: Lage der Grundwasseroberfläche im Einzugsgebiet



Abbildung A.0.3: Gerinnetiefen im Wümmegebiet



Sensitivitätsanalyse

Abbildung A.0.4: Sensitivität der Gewässernetzdichte



Abbildung A.0.5: Vergleich der mittleren Grundwasserflurabstände in Abhängigkeit der gewählten Gewässernetztiefe



Abbildung A.0.6: Sensitivität der Speicherkonstante des Oberflächenabflusses



Abbildung A.0.7: Sensitivität der Speicherkonstante des Drainageabflusses



Modellergebnisse





Abbildung A.0.9: Abflussganglinie ohne Moorböden



Abbildung A.0.10: Abflussganglinie ohne Makroporen



Abbildung A.0.11: Abflussganglinie mit kleineren Leakagefaktoren

B Tabellen

0,7	1,1	0,9	0,4	0,7	1,0	0,8	0,4	mittlere Amplitude [m]
2,0	$1,\!5$	4,5	1,8	6,8	2,4	$1,\!8$	2,7	mittlerer Grundwasserstand
Büschelskamp	Ostervesede	Bothel	Jeersdorf	Waffensen	Schwalingen	Hastedt	Eversen	
der Wümme	m Einzugsgebiet	າesstellen ii	rundwasserm	plituden der (und mittlere Am	urabstände	undwasserf	Tabelle B.0.1: Mittlere G

Daten	Karte/Daten	Institution
Gebietsdaten		
Digitales Hohenmodell Einzugsgebietsgrenzen	MHU MINS	US Geological Survey (USGS) Umweltbundesamt (UBA)
Gewässer	DLM1000	Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (BKG)
Böden	BÜK1000	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR)
Landnutzung	CLC2000	Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (BKG)
Hydrogeologie Grundwasseroberfläche	HÜK200	Landesamt für Bergbau Energie und Geologie (LBEG), Niedersachsen
Mächtigkeit oberer Aquifer	HÜK200	Landesamt für Bergbau Energie und Geologie (LBEG), Niedersachsen
Durchlässigkeiten	HÜK500	Landesamt für Bergbau Energie und Geologie (LBEG), Niedersachsen
Meteorologie		
Niederschlag (unkorrigiert)	REGNIE	Deutscher Wetterdienst (DWD)
Temperatur	Tageswerte	Deutscher Wetterdienst (DWD)
relative Feuchte	$\operatorname{Tages werte}$	Deutscher Wetterdienst (DWD)
Sonnenscheindauer Windgeschwindigkeit	Tageswerte Tageswerte	Deutscher Wetterdienst (DWD) Deutscher Wetterdienst (DWD)
Hydrologie Abfluss	Tageswerte	Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG)
)	

Tabelle B.0.2: Übersicht der verwendeten Datengrundlagen

Abfluss	$[m^{3}/s]$	[mm/d]
HHQ MHQ MQ MNQ NNQ	$118 (05.03.1979) \\51,4 \\9,83 \\2,36 \\0,864 (10.08.1992)$	$11,23 \\ 4,89 \\ 0,94 \\ 0,22 \\ 0,08$
MHq Mq MNq	$56,6 \\ 10,8 \\ 2,60$	

Tabelle B.0.3: Gewässerkundliche Hauptzahlen am Pegel Hellwege-Schleuse nach NLWKN
(2006)

 Tabelle B.0.4: Wichtige Ereignisse im Projekt Tribil II im Zusammenhang zu dieser Diplomarbeit

Datum	Ereignis
01.01.07	Vertragsbeginn TRIBIL II (20 Monate)
27.02.07	BfG: Bereitstellung DHM, Landnutzung und Gewässernetz
08.03.07	BfG: Bereitstellung Pegelreihendaten
29.03.07	BfG: Bereitstellung REGNIE Niederschlagsdaten
30.03.07	BfG: Bereitstellung Bodendaten
15.04.07	Beginn Diplomarbeit
18.05.07	Schulla: WaSim-Erweiterung: Niederschlagsdaten als Grids
06.06.07	BfG: Bereitstellung Meteorologiedaten
25.06.07	BfG: Bereitstellung Hydrogeologiedaten LBEG Niedersachsen
08.08.07	Aufbereitung Meteodaten abgeschlossen
24.10.07	Schulla: WaSim 7.9.3 Gesamtverdunstung in ETR-Ausgabe
30.10.07	Schulla: WaSim 7.9.4 ksat Topmodel Fehler korrigiert und variable
	Zeitschrittsteuerung implementiert
31.10.07	REGNIE Daten entgegen Informationen von BfG sind nicht korri-
	giert
06.11.07	Schulla: WaSim 7.9.5 Bilanzierungsfehler bei Grundwasserinfiltra-
	tion korrigiert
10.11.07	Schulla: WaSim 7.9.6 Berechnungsfehler in Statistikdatei korrigiert
13.11.07	REGNIE Datensatz steht in korrigierter Form zur Verfügung

C Abkürzungen

Abkürzung	Bedeutung
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
BKG	Bundesamt für Kartographie und Geodäsie
BÜK1000	Bodenübersichtskarte Maßstab 1:1000000
CLC2000	CORINE Landnutzungsdaten 2000
DHM	Digitales Höhenmodell
DIFGA	Differenzen-Ganglinien-Analyse
DLM1000	Digitales Landschaftsmodell Maßstab 1:1000000
DVWK	Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft und Kul-
	turtechnik
DWD	Deutscher Wetterdienst
GIS	Geographisches Informationssystem
GOK	Geländeoberkante
HAD	Hydrologischer Atlas von Deutschland
HBV	Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning (konzep-
	tionelles Hydrologisches Modell)
HÜK200	Hydrogeologische Übersichtskarte Maßstab 1:200000
HÜK500	Hydrogeologische Übersichtskarte Maßstab 1:500000
HYPRES	Hydraulic Properties of European Soils
ID	Identifikationsnummer
IDW	Inverse Distance Weighting
LBEG	Landesamt für Bergbau Energie und Geologie
NASA	National Aeronautic and Space Administration
PEST	Parameter Estimation
REA	Representative Element Area
REGNIE	Regionalisierter Niederschlag
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TAC^{D}	Tracer Aided Catchment Model Distributed
TAnalys	Topographic Analysis
TRIBIL	Tritium Bilanz

UBA	Umweltbundesamt
USGS	United States Geological Survey
VBA	Visual Basic for Applications
WaSiM-ETH	Wasserhaushalts Simulations Modell der Eidgenössi-
	schen Technischen Hochschule

D Symbole

Symbol	Bedeutung	Einheit
A	Abfluss	[mm/a]
α	emp. Parameter nach VAN GENUCHTEN	[1/m]
AltDep	Höhenabhänigkeit der Landnutzungsparameter	[d]
b	Breite des Flussbetts	[m]
Bft	Windstärke	[Beaufort]
Capacity Redu	Reduktion der Makroporenkapazität mit der Tiefe	[-]
c_p	spez. Wärmekapazität der Luft bei konst. Druck	[kJ/kgK]
cs	Größe des Rasterelements	[m]
$d(u, u_j)$	Entfernung der Interpolationsstelle von der Stützstel-	
	le j	
Δ	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve	[hPa/K]
d	Mächtigkeit der Schicht	[m]
d_h	Horizontaler Abstand der Rohre	[m]
dis	Abstand der Drainagen	[m]
d_m	Mächtigkeit der Bodenschicht m	[m]
drn	Tiefe der Drainagen	[m]
e	aktueller Wasserdampfdruck	[hPa]
E	Fluss latenter Wärme	$[mm/m^2]$
e_s	Sättigungsdampfdruck bei aktueller Lufttemperatur	[kJ/kgK]
G	Bodenwärmefluss	$[Wh/m^2]$
γ_p	Psychrometerkonstante	[hPa/K]
GW_{in}	Grundwasserinfiltration	[mm/d]
Δh	Differenz zwischen Wasserstand im Grundwasser und	[m]
	im Flussbett	
h	Druckhöhe	[m/s]
h_s	Steighöhe des Grundwassers	[mm]
h(t)	Druckhöhe zum Zeitpunkt t	[m]
$h_0(t + \Delta t)$	Druckhöhe der betrachteten Zelle	[m]

$h_{geo,m}$	geodätische Höhe der Untergrenze der letzten teilge-	$[m \ddot{u} . NN]$
	sättigten Schicht	
h_{GW}	Grundwasserstand	$[m \ddot{u} . NN]$
HHQ	größter jemals gemessener Abfluss	$[m^3/s]$
HReduDry	Saugspannung bei der Trockenstress beginnt	[m]
h_{SI}	maximale Wasserhöhe auf der Blattfläche	[mm]
h'	Druckhöhe	[m]
Ι	Gefälle	[-]
IntercepCap	Interzeptionskapazität der Blätter einer Landnut-	[mm]
	zungsart	
JulDays	Julianische Tage	[d]
k	hydraulische Leitfähigkeit	[m/s]
k_D	Rezessionskonstante Oberflächenabfluss	[h]
k_{eff}	effektive hydraulische Leitfähigkeit	[m/s]
k_f	hydraulische Leitfähigkeit des Aquifers	[m/s]
k_I	Rezessionskonstante Drainageabfluss	[h]
k_{rec}	Rezessionsparameter k_f -Wert	[-]
k_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	[m/s]
k_{θ_m}	hydr. Leitfähigkeit in Abhängigkeit des Wassergehal-	[m/s]
	tes der Schicht m	
$k_{ heta}$	k_f -Wert	[m/s]
LAI	Blattflächen-Index (Jahresgang)	$[m^2/m^2]$
λ	latente Verdunstungswärme	[kJ/kg]
layers	Anzahl der numerischen Schichten in einem Boden-	[-]
	horizont	
LimitReduWet	Maximaler prozentualer Anteil der Verdunstungsre-	[%]
	duktion bei Sauerstoffstress	
l_k	Leakagefaktor	[1/s]
$\log R_{eff}$	logarithmierte Modelleffizienz nach ${ m NASH}$ -	[-]
	Sutcliffe	
$\log R^2$	logarithmiertes Bestimmtheitsmaß	[-]
m	emp. Parameter nach VAN GENUCHTEN	[-]
MacroCapacity	Kapazität der Makroporen	[mm/h]
MacroDepth	Tiefe der Makroporen	[m]
MHQ	mittlerer Hochwasserabfluss	$[m^3/s]$
MHq	mittlere Hochwasserabflussspende	$[l/s\!km^2]$
MNQ	mittlerer Niedrigwasserabfluss	$[m^3/s]$

MNq	mittlerer Niedrigwasserabflussspende	$[l/skm^2]$
MQ	mittlerer Abfluss	$[m^3/s]$
Mq	mittlere Abflusspende	$[l/skm^2]$
M_{Str}	MANNING-STRICKLER-Beiwert	$[m^{\frac{1}{3}}/s]$
N	Niederschlag	[mm/a]
n	emp. Parameter nach VAN GENUCHTEN	[—]
NNQ	niedrigster jemals gemessener Abfluss	$[m^3/s]$
n_p	nutzbarer Porenraum	[%]
p	Gewichtung des Entfernungsreziprokes (IDW)	
PMacroThresh	Threshhold-Parameter für die Aktivierung der Makro- poren	[mm/h]
Ψ	hydraulisches Potential als Summe aus Saugspan-	[m]
	nung ψ und geodätischer Höhe	
ψ	Matrixpotential (Saugspannung)	[hPa]
q	spezifischer Wasserfluss	[m/s]
Q_{ges}	Gesamtabfluss	[mm/d]
q_{in}	Zuflüsse in die betrachtete Bodenschicht	[m/s]
q_{out}	Abflüsse aus der Bodenschicht	[m/s]
Q_D	Direktabfluss (DIFGA)	$[m^3/s]$
q_{drain}	Drainageabfluss der Schicht m	[m/s]
$q_{exf,pot}$	maximal mögliche Exfiltration (Basisabfluss)	[m/s]
Q_{G1}	schneller Basisabfluss (DIFGA)	$[m^3/s]$
Q_{G2}	langsamer Basisabfluss (DIFGA)	$[m^3/s]$
Q_{rout}	gerouteter Abfluss	[mm/d]
ρ	Dichte der Luft	$[kg/m^3]$
R^2	Bestimmtheitsmaß	[—]
r_a	aerodynamischer Widerstand	[s/m]
R_{eff}	Modelleffizinez nach NASH-SUTCLIFFE	[—]
R_h	hydraulischer Radius	[m]
R_N	Nettostrahlung	$[Wh/m^2]$
RootDistr	Wurzeldichteverteilung (-1 konkav, 1 linear, $>$ 1 kon-	[—]
	vex)	
r_s	Oberflächenwiderstand (gesamt)	[s/m]
r_{sc}	Oberflächenwiderstand (minimal)	[s/m]
ΔS	Speicheränderung	[mm/a]
S_0	spezifischer Speicherkoeffizient	[—]
SI_{max}	maximale Interzeptionskapazität	[mm]

au	Mualem-Parameter im Ansatz nach VAN GENUCH-	[—]
	TEN	
t	Zeitschritte	[s]
t'	Zeitpunkt	
t_i	Anzahl der Sekunden im Berechnungsintervall	[s]
Δt	diskretisierter Zeitschritt	[s]
Т	Transmissivität	$[m^2/s]$
$T_{i,0}$	Transmissivität als harmonisches Mittel zwischen	$[m^2/s]$
	zwei Zellen	
θ	Wassergehalt	$[m^{3}/m^{3}]$
$ heta_{GW,min}$	Wassergehalt bei welchem das Grundwasser im hy-	$[m^{3}/m^{3}]$
	drostatischen Gleichgewicht zum Wassergehalt der	
	Schicht m ist	
$ heta(\psi)$	Wassergehalt bei aktueller Saugspannung	$[m^{3}/m^{3}]$
$\theta_{\psi=3.45}$	Wassergehalt bei Saugspannung $\psi=3.45m$	$[m^{3}/m^{3}]$
$ heta_r$	residualer Wassergehalt bei $k(heta)=0$	$[m^{3}/m^{3}]$
θ_s	Sättigungswassergehalt	$[m^3/m^3]$
TReduWet	Bodenfeuchtegehalt bei welchem der Sauerstoffstress	[%]
	die Evapotranspiration reduziert	
V	Verdunstung	[mm/a]
v	Fließgeschwindigkeit	[m/s]
v	Windgeschwindigkeit	[m/s]
v bzw. VCF	Vegetationsbedeckungsgrad	$[m^2/m^2]$
VE	Volumenfehler	[mm/a]
w_j	Wichtung des Messwertes an der Stützstelle (Station)	
	j	
x_i	gemessener Wert zum Zeitpunkt i	[mm/d]
$ar{x}$	mittlerer gemessener Wert	[mm/d]
Y	Anzahl der simulierten Jahre	[—]
y_i	simulierter Wert zum Zeitpunkt i	[mm/d]
z	Tiefe	[m]
z_0	Aerodynamische Rauigkeitslänge	[m]
$\hat{z}(u)$	interpolierter Wert am Punkt u	
$z(u_j)$	Messwert an der Stützstelle j	
Δz	Schichtdicke	[m]