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

Marc Schwientek

Tritium-Bilanz-Modellierung durch Kombination der Modelle TAC^D und TRIBIL im makroskaligen Einzugsgebiet der Weser



Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i.Br., Januar 2004

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsve	erzeichnis	I
Verzeich	nis der Abbildungen	IV
Verzeich	nis der Tabellen	VII
Verzeich	nis der Abbildungen im Anhang	VIII
Verzeich	nis der Tabellen im Anhang	VIII
Danksag	jung	IX
Zusamm	enfassung	X
Extended	d summary	XII
1 Einle	eitung	1
1.1 1.2	Problemstellung und Zielsetzung Vorgehensweise	1 2
2 Das	Untersuchungsgebiet	4
2.1	Naturräumliche Einordnung und Topographie	4
2.2	Geomorphologie und Geologie	5
2.3	Klima	7
2.4	Böden	8
2.5	Landnutzung	9
2.6	Hydrologie	11
2.6.1	Natürliche Rahmenbedingungen	11
2.6.2	Wasserwirtschaftliche Eingriffe	12
2.7	Teil-Einzugsgebiete für die TRIBIL-Modellierung	14
2.8	Fazit	15
3 Voru	ntersuchungen mit Hilfe mathematischer Fließmode	elle:
3.1	Lumped-Parameter-Modelle	
3.1.1	Piston-Flow-Wodell	
3.1.2		
3.1.3		
J.Z	Гаги	

4	Theo	retische Grundlagen des Bilanzierungs-Modells TRIBIL	. 21
	4.1	Das Umweltisotop Tritium	21
	4.2	Anfänge der Tritium-Bilanzierung	22
	4.3	Das Modell-Konzept von TRIBIL	24
	4.4	Eingangsdaten und Einschränkungen der angewendeten TRIBIL-	
		Version	28
	4.5	Verknüpfung von TRIBIL und TAC ^D	29
	4.6	Fazit	29
5	Theo	retische Grundlagen des Wasserhaushaltsmodells TAC ^D	. 31
	5.1	Die Modellentwicklung	31
	5.2	Die TAC-Module	32
	5.2.1	Das Schnee-Modul	32
	5.2.2	Das Boden-Modul	33
	5.2.3	Das Abflussbildungs-Modul	34
	5.3	Die Weiterentwicklung zu TAC ^D :	35
	5.3.1	Die Einbindung von TAC ^D in das GIS PCRaster	35
	5.3.2	Laterale Fließprozesse	36
	5.3.3	Sonstige Modellerweiterungen	38
	5.4	Fazit	39
6	TAC [□]	D: Datenaufbereitung und Modelladaption	. 40
	6.1	Räumliche Diskretisierung	40
	6.2	Aufbereitung der Klimadaten	40
	6.2.1	Niederschlag	40
	6.2.2	Lufttemperatur	42
	6.2.3	Potentielle Verdunstung	44
	6.3	Aufbereitung der Raumdaten	46
	6.3.1	Entwässerungs- und Gerinnenetz	46
	6.3.2	Raumgliederung	47
	6.4	Modelladaptionen	51
	6.4.1	Behandlung von Stadt- und Wasserflächen	51
	6.4.2	Neukonzeption des Abflussbildungs-Moduls	51
	6.4.3	Wellenablauf im Gerinne	54
	6.5	Fazit	54
7	Ergel	onisse der Modellanwendungen	. 56
	7.1	Mathematische Fließmodelle	56
	7.2	TAC ^D	59
	7.2.1	Modellierungszeiträume	59

	7.2.2	Bewertung der Simulationsgüte	59
	7.2.3	Kalibrierung	60
	7.2.4	Validierung	65
	7.2.5	Aufbereitung der Eingansdatenreihen für TRIBIL	67
	7.3	TRIBIL	68
	7.3.1	Die modifizierten Eingangsdaten	68
	7.3.1	I.1 Aktuelle Evapotranspiration	68
	7.3.1	I.2 Oberflächennaher Abfluss	69
	7.3.1	I.3 Grundwasserabfluss	70
	7.3.1	I.4 Aufteilung auf die Grundwasserspeicher	71
	7.3.1	I.5 Gesamtabfluss	72
	7.3.2	Anpassungen	72
	7.3.3	Untersuchung der Abflusskomponenten	77
	7.3.4	Tritiumbilanz	
	Fazit		81
_			
8	Disku	ssion der Ergebnisse	82
	8.1	Anwendung der Fließmodelle	82
	8.2	Niederschlag-Abfluss-Simulationen mit TAC ^D	82
	8.2.1	Das Schnee-Modul	82
	8.2.2	Überschätzung des Gesamtabflusses	84
	8.2.3	Bewertung der Abflussdynamik	87
	8.2.4	Betrachtung der Abflusskomponenten	89
	8.3	Tritium-Bilanzierung mit TRIBIL	90
	8.3.1	Verdunstung	90
	8.3.2	Abflusskomponenten	92
	8.3.3	Speicherparameter	
	8.3.4	Parametersensitivität	
	8.3.5	Interaktion zwischen den Abfluss-Komponenten	
	8.4	Fazit	
9	Schlu	ssfolgerungen und Ausblick	98
V	erzeichr	nis der Abkürzungen und Symbole	101
Li	teraturv	erzeichnis	
Aı	nhana		
	0		

Verzeichnis der Abbildungen

Abbildung 2.1:	Übersicht über das Weser-Einzugsgebiet	5
Abbildung 2.2:	Landnutzung im Weser-Einzugsgebiet	9
Abbildung 2.3:	Abflussregime von Fulda, Werra und Weser (Datengrundlage: NLÖ 2001)1	12
Abbildung 2.4:	Übersicht über das nordwestdeutsche Wasserstraßennetz (WSV 2003)1	13
Abbildung 2.5:	Die Lage der TRIBIL-Teilgebiete 1	15
Abbildung 4.1:	Tritium-Input-Funktion für das Werra-Einzugsgebiet2	21
Abbildung 4.2:	Schematischer Aufbau des Modells von Esser (ESSER 1980) 2	23
Abbildung 4.3:	Aufbau des Modells TRIBIL (verändert nach KRAUSE 1988) 2	25
Abbildung 4.4:	Separation des Basisabflusses nach dem Demuth-Verfahren (DEMUTH 1993)2	26
Abbildung 5.1:	Modularer Aufbau des TAC-Modells (UHLENBROOK 1999)	31
Abbildung 5.2:	Beispiel einer Konzeptionalisierung der lateralen Fließprozesse durch Speicherkaskaden im Modell TAC ^D (ROSER 2001)	37
Abbildung 5.3:	Codierung der Fließrichtung nach dem D8-Prinzip	38
Abbildung 6.1:	Zusammenhang zwischen Geländehöhe und monatlichem Niederschlag des hydrologischen Sommerhalbjahres im Einzugsgebiet Weser III4	11
Abbildung 6.2:	Die in TAC ^D regionalisierte mittlere Lufttemperatur für November 1951 und die Lage der 30 zu Grunde liegenden Klimastationen. 4	13
Abbildung 6.3:	Jahresgänge der Crop-Faktoren für die Landnutzungsklassen im Weser-Einzugsgebiet (verändert nach DISSE 1996)4	15
Abbildung 6.4:	Vergleich der potentiellen Verdunstung nach DWD, der mittels Crop-Faktoren modifizierten potentiellen Verdunstung, sowie der abhängig von der Bodenfeuchte mit TAC ^D simulierten aktuellen Verdunstung im gesamten Weser-Einzugsgebiet	1 5
Abbildung 6.5:	Entscheidungsbaum zur Unterteilung in Flächentypen gleichen hydrologischen Verhaltens4	19
Abbildung 6.6:	Ergebnis der Raumgliederung des Weser-Einzugsgebietes mit acht Flächentypen	50
Abbildung 6.7:	Speicherkonzept des Abflussbildungs-Moduls und Einbindung in die TAC ^D -Modellstruktur	52

Abbildung 7.1:	Modellierung der Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Fulda- Einzugsgebietes mit dem Exponential-Piston-Flow-Modell57
Abbildung 7.2:	Modellierung der Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Werra- Einzugsgebietes mit dem Dispersions-Modell57
Abbildung 7.3:	Modellierung der Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Weser- Einzugsgebietes bis Höxter mit dem Dispersions-Modell58
Abbildung 7.4:	Simulation des Abflusses der Werra (Pegel "Letzter Heller") während der Kalibrierungs-Periode64
Abbildung 7.5:	Simulation des Abflusses der Weser (Pegel Intschede) während64
Abbildung 7.6:	Simulation des Abflusses der Werra (Pegel "Letzter Heller") während der Validierungs-Periode (Ausschnitt)66
Abbildung 7.7:	Simulation des Abflusses der Weser (Pegel Intschede) während der Validierungs-Periode (Ausschnitt)66
Abbildung 7.8:	Modellierter jährlicher Tritium-Austrag aus dem Fulda- Einzugsgebiet über die Verdunstung69
Abbildung 7.9:	Gegenüberstellung der Zeitreihen des oberflächennahen Abflusses HA0 aus TRIBIL und aus TRIBIL(modifiziert) im Fulda- Einzugsgebiet (Ausschnitt aus der gesamten Zeitreihe)70
Abbildung 7.10:	Gegenüberstellung der Zeitreihen des Grundwasserabflusses HAU aus TRIBIL und aus TRIBIL(modifiziert) im Fulda- Einzugsgebiet (Ausschnitt aus der gesamten Zeitreihe)71
Abbildung 7.11:	Gegenüberstellung der Zeitreihen des Aufteilungsfaktors g aus TRIBIL und aus TRIBIL(modifiziert) im Fulda-Einzugsgebiet (Ausschnitt aus der gesamten Zeitreihe)72
Abbildung 7.12:	Modellierte und gemessene Tritiumkonzentrationen im Abfluss des Fulda-Einzugsgebietes73
Abbildung 7.13:	Anpassungen an gemessene Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Fulda-Einzugsgebietes74
Abbildung 7.14:	Anpassungen an gemessene Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Aller-Einzugsgebietes75
Abbildung 7.15:	Anpassungen an gemessene Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Einzugsgebietes Weser II76
Abbildung 7.16:	Modellierte Tritium-Konzentrationen in den Abflusskomponenten der Fulda (TRIBIL(modifiziert))77
Abbildung 7.17:	Mit TRIBIL berechnete Bilanz-Terme des Aller-Einzugsgebietes 79
Abbildung 7.18:	Mit TRIBIL(modifiziert) berechnete Bilanz-Terme des Aller- Einzugsgebietes79

Abbildung 7.19:	Modellierte Tritium-Frachten im Abfluss der Aller für die Periode 1979 – 98	0
Abbildung 8.1:	Monatswerte des Niederschlags, des gemessenen und simulierten Abflusses, der gemessenen Lufttemperatur und des simulierten Wasseräquivalents der Schneedecke	n 3
Abbildung 8.2:	Einfluss der Talsperren-Steuerung am Beispiel eines Ereignisses an der Eder-Talsperre (Datengrundlage NLÖ 2001)	4
Abbildung 8.3:	Niederschlag-Abfluss-Simulation für die Werra / Pegel "Letzter Heller" während der Kalibrierungs-Periode mit verdoppelten Werten der Feldkapazität	7
Abbildung 8.4:	Abfluss-Simulation der Weser / Intschede auf der Grundlage eines 500 x 500m ² -Rasters	s 8
Abbildung 8.5:	Die mit TAC ^D modellierte Abflusskomponenten im Fulda- Einzugsgebiet	9
Abbildung 8.6:	Die mit TAC ^D modellierten Abflusskomponenten im Aller- Einzugsgebiet	0
Abbildung 8.7:	Berechnungsergebnisse von TRIBIL(modifiziert) mit Datenreihen der potentiellen und der aktuellen Verdunstung im Fulda- Einzugsgebiet	1
Abbildung 8.8:	Berechnungsergebnisse von TRIBIL(modifiziert) mit Datenreihen der potentiellen und der aktuellen Verdunstung im Aller- Einzugsgebiet	1

Verzeichnis der Tabellen

Tabelle 2.1:	Flächenanteile der Landnutzungsklassen (ohne Wasserfläche des Ästuars, Datengrundlage: BMU 2003)10
Tabelle 2.2:	Gewässerkundliche Hauptzahlen ausgewählter Pegel (NLÖ 2001) 12
Tabelle 2.3:	Die TRIBIL-Teilgebiete mit Flächengrößen (nach mündlicher Mitteilung von Krause 2003)14
Tabelle 6.1:	Gradienten und Bestimmtheitsmaße aus den Regressionen der Gelände- und der Niederschlagshöhen in den Weser- Teileinzugsgebieten41
Tabelle 6.2:	Flächenanteile der einzelnen Flächentypen der Raumgliederung 49
Tabelle 7.1:	Parameter und Gütemaße der Anpassungen mit Hilfe der Lumped-Parameter-Modelle58
Tabelle 7.2:	Optimierter Parametersatz für die Anwendung von TAC ^D im Weser-Einzugsgebiet60
Tabelle 7.3:	Gütemaße der Kalibrierung (Nov 1955 – Okt 1969)65
Tabelle 7.4:	Gütemaße der Validierung (Nov 1969 – Okt 1999)67
Tabelle 7.5:	Modelleffizienz und Bestimmtheitsmaß der Tritium-Bilanzierung in Teilgebieten des Weser-Einzugsgebietes75
Tabelle 7.6:	Tritium-Bilanz für das Aller–Einzugsgebiet in der Periode 1950 - 9980
Tabelle 8.1:	Berechnung der aktuellen Verdunstung V aus der langjährigen Wasserbilanz und mit TAC ^D 86
Tabelle 8.2:	Gütemaße der Anpassung während der Kalibrierungsperiode mit verdoppelten Werten der Feldkapazität
Tabelle 8.3:	Anteile der Abflusskomponenten in Abhängigkeit der Bestimmungsmethode93
Tabelle 8.4:	Vergleich der Speicherparameter von TRIBIL und TAC ^D 94

Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

Abbildung A 1:	Simulation des Abflusses der Werra (Pegel "Letzter Heller"), gesamte Validierungs-Periode
Abbildung A 2:	Simulation des Abflusses der Weser (Pegel Intschede), gesamte Validierungs-Periode
Abbildung A 3:	Anpassungen an gemessene Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Einzugsgebietes Werra
Abbildung A 4:	Anpassungen an gemessene Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Einzugsgebietes Weser I

Verzeichnis der Tabellen im Anhang

Tabelle A 1:	Klimastationen, deren Daten für die Temperatur-Regionalisier zur Verfügung standen, mit der jeweiligen Höhenlage	rung 109
Tabelle A 2:	Optimierte Parametersätze für die Anwendung von TRIBIL(modifiziert) in fünf Teilgebieten des Weser- Einzugsgebietes	110
Tabelle A 3:	Auszug aus dem Source-Code von TAC ^D , Beispiel Abflussbildungs-Modul	112

Danksagung

Mein Dank gilt folgenden Personen, ohne deren Hilfe die vorliegende Arbeit nicht in dieser Form hätte zustande kommen können:

Herrn Prof. Dr. Leibundgut für die Vergabe des Diplomarbeit-Themas.

PD Dr. Stefan Uhlenbrook, der sich trotz seines stets vollen Terminkalenders Zeit für ausgiebige Diskussionen nahm und immer wertvolle Ratschläge geben konnte.

Dr. Paul Königer für seine unterstützende Betreuung und immerwährende Bereitschaft, mir mit Rat und Tat hilfreich zur Seite zu stehen (nicht nur während seiner Arbeitszeiten!).

Dr. Nils Tilch, dessen Tipps die Arbeit mit TAC^D und ArcView deutlich erleichtert haben.

Allen Kommilitonen, die durch ihre Hilfe oder ihre Anregungen in den zahlreichen Diskussionen zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben, und besonders denjenigen, die mit Korrektur-Lesen geplagt wurden.

Allen Freundinnen und Freunden, die mich moralisch getragen haben und mir auch so manche Kaffeepause versüßten.

Und ganz besonders meiner Familie, die mich vom ersten Tag meines Studiums an in jeglicher Hinsicht unterstützt und nie an mir gezweifelt hat.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Diplomarbeit ist die weitergehende Anwendung des Bilanzierungsmodells TRIBIL, das durch die Bundesanstalt für Gewässerkunde zur **TRI**tium-**BIL**anzierung entwickelt wurde, im Einzugsgebiet der Weser dargestellt. Die Modellierung wurde durch optimierte Eingangs-Datenreihen ergänzt. Durch die Einbindung von Zeitreihen, die zunächst mit Hilfe des flächendetaillierten konzeptionellen Wasserhaushaltsmodells TAC^D (tracer **a**ided **c**atchment model, **d**istributed) berechnet werden mussten, sollten nicht nur die Anpassungen von simulierten an gemessene Resultate, sondern auch deren physikalische Interpretierbarkeit verbessert werden. Im Gegenzug sollte der neue Ansatz der Implementierung von Tritiumdaten in die Wasserhaushaltsmodellierung vorbereitet werden, wodurch der prozess-orientierten Modellierung neue Möglichkeiten in der Prozessvalidierung eröffnet würden.

Das Weser-Einzugsgebiet umfasst eine Gesamtfläche von 46 000 km² und lässt sich in eine durch Tiefland geprägte Nordhälfte mit mächtigen quartären Lockersedimenten und eine mittelgebirgige Südhälfte aus vorwiegend mesozoischen Festgesteinen untergliedern. Die Weser und ihre Zuflüsse werden wasserwirtschaftlich vielfältig genutzt. Unter anderem liegen drei Kernkraftwerke an den Ufern des Flusses, die tritiumhaltige Kühlwässer emittieren.

Im Vorfeld der Wasserhaushaltsmodellierung musste eine Raumgliederung in Flächen gleichen dominierenden Abflussverhaltens vorgenommen werden. Dabei konnten unter Einbeziehung von Landnutzung, Geologie, Pedologie und Orographie acht Flächentypen unterschieden werden, die in die Modellierung mit TAC^D durch eine entsprechende Parametrisierung der Abflussbildung einflossen. Die Simulationen fanden, in Einklang mit TRIBIL, auf Basis von Monats-Zeitschritten statt, die räumliche Differenzierung wurde auf 2 000 x 2 000 m²-Rasterzellen festgelegt. Diese sehr grobe zeitliche und räumliche Auflösung machte eine neue Konzeption für das modellinterne Abflussbildungs-Modul erforderlich. Es wurden zwei Grundwasserabfluss-Komponenten und eine direkte Komponente unterschieden. Letztere integriert außer dem Oberflächenabfluss generell alle Prozesse, die innerhalb des Monats-Zeitschrittes ablaufen. Daneben wurde im Hinblick auf eine angestrebte Implementierung des Tritium-Transports in TAC^D die Möglichkeit zu einem Stoffaustausch zwischen den einzelnen Komponenten gegeben.

Die anschließenden TAC^D-Modell-Läufe wurden anhand der gemessenen Abflussreihen zweier Pegel kalibriert und validiert. Für die Kalibrierungsperiode konnten gute, für die Validierungsperiode mäßig gute Anpassungen erreicht werden. Generell wurden die Abflüsse systematisch zu hoch simuliert, die aktuelle Verdunstung wurde entsprechend unterschätzt. Als Ursache kann eine zu niedrig angesetzte Speicherfähigkeit der Böden angenommen werden. Das Schnee-Modul, auf dem Tag-Grad-Verfahren beruhend, zeigte als Folge der Erweiterung auf Monatswerte deutliche Defizite bei der Simulation des Schneedeckenauf- und -abbaus. Dennoch wurde die Dynamik des Abflussganges

weitgehend gut erfasst, und es konnten fünf Zeitreihen (aktuelle Verdunstung, Gesamtabfluss, Direktabfluss, unterirdischer Abfluss, Faktor für die Aufteilung auf die Grundwasserabfluss-Komponenten) aus der TAC^D-Modellierung ausgelesen werden und als Eingangsdaten für die TRIBIL-Anwendung dienen.

Das durch die Datengrundlage modifizierte Modell TRIBIL konnte für fünf Teilgebiete der Weser kalibriert werden. Für die Anpassungen an gemessene Tritium-Konzentrationen im Vorfluter konnten durchgehend Verbesserungen im Vergleich zu Modell-Läufen auf Basis der alten Datenreihen erreicht werden. Diese sind wohl vor allem in der realistischeren Aufteilung auf die beiden Grundwasserkomponenten begründet. Im Gegensatz zu den vorhergehenden TRIBIL-Anwendungen wurde der träge Grundwasserabfluss deutlich geringer gewichtet als der schnelle Grundwasserabfluss. Als weiterer Austragsterm wurde die potentielle durch die modellierte aktuelle Verdunstung ersetzt. Dadurch konnte die gesamte Tritium-Bilanz deutlich stimmiger ermittelt werden. Als Schwächen des Modells TRIBIL ließen sich die geringe Aussagekraft der ermittelten Speicherinhalte und mittleren Aufenthaltszeiten, sowie die fehlende Interaktion zwischen den Abflusskomponenten aufzeigen. Letzteres hat spürbaren Einfluss auf die berechneten Konzentrationen im Niederschlag zu deutlich aufprägen.

Die Verknüpfung der Wasserhaushalts- mit der Bilanzierungsmodellierung brachte sichtbare Verbesserungen der Tritium-Simulationsergebnisse, ohne jedoch den Black-Box-Charakter von TRIBIL aufheben zu können. Sie ließ dennoch wertvolle Rück-schlüsse auf Problemfelder ziehen, die in zukünftigen Arbeiten zu minimieren sind. Eine Weiterführung dieses Ansatzes erscheint lohnenswert. Eine zusätzliche Simulierung des Tritiumtransportes in TAC^D ist angestrebt. In diesem Zusammenhang bietet sich die Zusammenführung beider Modellansätze in einem Modell an.

Stichworte:

Wasserhaushaltsmodellierung	TAC ^D
Tritiumbilanzierungsmodellierung	TRIBIL
Weser	konzeptionelles Modell
Makroskale	prozess-orientiert
Tritium	flächendifferenziert
Abflusskomponenten	

Extended summary

In the following diploma thesis the further application of the tritium balance model TRIBIL, which was developed by the Federal Institute of Hydrology, to the Weser catchment is presented. The model was supplemented with optimised input data. By integration of results extracted from the application of the distributed conceptual water balance model TAC^D (tracer aided catchment model, distributed) it was expected that not only the adjustment of modelled and measured data, but also the physical interpretability would be improved. On the other hand the new approach of using tritium data in water balance modelling should be prepared and is expected to give more possibilities to process validation.

The Weser catchment has an area of about 46 000 km² which can be divided into a northern part characterised by lowlands and thick quaternary granular sediments and a mountained southern part mainly composed of solid mesozoic rocks. The Weser river and its tributaries are intensively used for water supply and distribution. Among other things there are three nuclear power plants along the river that emit tritium-containing cooling water.

In the run-up to the water balance modelling a spatial classification of units with the same dominant runoff generation processes was established. Taking into consideration landuse, geology, soils and slope, eight types of units could be determined, which were referred to by an appropriate parameterisation of the runoff generation in the TAC^D-model. According to TRIBIL, the simulations were done on the basis of one-month-time steps and a spatial resolution of a 2 000 x 2 000 m²-grid. This rather rough temporal and spatial resolution required a new conception of the runoff generation routine. Two groundwater runoff components and a direct runoff component were distinguished. The latter one is intended to describe all processes that run within a time step of one month. With regard to the aspired integration of tritium transport in TAC^D the different components are allowed to interact in terms of mass transfer.

The subsequent TAC^D-model runs were calibrated and validated with measured runoff data of two gauges. Adjustments achieved for the calibration period were satisfying, the ones for the validation period only moderately well. In general the runoffs were systematically simulated too high. The actual evapotranspiration was correspondingly underestimated. A too low parameterisation of the soils' ability to store water could serve as explanation. The snow routine, which is based on the day-degree-method, showed considerable deficits in simulating the accumulation and ablation of snow covers. Nevertheless the runoff dynamic could be described largely well by the model. Five time series (actual evapotranspiration, total runoff, direct runoff, subsurface runoff, split factor that divides the subsurface runoff into the two different groundwater runoff components) could be extracted from the model runs and in turn serve as input data for the application of TRIBIL.

The model TRIBIL, modified by the new data basis, could be calibrated for five subcatchments of the Weser basin. Compared to model runs based on the former time series, adjustments to measured tritium concentrations in stream water could be improved continuously. Presumably this could mainly be traced back to the more realistic partition into both of the two groundwater storages. In contrast to former applications of TRIBIL the slow groundwater runoff was weighted far less than the fast groundwater runoff. Further the potential evapotranspiration was substituted by the actual one. By doing this the whole tritium balance could be calculated more coherent. Weaknesses of the model could be seen in the low significance of the determined storage contents and mean residence times as well as in the lack of interaction between the runoff components. The latter aspect considerably affects the calculated concentrations in the total runoff because it is stamped clearly by the seasonality of the tritium concentrations in precipitation.

The combination of the water balance and the tritium balance modelling led to improvements of the tritium simulations, but could not neutralise the black box character of TRIBIL. However it was possible to draw some conclusions from identified problems. These problems are to be removed in future works. A continuation of this approach seems to be worthwhile. Additionally the simulation of the tritium transport in TAC^D is aimed at. In this context the combination of both model approaches in one model is recommended.

Key words:

water balance modelling	TAC ^D
tritium balance modelling	TRIBIL
Weser	conceptual model
macroscale	process oriented
tritium	distributed
runoff components	

1 Einleitung

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Das Modell TRIBIL zur Tritium-Bilanziernung wurde in der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) entwickelt, um die Belastung der deutschen Stromgebiete durch das radioaktive Wasserstoff-Isotop rechnerisch erfassen und die terrestrischen Umsatzräume näher beschreiben zu können. Tritium wurde in den 1950er und 1960er Jahren durch oberirdische Kernwaffentests, in den letzten Jahrzehnten auch vermehrt durch Emissionen kerntechnischer Anlagen, in die Atmosphäre und in oberirdische Gewässer freigesetzt. TRIBIL erlaubt unter anderem Aussagen über die Dynamik des Tritiums und des Wassers im Einzugsgebiet. Die mittlere Aufenthaltsdauer des Wassers im Gebiet, sowie das gesamte gespeicherte Wasservolumen sind ebenfalls Informationen, die in Zeiten steigender Wasserknappheit und Kontaminationsgefahr der Wasserressourcen zunehmend in den Mittelpunkt des Interesses rücken. Die BfG erteilte an das Institut für Hydrologie der Universität Freiburg den Auftrag, das inzwischen als Software vorliegende Modell TRIBIL im Einzugsgebiet der Weser zu testen. In einer vorhergehenden Arbeit wurden bereits Bilanzen für die Teilgebiete der Quellflüsse Fulda und Werra berechnet (WITTMANN 2002). Trotz viel versprechender Ergebnisse wurden auch Schwächen deutlich. Das Modell arbeitet flächenkonzentriert, kann also die räumliche Heterogenitäten und Charakteristika der Teileinzugsgebiete, die immerhin Flächen von mehreren 1 000 km² umfassen, nicht berücksichtigen. Damit wird das System Einzugsgebiet als Black-Box beschrieben, deren Eigenschaften weitgehend unbekannt bleiben. Des Weiteren werden auf Grund mangelnder Daten die Schneespeicherung und die Verdunstung nur unzureichend genau erfasst. Über das prozess-orientierte distribuierte Wasserhaushaltsmodell TAC^D (tracer aided catchment model, distributed) sollen unter Einbeziehung der spezifischen physiographischen Gebietsausstattung verschiedene Datenreihen berechnet und die mangelhaften oder physikalisch wenig basierten Eingangsdaten und Modellparameter für TRIBIL ersetzt werden. Damit bietet sich gleichzeitig die Möglichkeit, neue Erkenntnisse über die flächendetaillierte Modellierung in Einzugsgebieten der hydrologischen Makroskale zu gewinnen. Das konzeptionelle Modell TAC^D wurde im mesoskaligen, eine Fläche von 40 km² umfassenden, Einzugsgebiet der Brugga im Südschwarzwald entwickelt und in verschiedenen Gebieten der gleichen Skale bis maximal 258 km² Flächengröße angewendet (UHLENBROOK 1999, ROSER 2001, OTT 2002, JOST 2003). Das Einzugsgebiet der Weser ist mit 46 000 km² mehr als 150 mal so groß. Die Anpassung eines flächendetaillierten Modells für ein makroskaliges Einzugsgebiet beschreibt auch BREMICKER (1998), ebenfalls für das Wesergebiet, jedoch mit einer räumlich deutlich geringeren Auflösung und daher weniger flächendifferenzierten Prozessbeschreibung. Für die Regionalisierung der Eingangsdaten und auch für einige Teile des Modellablaufs müssen daher neue Wege beschritten werden. Sowohl die Tritium- als auch die Wasserhaushaltsmodellierung erfolgen auf Basis von Monatswerten.

Die Ziele der vorliegenden Arbeit lassen sich unter zwei Aspekten einordnen. Einerseits soll die Bilanzierungsmodellierung mit TRIBIL durch eine gebietsspezifisch besser angepasste Datenlage zu besseren Resultaten für die Teilgebiete des Weser-Einzugsgbietes führen und die Einbeziehung der prozess-orientiert ermittelten Daten die physikalische Interpretierbarkeit der Ergebnisse steigern. Andererseits sollen neue Erfahrungswerte über die Anwendung flächendetaillierter Wasserhaushaltsmodelle in makroskaligen Gebieten gewonnen werden. Eine erfolgreiche Modellanwendung kann zudem wertvolle Erkenntnisse über die Hydrologie des Wesergebietes erbringen, die einerseits der zukünftigen TRIBIL-Modellierung zugute kämen, andererseits auch die Erweiterung des Modells TAC^D für den Tritium-Transport ermöglichten. Der Ansatz, bestehende Tritiumdaten in die hydrologische Modellierung mit einzubeziehen ist noch weitgehend unerprobt und verspricht neue Möglichkeiten unter anderem bei der Modell-Validierung.

1.2 Vorgehensweise

Die Bearbeitung beginnt mit der Darstellung der naturräumlichen Ausstattung des Untersuchungsgebietes und der relevanten wasserwirtschaftlichen Eingriffe. Dazu gehört auch eine Voruntersuchung mit Hilfe einfacher mathematischer Fließmodelle, die erste Anhaltspunkte über die Verweilzeiten des Tritiums und des Wassers in den Teileinzugsgebieten liefert.

Den größten Bearbeitungs-Komplex bilden das Preprocessing und die Durchführung der Wasserhaushaltsmodellierung. Zunächst müssen die zu verwendenden Raumdaten ausgewählt und mittels der Geographischen Informationssysteme ArcView, ArcInfo und PCRaster aufbereitet und in das erforderliche Format überführt werden. Eine besondere Herausforderung stellt dabei die Raumgliederung dar. Es muss ein Kompromiss zwischen geringem Datenaufwand und möglichst wenigen Parametern einerseits und ausreichend detaillierter Beschreibung der physiographischen Gegebenheiten andererseits gefunden werden. Für die klimatischen Eingangsgrößen sind adäquate TAC^D-Programmstruktur in die Regionalisierungsverfahren festzulegen und einzubinden. Das Abflussbildungs-Modul, sowie einige weitere Teile des Modells, müssen an die neuen Bedingungen des Untersuchungsgebietes einschließlich des langen Modellzeitschrittes von einem Monat angepasst werden. Anschließend muss das lauffähige Modell kalibriert und validiert werden.

Der nächste Schritt wendet sich der Tritium-Modellierung zu. Es werden Datenreihen aus den TAC^D-Simulationen ausgewählt und in das entsprechende Format konvertiert, um von TRIBIL eingelesen werden zu können. Im Anschluss daran wird das Bilanzierungs-Modell anhand gemessener Datenreihen für die einzelnen Teilgebiete kalibriert. Abschließend erfolgen eine eingehende Analyse der Berechnungsergebnisse und eine Bewertung des gewählten Ansatzes im Hinblick auf zukünftige Weiterentwicklungen.

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Naturräumliche Einordnung und Topographie

Das makroskalige Einzugsgebiet der Weser ist mit einer Gesamtfläche von 46 000 km² das größte Flussgebiet, das vollständig innerhalb der deutschen Landesgrenzen liegt. Mit einer Längenausdehnung von knapp 400 km und einer maximalen Breite von über 200 km reicht es von Unterfranken im Süden bis zur ostfriesischen Nordseeküste im Norden und bedeckt weite Teile Zentral- und Norddeutschlands. Entsprechend vielfältig sind die Naturräume. Eine erste grobe Untergliederung lässt zwei Hauptzonen erkennen: das Tiefland im Norden und das Mittelgebirge im Süden. Die Nordhälfte als Teil des Norddeutschen Tieflands ist dominiert von glazial überprägten quartären Lockersedimenten mit schwachem Relief. Sanfte Erhebungen bis über 100 m NN sind nur in der Lüneburger Heide im Nordosten zu finden. Aus den sonst meist einförmigen Geestflächen wurden durch die großen Flüsse im Wechselspiel mit Erosion und Akkumulation der vergangenen Eiszeiten Terrassensysteme und kilometerbreite Talauen herauspräpariert. Besonders breit erscheint das Allertal. Die Schmelzwassermassen der Glaziale durchströmten dieses ehemalige "Breslau-Magdeburg-Bremer Urstromtal", folgten dem heutigen Unterwesertal und zeichneten den Trichter des Weserästuars vor, das bei Bremerhaven die Nordsee erreicht (MEINKE 1992). Die Marschen beiderseits des rund 70 km langen Ästuars liegen in Depressionen bis etwa 1m unter dem Meeresspiegel und gehen in einem breiten Wattsaum in den marinen Bereich der Nordsee über.

Südlich der Linie Osnabrück – Braunschweig schließt die Zone der Mittelgebirge an. Das Weser- und das Leinebergland, sowie das südlich gelegene hessische Bergland bilden Teile eines Schichtstufenlandes mit weiten Hochflächen, auffälligen Stufen und tief eingeschnittenen Mäandertälern. Dem hessischen Bergland sind kuppige Erhebungen wie der Knüll und der Meißner, mit 754 m NN der höchste Punkt dieser Landschaftseinheit, aufgesetzt. Dieser insgesamt mäßig reliefierte zentrale Mittelgebirgsteil wird im Westen vom Rothaargebirge, im Süden von Vogelsberg und Rhön, sowie im Osten von Thüringer Wald und Harz abgeschlossen. Letzterer stellt mit dem 1 142 m NN hohen Brocken die höchste Erhebung des gesamten Wesergebietes und legt die maximale Reliefenergie auf denselben Betrag fest.

2.2 Geomorphologie und Geologie

Als Teil eines ausgedehnten Schichtstufenlandes aus mesozoischen Sedimenten besteht das hessische Bergland zum überwiegenden Teil aus Buntsandstein mittelkörniger Ausprägung.



Abbildung 2.1: Übersicht über das Weser-Einzugsgebiet

Typische Landschaftsformen sind Kasten- und Tafelberge. Der Buntsandstein zieht sich in einem Saum nach Norden entlang der Weser bis zum Hochplateau des Solling. Den westlich gelegenen Teil des Weserberglandes bis zur Wasserscheide bauen chemische Sedimente des Muschelkalks, weiter im Norden des Keupers auf. Die nördliche Begrenzung zum Tiefland, sowie das Leinebergland wird durch Kalke und Sandsteine des Jura und der Kreide gebildet. Nach einer mäßig starken Deformation vom Jura bis zum Tertiär wurden markante Härtlingsrücken wie Ith, Hills, Deister oder Süntel, alle südwestlich von Hannover gelegen, aus dem Umland herauspräpariert. Hauptstufenbildner sind in diesem Gebiet Muschelkalk, Malm und Kreide (HENNINGSEN & KATZUNG 1992). Zwischen den Dogger-/Malmrücken von Wiehen- und Wesergebirge hat sich die Weser mit der Porta Westfalica einen engen Durchbruch geschaffen, durch den sie in das Norddeutsche Tiefland eintritt.

Etwa in SSW-NNE-Richtung wird das Wesergebiet von einem tektonischen Graben durchzogen, der vor allem in der Eder-Schwalm-Senke südwestlich von Kassel und im Leinegraben durch beckenartig erweiterte Talformen in Erscheinung tritt und Teil eines weit größeren Grabensystems ist, das sich vom unteren Rhônetal und dem Oberrheingraben ausgehend bis nach Südschweden fortsetzt. In den Senkengebieten haben sich bis mehrere Dekameter mächtige Schichten akkumuliert, die, zum Teil als Lockergestein, zum Teil durch Einkieselung verfestigt, die einzigen flächenhaften tertiären Gesteine des Mittelgebirges im Wesergebiet darstellen (HENNINGSEN & KATZUNG 1992).

Geologisch von ganz anderem Aufbau sind die großen Mittelgebirge, die das Gebiet randlich umschließen. Das Rothaargebirge besteht als Teil des Rheinischen Schiefergebirges aus devonischen und karbonischen Schiefern und Grauwacken und wurde in mehreren Hebungsphasen als Bruchscholle emporgehoben. Vogelsberg und Rhön sind vulkanischen Ursprungs, ebenso zahlreiche isoliert stehende Vulkanschlote im zentralen hessischen Bergland wie Knüll, Habichtswald und Meißner. In allen Fällen handelt es sich um basaltische Vulkanite des Tertiärs, die auf Sockeln aus Buntsandstein aufgesetzt sind. Ein besonders großflächiges geschlossenes Basaltfeld von bis 500 m Mächtigkeit bildet der Vogelsberg. Von der Rhön ausgehend nach Osten reichen isolierte Durchbruchröhren bis zum Fuß des Thüringer Waldes (HENNINGSEN & KATZUNG 1992).

Die Leistenscholle des Thüringer Waldes wurde während des Oberkarbons und des Rotliegenden wechselweise aus klastischen Sedimenten und Laven und Tuffen auf einem kristallinen Grundgebirge aufgebaut. Diese Schichtfolge ist durch lokale Intrusionen durchstoßen. Die Hebung der Scholle setzte im späten Mesozoikum ein und führte zum heutigen Charakter einer zertalten Rumpffläche, die im Großen Beerberg eine Höhe von 982 m NN erreicht. Von wirtschaftlichem wie ökologischem Interesse sind die Zechsteingebiete, die den Thüringer Wald im Nordwesten umschließen und bis jenseits des Werra-Tales reichen, sowie einen Saum am Südrand des Harzes bilden. Die Ablagerungen des Zechsteinmeeres aus Stein- und Kalisalzen, Gipsen und Anhydriten werden seit Beginn des 20.Jh. in größerem Umfang abgebaut und trugen über Sümpfungswässer der Bergwerke zeitweise zu übermäßiger Befrachtung von Werra und Weser mit Salzen bei.

Der Harz ist ähnlich dem Rheinischen Schiefergebirge aus paläozoischen Schiefern und Grauwacken aufgebaut und von variskischem Streichen geprägt. An mehreren Stellen treten jedoch Plutone aus Granit und Gabbro zu Tage, und am Südrand finden sich permische Porphyre. Seit dem späten Mesozoikum wurde die Scholle einseitig gehoben, so dass der Harz heute als Pultscholle flach nach Südwesten einfällt und nach Norden eine Steilstufe zum Vorland bildet.

Der Harz grenzt nicht unmittelbar an das Tiefland, sondern wird von einer Beckenlandschaft davon getrennt, die als östliche Fortsetzung des Weser-/Leineberglandes angesehen werden kann. Dieselbe Abfolge der mesozoischen Sedimente von Trias bis Kreide bildet auch hier markante Härtlingsrücken, vor allem die Sandsteine der Kreide.

Nördlich der Linie Osnabrück – Braunschweig tauchen die Festgesteine unter bis 500 m mächtige pleistozäne Lockersedimente ab, bei denen es sich überwiegend um glaziale Ablagerungen handelt. Die Gletscher der Saale-Eiszeit reichten bis an den Rand der Mittelgebirge und ins Weser-Tal bis nach Hameln (ARGE WESER 1996), während der anderen Kaltzeiten wurde die Aller jedoch nicht mehr vom Eis überschritten, so dass südlich sandige Schmelzwassersedimente vorherrschen. Bis in die Mittelgebirge hinein wurden Lößdecken von bis zu 2 m Mächtigkeit akkumuliert. Holozäne Ablagerungen sind nur in Form von Auelehmen in den großen Flusstälern nennenswert vorhanden. Der Tiefland-Anteil des Wesergebietes ist demnach überwiegend als Altmoränengebiet anzusprechen, was das sehr schwach ausgeprägte Relief erklärt.

Als Besonderheiten sind die beiden Flachseen Steinhuder Meer und Dümmer zu nennen, deren Entstehung lange Zeit auf Auslaugung von unterlagernden Salzstöcken zurückgeführt wurde, neuerdings aber eher als Folge von Thermokarstprozessen unter periglazialen Bedingungen gedeutet wird (HENNINGSEN & KATZUNG 1992).

2.3 Klima

Nach der Klimaklassifikation von Lauer und Fankenberg ist das gesamte Einzugsgebiet der Weser den warmgemäßigten Mittelbreiten unter maritimem Einfluss zuzuordnen (DIERCKE 1992). Dabei wird die zum Landesinneren zunehmende Kontinentalität durch den gleichgerichtet zunehmenden gebirgigen Charakter überprägt, mit der Folge, dass im gesamten Einzugsgebiet die Niederschläge etwa gleich auf die hydrologischen Halbjahre verteilt fallen, in den höheren Bergregionen sogar leicht betont im Winterhalbjahr. Dies ist typisch für Bergländer in der Westwindzone, da die verstärkt in der kalten Jahreszeit herantransportierten ozeanischen Luftmassen in Form von Steigungsniederschlägen an den Luvhängen der Bergzüge ihren Feuchtegehalt abregnen. Ein kontinentaler Einfluss macht sich jedoch in der nach Süden zunehmenden Variabilität der Niederschläge bemerkbar. Die mittleren Jahressummen des Niederschlags sind minimal in der niedersächsischen Börde nördlich der Mittelgebirgsschwelle, wo 600 mm/a unterschritten werden. Im gesamten Tiefland-Teil ist die räumliche Variabilität gering, wobei allgemein eine Niederschlagszunahme nach Norden zu verzeichnen ist, die in der Lüneburger Heide und an der Nordsee an Jahressummen von 900 mm heranreicht.

In der Südhälfte des Einzugsgebietes ist das Verteilungsmuster eng verknüpft mit der Orographie. In der flachen Eder-Schwalm-Senke bei Kassel werden Niederschläge um 600 mm/a registriert, das Weserbergland erhält im Solling über 1 200 mm/a, und in den Kammlagen von Rothaargebirge, Vogelsberg, Rhön und Thüringer Wald regnet es bis 1 500 mm/a, im Harz sogar bis über 1 800 mm/a. Der Anteil des festen Niederschlags nimmt, in Verbindung mit der Lufttemperatur, mit steigender Geländehöhe zu und ist maximal im Harz, wo lokal an durchschnittlich 150 Tagen im Jahr eine Schneedecke liegt. Die Küstenregion erhält dagegen kaum Schneeniederschläge (BMU 2003).

Die mittleren Lufttemperaturen liegen im Tiefland bei Bremen um 9°C, auf dem Brocken im Harz unter 4°C. Im Allgemeinen nehmen sie pro 100 Höhenmeter um rund 0,5°C ab. Die Jahresamplitude wächst mit zunehmendem kontinentalen Einfluss nach Süden hin.

2.4 Böden

Im südlichen Weser-Einzugsgebiet, wo auf großen Flächenanteilen Buntsandstein ansteht, dominieren magere Braunerden. In den großen Becken treten lößbeeinflusste Parabraunerden auf, in den höheren Lagen der Mittelgebirge bei hohen Niederschlägen und kühlerem Klima Podsol-Braunerden. Auf lokal vorkommenden kalkhaltigen Gesteinen, also bevorzugt im Muschelkalk, Keuper und Jura des Weser- und Leineberglandes, bildeten sich Rendzinen. Die Auen der großen Flüsse sind mit Auelehmen mit Mächtigkeiten bis mehrere Meter bedeckt (WACKER 1995).

In den Börden am Nordrand der Mittelgebirge herrschen Parabraunerden aus Löß vor. Lokal entstanden hier auch bei Niederschlagshöhen von weniger als 600 mm/a fruchtbare Tschernoseme. Nördlich schließen Böden der Glaziallandschaft an, die auf gut durchlässigen sandigen Standorten durch Podsole und Braunerden, in feuchten Niederungen und in den Flussauen durch Gleye und auch Niedermoorböden bestimmt werden. Entlang des tidebeeinflussten Ästuars sind vorwiegend Kleimarschen vorzufinden (BMU 2003).

2.5 Landnutzung

Die Landnutzung (Abb. 2.2) ist eng mit den Böden, daneben mit dem Klima und den topographischen Gegebenheiten verknüpft. Die nährstoffarmen Böden auf Buntsandstein sind schlecht landwirtschaftlich nutzbar und zählen somit zu den am stärksten bewaldeten Regionen im Wesergebiet. Dies wird unter anderem an den sehr weitläufigen geschlossenen Waldflächen des Solling östlich von Höxter deutlich, wobei ein großer Anteil von Nadelwald eingenommen wird. Daneben sind auch das Rothaargebirge, der Thüringer Wald und der Harz in den höheren Lagen flächenhaft bewaldet.



Abbildung 2.2: Landnutzung im Weser-Einzugsgebiet

Auch hier ist der Nadelwaldanteil, vor allem in größeren Höhen, beachtenswert. Die Höhenlagen von Vogelsberg und Rhön sind außer durch die Forstwirtschaft auch weidewirtschaftlich intensiv genutzt. Die weiten Beckenlandschaften entlang der Schwalm, der unteren Eder und der Leine, sowie die weiten Flächen des Weserberglandes sind vorwiegend ackerbaulich geprägt. Nördlich der Mittelgebirge tritt Wald großflächig nur noch in der Lüneburger Heide in Form von Nadelhölzern auf. Die Börden im weiten Umfeld von Hannover unterliegen, bedingt durch die fruchtbaren Böden bei problemloser Zugänglichkeit, intensivem Ackerbau. Mit zunehmender Annäherung ans Meer wächst der Anteil der Grünlandnutzung. Daneben werden auch beachtliche Areale durch Moore und anderweitige Vernässungsflächen eingenommen und entziehen sich daher einer landwirtschaftlichen Nutzung.

Neben den Talsperren in Rothaargebirge und Harz bilden Steinhuder Meer und Dümmer die einzigen großen Wasserflächen des Einzugsgebietes.

Im Untersuchungsgebiet liegen mit weitläufigem verstädterten Umland und entsprechendem Versiegelungsgrad die Großstädte Bremen (550 000 E.), Hannover (510 000 E.), Bielefeld (324 000 E.), Braunschweig (260 000 E.), Kassel (190 000 E.), Oldenburg (145 000 E.), Göttingen (135 000 E.), Wolfsburg (130 000 E.), Bremerhaven (130 000 E.), Salzgitter (120 000 E.) und Hildesheim (106 000 E., alle Angaben nach BERTELSMANN 1996). Die größte Siedlungsdichte ist durch die seit jeher gegebene pedologische, klimatische und infrastrukturelle Gunst entlang des Nordrandes der Mittelgebirge gegeben.

Einen Überblick über die Flächenanteile der vorgestellten Landnutzungsklassen vermittelt Tab. 2.1.

 Tabelle 2.1:
 Flächenanteile der Landnutzungsklassen (ohne Wasserfläche des Ästuars, Datengrundlage: BMU 2003)

Nutzungsklasse	Anteil [%]
Siedlungen	6,7
Ackerland	44,5
Grünland	18,4
Laub-/Mischwald	15,9
Nadelwald	13,1
Feuchtflächen	0,9
Freiflächen	0,3
offene Wasserflächen	0,3

2.6 Hydrologie

2.6.1 Natürliche Rahmenbedingungen

Die Weser beginnt ihren Lauf in Hannoversch Münden nach Vereinigung der Quellflüsse Fulda und Werra. Die 429 km lange Fließstrecke bis zur Nordsee gliedert sich in drei Abschnitte: Die Oberweser umfasst die 198 km lange Mäandertalstrecke bis zur Porta Westfalica, wo die Weser das Mittelgebirge verlässt. Die folgenden 166 km durch die Altmoränenlandschaft des Norddeutschen Tieflandes bis zum Beginn des Tideeinflusses am Wehr in Bremen-Hemelingen tragen den Namen Mittelweser. Das 65 km lange Ästuar bis Bremerhaven wird als Unterweser bezeichnet (ARGE WESER 1996). Dieser Abschnitt erfährt mit zunehmender Annäherung an das Meer eine verstärkte Salzwasserbeimischung. Oft wird auch die Außenweser, die sich als breiter Trichter zur Nordsee öffnet und marin geprägt ist, noch dem Wesereinzugsgebiet zugeordnet.

Die bedeutendsten Zuflüsse sind Fulda, Werra, Diemel, Werre, Aller/Leine, Lesum und Hunte. Die Fulda entspringt in der Rhön und hat eine Lauflänge von 218 km. Ihr 6 945 km² großes Einzugsgebiet umfasst weite Teile des nordhessischen Berglandes und des Rothaargebirges. Etwa die Hälfte des Abflusses liefert das Teilgebiet der Eder. Die Werra legt von den Südwestabhängen des Thüringer Waldes bis zum Zusammenfluss mit der Fulda 292 km zurück und entwässert eine Fläche von 5 491 km². Beide Quellflüsse zeigen typische Abflussregime der Mittelgebirge mit Minima im Spätsommer und Maxima im Winter, wobei die Werra einen etwas stärkeren Schneeeinfluss mit leichter Verzögerung des Maximums und insgesamt ausgeprägterem Jahresgang erkennen lässt. Dieses Abflussverhalten überträgt sich direkt auf die Oberweser und bleibt auch in der Mittelweser erhalten, da der einzige große Zufluss, die Aller, ein sehr ähnliches Regime zeigt (Abb. 2.3). Die Aller ist der wasserreichste Nebenfluss der Weser und entwässert bei einer Fließlänge von 262 km ein Gebiet von 15 770 km². Ausgedrückt durch das Verhältnis MHQ/MNQ besitzt sie mit einem Wert von etwa 10 eine relativ gedämpfte Abflusscharakteristik (zum Vergleich: Werra bei Hannoversch Münden MHQ/MNQ \approx 18), die dem großen Flächenanteil von Tiefland mit gut speicherfähigen Gesteinen Rechnung trägt. Jedoch liegen auch der höchste Teil des Harzes sowie das Leinebergland im Einzugsgebiet der Aller. Die Leine ist der bedeutendste Nebenfluss, der hinsichtlich der Wasserführung die Aller am Zusammenfluss übertrifft.

Der Weser wird ein Gesamteinzugsgebiet (einschließlich Außenweser) von 46 307 km² zugeordnet (ARGE WESER 1996), bis zur Tidegrenze am Wehr Hemelingen haben rund 38 000 km² in die Weser entwässert (Pegel Intschede, Tab. 2.2). Eine eindeutige Abgrenzung wird erschwert durch die sehr flache und anthropogen vielfach überprägte Topographie in Küstennähe, sowie durch die Besonderheit einer Bifurkation am Nordrand des Teutoburger Waldes: Die Hase, ein Zufluss der Ems, verzweigt sich in ihrem Oberlauf und gibt einen Teil ihres Wasser über die Else und die Werre an die Weser ab. Tab. 2.2 enthält die gewässerkundlichen Hauptzahlen der wichtigsten Fließgewässer.



Abbildung 2.3: Abflussregime von Fulda, Werra und Weser (Datengrundlage: NLÖ 2001)

Gewässer/Pegel	\mathbf{A}_{EG}	NQ	MNQ	MQ	MHQ	HQ	Abflussreihe
	[km²]	[m³/s]	[m³/s]	[m³/s]	[m³/s]	[m³/s]	
Weser/Intschede	37 718	59,7	117	326	1230	3 500	1941-99
Werra/Letzter Heller	5 487	5,1	14,2	50,6	261	605	1941-99
Fulda/Guntershausen	6 366	7,36	16,5	58	376	980	1941-99
Diemel/Helmarshausen	1 755	2,62	6,03	15,6	115	820	1956-99
Werre/Löhne	1 335	1,64	4,08	18,3	202	335	1983-99
Aller/Rethem	14 728	22,3	42,6	116	442	1 450	1941-99
Leine/Schwarmstedt	6 443	8,5	20,6	62	287	1 200	1941-99

 Tabelle 2.2:
 Gewässerkundliche Hauptzahlen ausgewählter Pegel (NLÖ 2001)

2.6.2 Wasserwirtschaftliche Eingriffe

Erste bauliche Eingriffe wurden schon seit dem Mittelalter in Form von Wehren zur Nutzung der Wasserkraft im gesamten Einzugsgebiet vorgenommen. Heute bestehen im Dienste der Schifffahrt und Energiegewinnung eine Staustufe in Hameln an der Oberweser, 7 Staustufen an der Mittelweser, sowie zahlreiche Bauwerke an Fulda, Werra, Aller und Leine. Die Ufer sind weitgehend durch Deckwerke gesichert und der Fließquerschnitt durch Buhnen eingeengt. An der Mittelweser wurden mehrere Flussschlingen mit Durchstichen für die Schifffahrt versehen und das Vorland ausgedeicht, was die Retentionsflächen im Hochwasserfall drastisch verringerte. Deutliche Beeinträchtigungen des natürlichen Wasserhaushaltes sowie des ökologischen Gewässerzustandes zog die Anbindung der Weser an das westdeutsche Kanalnetz über den Mittellandkanal nach sich. Dieser verbindet den Dortmund-Ems-Kanal mit der Elbe bei Magedeburg und stellt zusätzlich mit dem Abzweig des Elbe-Seitenkanals einen Anschluss für die Binnenschifffahrt an den Raum Hamburg dar (Abb. 2.4). Bei Minden kreuzt er die Weser. Da der Kanal ständig Wasser durch Infiltration und Evaporation verliert und in den Scheitelhaltungen Schleusungswasser vonnöten ist, werden zur Speisung bis zu 13 m³/s aus der Weser bei Minden entnommen. Rechtlich sind sogar bis 17 m³/s erlaubt. Diese Entnahmen sind jedoch episodisch, und je nach hydrologischen Bedingungen und Wasserstand im Kanal kommt es auch zu Rückspeisungen in die Weser, d.h. zeitweise strömt dem Wesergebiet Wasser über das Kanalnetz zu oder verlässt es über selbiges (ARGE WESER 1996).



Abbildung 2.4: Übersicht über das nordwestdeutsche Wasserstraßennetz (WSV 2003)

Um in sommerlichen Niedrigwasserperioden einen Mindestabfluss zu gewährleisten, wurden zusammen mit dem Mittellandkanal die Eder- und die Diemeltalsperre geplant und 1914 bzw. 1923 fertig gestellt. Insgesamt können die Talsperren bis zu 18 m³/s Zuschusswasser liefern. Die Minimalabgabe der Edertalsperre soll 10,5 m³/s nicht unterschreiten (MNQ der Eder oberhalb der Talsperre: 1,75 m³/s, NLÖ 2001). Diese zeitliche Umverteilung des Abflussvolumens ist vor allem in Trockenperioden auch noch an der Mittelweser spürbar (ARGE WESER 1996).

Eine Reihe weiterer Talsperren im Harz, die der Wasserversorgung und dem Hochwasserschutz dienen, beeinflussen ebenfalls über die Zuflüsse der Aller die Abflussdynamik der Weser.

Daneben erleidet die Weser beachtliche Wasserverluste durch die Kühlwasserentnahmen zahlreicher Kraftwerke im Einzugsgebiet, darunter die Kernkraftwerke Würgassen und Grohnde an der Mittelweser, sowie das KKW Unterweser am gleichnamigen Flussabschnitt.

2.7 Teil-Einzugsgebiete für die TRIBIL-Modellierung

Für die Tritium-Bilanzierung mit dem Modell TRIBIL ist eine feste Untergliederung des Einzugsgebietes in 8 Teilgebiete erforderlich. Die Einzugsgebiete von Fulda, Werra und Aller werden als "Kopfgebiete" getrennt bilanziert, alle anderen TRIBIL-Gebiete werden kumuliert behandelt, d.h. in ihre Bilanzierung werden die oberhalb gelegenen Flächen miteinbezogen (vgl.Tab. 2.3). Dies erscheint sinnvoll, da in jede Bilanzierung der Output des Oberliegergebietes automatisch als eine Eingangsgröße einfließen muss und sich somit die Charakteristika von Tritium-Transport und -Speicherung flussabwärts fortpflanzen.

TRIBIL- Teilgebiet	Fläche [km²]	kumuliertes Teilgebiet	kumulierte Fläche [km²]	kumulierte Fläche zusammengesetzt aus
Fulda	6 890	Fulda	6 890	Fulda
Werra	5 410	Werra	5 410	Werra
Weser1	3 020	Weser I	15 320	Fulda + Werra + Weser1
Weser2	1 940	Weser II	17 260	Fulda + Werra + Weser1 + Weser2
Aller	15 770	Aller	15 770	Aller
Weser3	4 780	Weser III	37 810	Fulda + Werra + Weser1 + Weser2 + Weser3 + Aller
Weser4	7 500	Weser IV	45 310	Fulda + Werra + Weser1 + Weser2 + Weser3 + Aller + Weser4
Weser5	930	Weser V	46 240	Fulda + Werra + Weser1 + Weser2 + Weser3 + Aller + Weser4 + Weser5

Tabelle 2.3:	Die	TRIBIL-Teilgebiete	mit	Flächengrößen	(nach	mündlicher	Mitteilung
	von	Krause 2003)					



Abbildung 2.5: Die Lage der TRIBIL-Teilgebiete

2.8 Fazit

Das über 40 000 km² große Weser-Einzugsgebiet umfasst einen vielfältig ausgestatteten Naturraum, der von der Mikrotopographie der Salzwassermarschen an der Norseeküste über die Lockergesteine der Altmoränenlandschaften bis zu paläozoischen Festgesteinen in über 1 000 m hohen Mittelgebirgsregionen reicht. Eine grobe Untergliederung separiert das Gebiet in einen Flachland-Teil mit ausschließlich quartären Lockergesteinen im Norden und einen Mittelgebirgsteil mit überwiegend paläo- und mesozoischen Festgesteinen im Süden. Das Muster der anthropogenen Landnutzungen ist entsprechend abwechslungsreich. Vor allem nördlich der Mittelgebirgsschwelle liegen mehrere größere Ballungsräume mit flächenhaft hohen Versiegelungsgraden. Zahlreiche Talsperren bewirken eine zeitliche Umverteilung der Abflussvolumina. Über das Schifffahrtskanalnetz wird Wasser zu- und abgeführt. Diese wasserwirtschaftlichen Eingriffe beeinflussen das hydrologische Verhalten des gesamten Gebietes.

3 Voruntersuchungen mit Hilfe mathematischer Fließmodelle: theoretische Grundlagen

Ein erklärtes Ziel dieser Arbeit war eine verbesserte Beschreibung des Speicher- und Transportverhaltens des Tritiums im makroskaligen Einzugsgebiet der Weser. Die Vorgänge im Boden- und Grundwasser sind nicht messtechnisch nachvollziehbar, sondern lassen sich nur mit Hilfe von Modellen, die anhand von im Oberflächenwasser gemessenen Konzentrationen geeicht werden, beschreiben. Die Richtigkeit der Modellvorstellungen kann entweder über eine Validierung an unabhängigen Datensätzen, oder, falls nicht verfügbar, durch Vergleich der Resultate verschiedener Modelle, überprüft werden. Einerseits aus diesem Grund, andererseits, um eine vorläufige Vorstellung der zu erwartenden Aufenthaltszeiten des Tritiums zu gewinnen, wurden die im Folgenden beschriebenen Voruntersuchungen durchgeführt. Aufgrund des geringen Daten- und Zeitaufwandes bot sich die Anwendung von "Lumped-Parameter-Modellen" an.

3.1 Lumped-Parameter-Modelle

Allen Modellen dieses Typs ist gemeinsam, dass sie flächenkonzentriert einen Input gemäß einer Antwortfunktion in ein Output-Signal umsetzen. Die Antwortfunktion entspricht der Verteilungsfunktion g(t) der Verweilzeiten der Wasser- oder Tracerteilchen im System. Sie ergibt sich als theoretischer Output nach einer idealisierten Momentaninjektion mit normierter Stoffmenge (Dirac'sche Deltafunktion). Das System wird als linear angesehen. Ein Momentanimpuls mit der Stoffmenge M erzeugt demzufolge die Outputfunktion M * g(t). Der zeitliche Verlauf des Outputs lässt sich also beschreiben als mit dem Stoffeintrag M_{in} gewichtete Verteilungsfunktion g(t):

$$M_{out}(t) = M_{in}^* g(t)$$
 (3.1)

mit	M _{out} (t)	pro Zeiteinheit ausgetragene Stoffmasse zum Zeitpunkt t
	M _{in}	gesamte eingetragene Stoffmasse
	g(t)	Verteilungsfunktion der Verweilzeiten des Tracers

oder, nach Division durch die Flussrate, als Stoffkonzentration C(t):

$$C_{out}(t) = C_{in} * g(t)$$
(3.2)

In natürlichen Systemen geht der Stoffeintrag nicht als Momentanimpuls, sondern kontinuierlich vonstatten. Daher muss die Outputfunktion für den allgemeinen Fall über die Zeit integriert werden (MALOSZEWSKI & ZUBER 2002):

$$C_{out}(t) = \int_{0}^{\infty} C_{in}(t-\tau) * g(\tau) d\tau$$
(3.3)

mit	C _{out} (t)	Stoffkonzentration im Output zum Zeitpunkt t
	$C_{in}(t- au)$	Stoffkonzentration im Input zum Zeitpunkt (t – τ)
	t	Zeitpunkt der Probenahme
	τ	Aufenthaltszeit, Laufparameter der Integration
	t- au	Eintrittszeit
	g(τ)	Gewichtung des Tracers zum Zeitpunkt τ

Bildlich ausgedrückt überlagert dieses so genannte Faltungsintegral additiv die Antwortfunktionen aller zur Zeit (t – τ) eingetragenen Tracerimpulse, deren Kurven zum Zeitpunkt t, das heißt nach der Fließzeit τ , am Beprobungsort noch nicht auf 0 abgesunken sind. Der Zerfall eines radioaktiven Tracers kann durch einen einfachen Zerfallsterm im Integral berücksichtigt werden.

$$\mathbf{C}_{\text{out}}(t) = \int_{0}^{\infty} C_{in}(t-\tau)^{*} g(\tau)^{*} (-\lambda^{*}\tau) d\tau \qquad (3.4)$$

mit λ Zerfallskonstante des radioaktiven Tracers

Die einzelnen Modelle beschreiben alle den Stofftransport in dieser Form und unterscheiden sich ausschließlich durch die Verteilungsfunktion der Fließzeiten g(t). Es ist Aufgabe des Modellierers, eine Verteilungsfunktion auszuwählen, die die topographischen und geologischen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes adäquat wiedergibt (UHLENBROOK 1999). In dieser Arbeit wurden in drei Teileinzugsgebieten der Weser die Ansätze des Piston-Flow-Modells, des kombinierten Exponential-Piston-Flow-Modells und des Dispersions-Modells vergleichend getestet.

3.1.1 Piston-Flow-Modell

Diese Modellvorstellung geht von einem kolbenartigen Fließen mit parallelen Strömungsbahnen und homogener Geschwindigkeitsverteilung aus. Es findet keine Vermischung oder Dispersion, sondern reine Translation des Input-Impulses statt. Der Konzentrationsverlauf des Outputs entspricht dem des Inputs, allerdings verzögert um die mittlere Verweilzeit t_t . Die Verteilungsfunktion $g(\tau)$ entspricht der Dirac'schen Deltafunktion und hat als einzigen Parameter die mittlere Verweilzeit t_t .

$$g(\tau) = \delta(\tau - t_t) \tag{3.5}$$

mit	τ	Fließzeit seit Eintritt ins System
	δ	Dirac'sche Deltafunktion
	t _t	mittlere Verweilzeit

Solche Bedingungen sind real nur denkbar, wenn Wasser aus einer sehr kleinen Grundwasserneubildungszone durch einen homogenen, allseitig abgeschlossenen Aquifer strömt. Da diese Kriterien nur äußerst selten erfüllt sind, wird das Modell kaum angewendet (SCISSEK 2002).

3.1.2 Exponential-Piston-Flow-Modell

Das Modell kombiniert das Piston-Flow- und das Exponential-Modell, welches eine exponentielle Verteilung der Fließzeiten zwischen Null und Unendlich voraussetzt (MALOS-ZEWSKI & ZUBER 1996). Dem unrealistischen Fall der Fließzeit Null wird durch Vorschaltung der Tranlation aus dem Piston-Flow-Modell begegnet. Die Verteilungsfunktion hat folgende Formen:

$$g(\tau) = \frac{\eta}{t_t} * \exp\left(\frac{-\eta * \tau}{t_t + \eta - 1}\right) \qquad \text{für} \qquad \tau \triangleright t_t \left(1 - \frac{1}{\eta}\right) \qquad (3.6)$$
$$g(\tau) = 0 \qquad \text{für} \qquad \tau \triangleleft t_t \left(1 - \frac{1}{\eta}\right) \qquad (3.7)$$

mit τ Fließzeit seit Eintritt ins System

tt mittlere Verweilzeit

Der Aufteilungsfaktor η legt das Gewicht des Translationsprozesses fest. Er kann Werte zwischen 1 und unendlich annehmen. Das Modell geht dann jeweils in die vereinfachten Fälle des reinen Exponential- (η =1) oder des reinen Piston-Flow-Modells ($\eta \rightarrow \infty$) über (SCISSEK 2002). Das Exponential-Piston-Flow-Modell besitzt mit der mittleren Verweilzeit t_t und dem Aufteilungsparameter η zwei Kalibrierungsparameter.

3.1.3 Dispersionsmodell

Das Dispersionsmodell ist eine analytische Lösung der eindimensionalen Transportgleichung. Es verbindet die Prozesse der Translation und der Dispersion und enthält neben der mittleren Verweilzeit t_t als weiteren Freiheitsgrad den Dispersionsparameter P_D , der die Streubreite der Fließzeitverteilung als Folge der hydrodynamischen Dispersion beschreibt. Mit sehr großen Werten des Dispersionsparameters (> 0,5) ist eine Annäherung an das Exponential-Modell, mit kleinen Werten (<0,05) an die Verweilzeitverteilung des Piston-Flow-Modells erreichbar. MALOSZEWSKI & ZUBER (1996) geben folgende Verteilungsfunktion an:

$$g(\tau) = \frac{1}{\sqrt{\binom{4*\pi * P_D * \tau}{t_t} * \tau}} * \exp\left[\frac{-\binom{1-\tau}{t_t}^2}{\binom{4*P_D * \tau}{t_t}}\right]$$
(3.8)

mit τ Fließzeit seit Eintritt ins System

tt mittlere Verweilzeit

P_D Dispersionsparameter

Bei flächenhaftem Eintrag, also auch im Falle der Tritiumbeaufschlagung durch den Niederschlag, verliert der Dispersionsparameter seine physikalische Aussagekraft, da alleine durch die räumliche Verteilung der (unendlich vielen) "Einspeisepunkte" eine gewisse Verteilung an Fließwegen und –zeiten bedingt ist. Die Bedeutung ist dadurch auf die eines reinen Anpassungsparameters reduziert.

3.2 Fazit

Die Voruntersuchung mit Hilfe von eindimensionalen mathematischen Fließmodellen hatte zum Ziel, erste grobe Richtwerte der Verweilzeiten in den Weser-Teileinzugsgebieten zu liefern, die dann auch zum Vergleich mit den Ergebnissen der anschließenden Modellierungen dienen sollten. Es kamen das Exponential-Piston-Flow-, das Piston-Flow-, sowie das Dispersions-Modell zum Einsatz. Bei allen Ansätzen handelt es sich um "Lumped Parameter Modelle", die also flächenkonzentriert arbeiten. Sie unterscheiden sich jeweils in der angenommenen Verteilungsfunktion der zu erwartenden Verweilzeiten eines Tracer- oder Wasserteilchens im Einzugsgebiet, so dass verschiedenartige Fließsysteme durch die Auswahl des angemessenen Ansatzes beschrieben werden können (MALOSZEWSKI & ZUBER 1996). Für ihre Anwendung sprach vor allem die einfache Handhabung und der geringe Datenbedarf.

4 Theoretische Grundlagen des Bilanzierungs-Modells TRIBIL

4.1 Das Umweltisotop Tritium

Tritium ³H ist mit einem Atomgewicht von 3 das schwerste Isotop des Wasserstoffs. Es ist als Beta-Strahler mit einer Halbwertszeit von 12,35 Jahren (ESSER 1980) schwach radioaktiv, verhält sich aber in chemischer Hinsicht, eingebunden in tritiiertes Wasser ³HHO, wie die leichteren Wasserstoff-Isotope. Daher ist Tritium ein idealer Markierstoff, der mit moderner Analytik in Konzentrationen bis unter einem Bequerel pro Liter (Bq/I) nachweisbar ist und Teilprozesse des Wasserkreislaufs messtechnisch nachvollziehbar macht (KRAUSE 1988). Es wird auf natürliche Weise in der höheren Atmosphäre unter Einwirkung der kosmischen Strahlung durch Beschuss von Stickstoff- oder Sauerstoff-Atomen mit Protonen oder Neutronen gebildet (ESSER 1980). Zu Wasser oxidiert, gelangt es über den Niederschlag auf die Erdoberfläche und kommt in natürlichen Hintergrund-Konzentrationen von etwa 0,5 bis 0,7 Bq/I vor (ESSER 1980). Durch oberirdische Kernwaffentests in den 1950er und frühen 1960er, vereinzelt auch wieder in den 1970er Jahren, wurden unter anderem große Mengen Tritium in die hohe Atmosphäre eingetragen und konnten sich global – jedoch verstärkt auf der Nordhemisphäre, wo die Tests stattgefunden haben – ausbreiten.



Abbildung 4.1: Tritium-Input-Funktion für das Werra-Einzugsgebiet

Abb. 4.1 zeigt den Verlauf der Tritium-Konzentrationen im Niederschlag, wie er für das Werra-Einzugsgebiet ermittelt wurde. Lokal wurden Maximalkonzentrationen von deutlich über 600 Bq/l gemessen (WITTMANN 2002). Neben dem radioaktiven Zerfall bewirkt
eine ständige Verdünnung durch Mischung in den großen Reservoirs der Weltmeere eine stetige Abnahme der Tritium-Konzentrationen im umlaufenden Wasser. Heute sind im Niederschlag Gehalte von rund 2 Bq/l und damit eine Annäherung an natürliche Hintergrund-Konzentrationen erreicht. Die starken Input-Signale aus der Mitte des 20. Jahrhunderts sind noch immer in den trägen Komponenten des Wasserkreislaufs nachweisbar, so dass über Modellrechnungen (z.B. Lumpede-Parameter-Modelle, vgl. Kap.3) Grundwasserdatierungen bis etwa 50 Jahre möglich sind. Inzwischen fallen Tritium-Emissionen der kerntechnischen Anlagen über Kühlwasser und Abluft zunehmend ins Gewicht und überlagern die Output-Muster des "Bomben-Tritiums". Sie erschweren folglich den Einsatz der angesprochenen Modelle.

Durch die verdünnende Wirkung der Meere und die daraus resultierende Tritium-Abreicherung des verdunstenden Wassers sind die Konzentrationen im Niederschlag in Küstennähe geringer und nehmen landeinwärts zu. Dieses Phänomen ist als *Kontinental-Effekt* bekannt. Der *Jahreszeiten-Effekt* bewirkt eine charakteristische Saisonalität mit Maxima im Frühsommer, wenn die Atmosphäre labilisiert ist und durch Austauschprozesse Tritium aus der höheren Atmosphäre in die Troposphäre gelangen kann. Im Winter, bei stabiler atmosphärischer Schichtung, regnen sich die troposphärischen Tritium-Vorräte aus, und die Konzentrationen in den Niederschlägen nehmen ab.

Die übliche Einheit *Bequerel* [Bq] entspricht einem Zerfall pro Sekunde in einem Liter Wasser. Häufig wird auch die Einheit *Tritium Unit* [TU] verwendet, die einer Konzentration von einem ³H-Atom auf 10¹⁸ 1H-Atome, bzw. 0,119 Bq/I entspricht.

4.2 Anfänge der Tritium-Bilanzierung

Messungen der Tritium-Gehalte im Niederschlag liegen weltweit für eine Reihe von Stationen, beginnend ab Anfang der 1950er Jahre (Station Ottawa), vor. Das Bewusstsein für den Einfluss steigender Konzentrationen auf das Oberflächenwasser entwickelte sich hingegen nur langsam, so dass erst Ende der 1950er und Anfang der 1960er Jahre vereinzelt begonnen wurde, auch Proben von Flusswasser hinsichtlich der Tritium-Belastung zu untersuchen. So begannen in den USA kontinuierliche Untersuchungen am Mississippi und in weiteren Einzugsgebieten im Jahr 1957 (BEGEMANN & LIBBY 1957, zitiert in ESSER 1980). In Europa war der Rhein einer der ersten beprobten Flüsse. Die Messungen begannen 1963 (WEISS & ROETHER 1975). Weiterführende Vorhaben zur Tritium-Bilanzierung waren an die Inbetriebnahme der ersten Kernkraftwerke geknüpft. Im Vordergrund des Interesses stand eine Abgrenzung des Einflusses der tritiumbelasteten Einleitungen gegen die Folgewirkungen des "Bombentritiums". WEISS & ROETHER (1975) stellten ein erstes einfaches Bilanzmodell vor, das über einen empirischen Ansatz den abfließenden Anteil des Niederschlags auf eine Reihe von Boxen mit unterschiedlichen Verweilzeiten aufteilte und die Komponenten, nach Berücksichtigung des radioaktiven Zerfalls, im Fluss mischte. Der überproportional starke Tritiumverlust durch Verdunstung des höher konzentrierten Niederschlages im Sommer (Jahreszeiteneffekt) wurde durch Beimischung einer fiktiven tritiumfreien Komponente korrigiert. Mit dieser Methode konnten halbjährliche Mittelwerte der Tritium-Konzentration im Rheinwasser zufrieden stellend berechnet und der Beitrag der kerntechnischen Anlagen zur gesamten Tritiumfracht bis 1971 auf weniger als 5 % beziffert werden. Die prognostizierte rapide steigende Anzahl der Kernkraftwerke ließ bald eine exaktere Überwachung der großen Flüsse durch verbesserte Bilanzierungen in den großen deutschen Stromgebieten als notwendig erscheinen. ESSER (1980) entwickelte einen neuen Ansatz durch Kombination eines Sicker- und eines Drainage-Modells. Das Sickermodell simulierte die Passage der ungesättigten Bodenzone durch eine Reihe völlig durchmischter Einzelschichten, für die jeweils Wasser- und Tritiumgehalt bilanziert und der Überschuss an die nächst tiefer liegende Schicht weitergegeben wurde. Das Drainage-Modell nahm den Output des Sicker-Modells in zwei Linearspeichern auf. Diese simulierten zwei Grundwasserabflusskomponenten, die einerseits der porösen Matrix des Gesteins, andererseits den weitlumigeren Systemen von Klüften und Trennfugen zugeordnet wurden und sich deshalb in ihrer Dynamik unterschieden. Mit dieser Speicheranordnung konnte der Abfluss einer beprobten Quelle auf Basis von Monatswerten im zeitlichen Verlauf gut wiedergegeben werden, nicht jedoch die Tritium-Konzentration, die offensichtlich durch zusätzliche dämpfende Prozesse beeinflusst wurde.



Abbildung 4.2: Schematischer Aufbau des Modells von Esser (ESSER 1980)

Durch Implementierung von einem immobilen Speicher je Grundwasserstockwerk (Abb. 4.2) konnte schließlich auch der Verlauf des monatlichen Tritium-Gehaltes gut approximiert werden. Die immobilen Speicher wurden als nicht entwässerbare Poren des Gesteins interpretiert, die jedoch mit den mobilen Komponenten in diffusivem Stoff-

austausch stehen. Das Modell erlaubte dadurch auch Aussagen über die Bedeutung und Quantität von immobilen Wasserrücklagen.

KRAUSE (1988) übernahm die Modell-Vorstellungen von Esser zu großen Teilen. Er vereinfachte jedoch das Sicker-Modell, ohne Einschränkungen in der Simulationsgüte hinnehmen zu müssen, und nahm stattdessen die Zwischenspeicherung in einer Schneedecke in das Modell mit auf. Das Ziel lag in der Tritium-Bilanzierung großer Stromgebiete. Daher mussten zusätzliche Tritium-Ein- und -Austräge durch Überleitungen und kerntechnische Anlagen Berücksichtigung finden. In Zusammenarbeit mit REISEWITZ (1999) entstand die Software TRIBIL, die auf dem Bilanz-Modell von Krause basiert und unter dem Betriebessystem Linux läuft.

4.3 Das Modell-Konzept von TRIBIL

Das TRItium-BILanz-Modell TRIBIL stellt auf Monatswertbasis die Tritiumeinträge in ein System über Niederschläge, Wasserüberleitungen (z.B. Schifffahrts-Kanäle) und die Emission von kerntechnischen Anlagen einem Austrag über Verdunstung, Abfluss, Überleitungen in Nachbargebiete, sowie durch den radioaktiven Zerfall gegenüber. Systemintern findet nach einer möglichen Zwischenspeicherung in einer Schneedecke eine Aufteilung in einen evapotranspirierten Anteil, Direktabfluss, sowie - nach der Bodenzone - eine schnelle Passage der ungesättigten und eine träge Grundwasserkomponente statt. In Abhängigkeit der Aufenthaltszeiten erfahren die einzelnen Komponenten einen Tritium-Verlust durch radioaktiven Zerfall. Im Vorfluter mischen sich alle Anteile inklusive der Beiträge durch Kernkraftwerke und arbeitet flächenkonzentriert, also ohne räumliche Überleitungen. Das Modell Untergliederung. Der strukturelle Aufbau wird durch Abb. 4.3 graphisch veranschaulicht.

Da bisher nur Daten über gemessene Schneehöhen, nicht aber über Wasseräquivalente in der Schneedecke vorlagen, modifizierte WITTMANN (2002) die Vorgehensweise in der Art, dass jedem Monat das arithmetische Mittel der Schneehöhen des letzten Tages des Monats und des ersten Tages des Folgemonats zugewiesen wird. Über eine angenommene Dichte des Schnees von 200 kg/m³ lässt sich das Wasseräquivalent näherungsweise berechnen. Die Differenz der einzelnen Monatswerte entspricht der monatlichen Schneeschmelze bzw. Speicherung im Schnee.



Abbildung 4.3: Aufbau des Modells TRIBIL (verändert nach KRAUSE 1988)

Im anschließenden Schritt wird die Komponente des direkten Abflusses abgetrennt, die sowohl Oberflächenabfluss, als auch den Zwischenabfluss, der innerhalb des Monatszeitschrittes den Gebietsauslass erreicht, beinhaltet. Die Separation erfolgt mit dem nach Demuth modifizierten Wundt-Kille-Verfahren (DEMUTH 1993). Dabei werden die niedrigsten Abflüsse jeden Monats der gesamten Datenreihe der Größe nach geordnet aufgetragen (Abb. 4.4). Die unteren 5 % der Werte werden als anthropogen beeinflusst angenommen und ausgeschlossen. Es werden eine schrittweise Regression bis zum 50 %-Wert durchgeführt und anschließend so lange einzelne Werte mit einbezogen, bis der Korrelationskoeffizient maximal wird. Oberhalb dieses kritischen Punktes sind die Abflüsse, gemäß der Theorie des Verfahrens, durch direkte Komponenten beeinflusst. Die Trennlinie legt den Anteil des Basisabflusses am Gesamtabfluss fest.



Abbildung 4.4: Separation des Basisabflusses nach dem Demuth-Verfahren (DEMUTH 1993)

Nach dieser Separation sind die Anteile von Direkt- und Basisabfluss bekannt, und die einzelnen Werte können dem entsprechenden Monat in der langjährigen Reihe zugeordnet werden.

Innerhalb von TRIBIL werden alle Wasserflüsse von der zugehörigen Einzugsgebietsfläche "bereinigt" und in mm Wasserhöhe umgerechnet. Der separierte Basisabfluss passiert als Sickerwasser die ungesättigte Bodenzone. Im Modell ist für die Bodenpassage pauschal eine Zeitspanne von 6 Monaten festgelegt. Der radioaktive Zerfall wird entsprechend berücksichtigt. Die anfängliche Tritium-Konzentration ist durch die Messungen im Niederschlagswasser bestimmt. Die Verdunstung wird mangels der notwendigen Daten zur Berechnung der aktuellen Verdunstung vereinfacht als potentielle Evapotranspiration angenommen und vollständig aus dem Niederschlagswasser gespeist, weist also auch identische Tritium-Konzentrationen auf. Übersteigt die potentielle Verdunstung die monatliche Niederschlagshöhe, so wird das Defizit dem Grundwasserbereich mit den dort vorliegenden Tritium-Konzentrationen entnommen. Das Sickerwasser erreicht die gesättigte Zone und wird dort auf zwei Grundwasser-Stockwerke, einer schnellen und einer trägen Komponente, aufgeteilt. Der Aufteilungsfaktor g wird ebenfalls aus der Demuth-Separation ermittelt. Unter der Annahme, dass der träge Grundwasserabfluss konstant dem Wert am Schnittpunkt der Trennungslinie mit der Ordinate im Separations-Diagramm (Abb. 4.4), dem niedrigsten "unbeeinflussten" Abfluss während der gesamten Zeitreihe, entspricht, lässt sich für jeden Monat der Anteil des trägen und des schnellen Grundwasserabflusses berechnen:

$$g = \frac{HAU_{t}}{HAU}$$
(4.1)

mit g Anteil des trägen Grundwasserabflusses am gesamten Grundwasserabfluss [-]

- HAUt träger Grundwasserabfluss [mm/mon]
- HAU gesamter Grundwasserabfluss [mm/mon]

Die über die Demuth-Separation gewonnenen Abflusshöhen, sowie die Aufteilungsfaktoren werden auch zur Bestimmung des monatlichen Speicherzuflusses herangezogen. Streng genommen sind jene nur auf die Speicherausflüsse übertragbar. Somit stellt diese Annahme eine Vereinfachung der realen Verhältnisse dar, die im Hinblick auf die Intention des Modells, die Tritium-Bilanzierung, wohl tolerierbar ist. Anders als im Ansatz von Esser werden in TRIBIL keine Wasserflüsse modelliert. Im Mittelpunkt des Interesses stehen die Tritium-Konzentrationen. Niederschlag, Verdunstung und Gesamtabfluss werden als Messwerte oder vorher berechnete Größen eingelesen und dienen ausschließlich zur Gewichtung der Tritiumflüsse mit der jeweiligen Wassermenge. Analog zum Esser-Modell sind aber auch in TRIBIL die Grundwasserspeicher in jeweils einen mobilen und einen immobilen Bereich aufgeteilt. Die Sickerwasseranteile strömen in die mobilen Speicher. Die Tritiumgehalte werden durch lineare Mischungs-Gleichungen wie folgt berechnet:

$$TG_{i} = \frac{hS_{i} * TN_{i} * e^{-\lambda_{2}} + hG_{i-1} * TG_{i-1} * e^{-\lambda_{12}}}{hS_{i} + hG_{i-1}}$$
(4.2)

- mit TG_i Tritiumkonzentration im betrachteten Grundwasserspeicher im Monat i [Bq/I]
 - hS_i Sickerwasserzufluss zum betrachteten Speicher im Monat i [mm]
 - TN_i Tritium-Konzentration im Niederschlag im Monat i [Bq/I]
 - λ Zerfallskonstante von Tritium [1/a]
 - hG_{i-1} Füllhöhe des betrachteten Speichers im Monat i-1 [mm]

Im ersten Summand des Zählers ist der radioaktive Zerfall während des halben Jahres der Bodenpassage integriert. Den immobilen Speichern strömen Wassermengen entsprechend dem Zufluss zu den mobilen Speichern zu und verlassen sie, nach analoger Mischung, noch im gleichen Zeitschritt wieder, um erneut dem abflussfähigen Speicher beigemischt zu werden. Das jeweilige Volumen aller Speicher errechnet sich aus den Auslaufkonstanten über die Beziehung

$$h_G = \frac{h_{Zu}}{\beta} \tag{4.3}$$

 $\begin{array}{ll} \mbox{mit} & h_G & \mbox{Füllstand des Speichers [mm]} \\ h_{Zu} & \mbox{Zufluss zum Speicher [mm/mon]} \\ \beta & \mbox{Auslaufkonstante des Speichers [1/mon]} \end{array}$

Die Ausflüsse aus den abflussfähigen Speichern entsprechen den aus der Demuth-Separation hervorgegangenen Werten und addieren sich zum gesamten Grundwasserabfluss. Der Direktabfluss wird in der aktuellen Modellversion nicht verzögert, sondern erreicht innerhalb des Monatszeitschrittes mit der Tritium-Konzentration des Niederschlages den Gebietsauslass. Im Gerinne werden Grundwasser- und Direktabfluss, die Abgaben der Kernkraftwerke und die Überleitungen aus anderen Stromgebieten abflusshöhen-gewichtet gemischt. Der Abfluss in Nachbar-Stromgebiete hat die gleiche Konzentration wie das Flusswasser.

4.4 Eingangsdaten und Einschränkungen der angewendeten TRIBIL-Version

In der angewendeten Modellversion wurden einige softwareinterne Berechnungen deaktiviert. Die Datenreihen wurden extern kalkuliert und dann ins Modell eingelesen. Dazu zählten die gemessenen Schneehöhen, die als zuvor ermittelte Differenzen zwischen den Monatswerten (vgl. Kap. 4.3) in die Bilanzierung eingingen. Der unterirdische Abfluss wurde über die Demuth-Methode separiert, aus dem gleichen Verfahren resultierte die Reihe des Aufteilungsfaktors g. Der mittlere monatliche Abfluss der Vorfluter, der Gebietsniederschlag und die Tritium-Konzentrationen in Niederschlag und Oberflächenwasser wurden direkt von Messungen übernommen. Niederschlag und Verdunstung, ermittelt über das Penman-Monteith-Verfahren, wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) als Gebietswerte zur Verfügung gestellt. Für die Ermittlung der Tritium-Input-Funktion diente je Teileinzugsgebiet eine Reihe von vordefinierten gebietsnahen Stationen, deren gemessenen Tritium-Konzentrationen zu einem Gebietsmittelwert aggregiert wurden. Für die ersten Jahre der Berechnungsperiode lagen kaum Messungen aus der näheren Umgebung vor, so dass auf die langen Reihen der Stationen Stuttgart, Wien und Ottawa zurückgegriffen werden musste. Die Tritium-Input-Reihen lagen für die Berechnungen in dieser Arbeit schon aufbereitet von den Modell-Anwendungen von KÖNIGER ET AL. (2003) vor.

Einige Eingangsdaten waren noch nicht soweit aufbereitet, dass sie in die Berechnungen integriert werden konnten. Dazu zählten die Emissionen der kerntechnischen Anlagen, die ohnehin nur als Quartalssummen verfügbar sind, sowie Daten zur Wasserförderung und Überleitung über die Einzugsgebietsgrenzen hinaus. In absehbarer Zeit sollen auch tägliche Werte der Schneehöhen als Wasseräquivalent vorliegen. Es ist damit zu rechnen, dass unter zukünftiger Einbeziehung dieser Informationen weitere Verbesserungen der Bilanzierungs-Ergebnisse möglich sein werden.

4.5 Verknüpfung von TRIBIL und TAC^D

TRIBIL ist hinsichtlich der Modellstruktur, die Natursysteme durch Speicheranalogien nachbildet, zu den konzeptionellen Modellen zu zählen. Es ist aber auch Teil der TRIBIL-Modellphilosophie, eine möglichst einfache Beziehung zwischen gemessenen Ein- und Austragsdaten herzustellen. Ablaufende Prozesse werden bewusst stark vereinfacht und durch Gebietsmittelwerte in einem flächenkonzentrierten Modellansatz umgesetzt. Diese Vorgehensweise ist stark an Black-Box-Modelle angelehnt, die auch ohne detaillierte Kenntnis der Gebietsausstattung den System-Input in einen Output umwandeln. Es steht nicht eine Simulation, sondern die letztendlich resultierende Bilanz im Vordergrund. Ein geringerer Rechenaufwand steht einer größeren Abhängigkeit von gegenüber. Des Weiteren besteht die Gefahr, den Messdaten dass die Interpretierbarkeit auf die Endergebnisse beschränkt bleibt, da Prozesse und Systemelemente nur stark vereinfacht das mittlere Verhalten des Gesamtsystems darstellen und keine konkreten Aussagen über punktuelle Veränderungen gestatten. Die Einbindung von Datenreihen, die mit dem Wasserhaushaltsmodell TAC^D simuliert worden waren, verfolgte im Hinblick auf die TRIBIL-Anwendung zwei grundlegende Ziele:

- Substituierung mangelhafter Datenreihen der Verdunstung (bisher keine Daten über aktuelle Verdunstung) und , sofern möglich, der Schneespeicherung
- Physikalisch basierte Aufteilung auf verschiedene Abflusskomponenten und dadurch bessere Interpretierbarkeit des sehr formalen Modells, da auch veränderte Systembedingungen miterfasst werden können

4.6 Fazit

Das schwere Wasserstoff-Isotop Tritium eignet sich als idealer Tracer zur Erforschung der Dynamik vor allem der unterirdischen Wasser-Vorkommen, die sich sonstigen Messmethoden entziehen. Charakteristische Signale der Input-Funktion wurden durch die Kernwaffentests der 1950er und 1960er Jahre freigesetzt, sind jedoch inzwischen bis nahe an die Grenze der quantitativen messtechnischen Erfassung abgeklungen, so dass zunehmend die Emissionen von kerntechnischen Anlagen in den Vordergrund rücken. Um die im Umlauf befindlichen Tritium-Mengen rechnerisch erfassen zu können, wurden Bilanz-Modelle entwickelt, die somit auch in den Dienst einer Überwachung der kerntechnischen Anlagen gestellt werden können. Das Tritium-Bilanz-Modell TRIBIL, das inzwischen als Software vorliegt, ist ein flächenkonzentriert auf Monatsbasis arbeitendes konzeptionelles Modell. Neben dem Direktabfluss werden eine schnelle und eine träge Grundwasserkomponente unterschieden. Die Wasserflüsse werden, soweit möglich, aus Messdaten übernommen, so dass die Tritiumkonzentrationen deutlich im Vordergrund der Modellierung stehen. Zu den Schwächen des Modells zählen die Annahme der potentiellen statt der aktuellen Verdunstung, sowie eine die physikalischen Bedingungen stark vereinfachende Konzeption, die mutmaßlich die Güte, zumindest aber die Aussagekraft der Ergebnisse limitiert. Durch Integration von Datenreihen, die mittels des Wasserhaushaltsmodells TAC^D simuliert wurden, sollten diese Modellschwächen weitgehend eliminiert und die Aussagekraft erhöht werden.

5 Theoretische Grundlagen des Wasserhaushaltsmodells TAC^D

5.1 Die Modellentwicklung

In seiner ursprünglichen Form wurde TAC, das <u>tracer <u>a</u>ided <u>c</u>atchment model, als semidistribuiertes konzeptionelles Einzugsgebietsmodell von UHLENBROOK (1999) entwickelt. Es bestand im Wesentlichen aus drei Modulen, wobei das Schnee- und das Boden-Modul dem HBV-Modell entnommen sind (BERGSTRÖM 1976, zitiert in UHLENBROOK 1999).</u>



Abbildung 5.1: Modularer Aufbau des TAC-Modells (UHLENBROOK 1999)

Das Abflussbildungs-Modul entstand auf der Basis von langjährigen tracer-gestützten Feldforschungen im 40 km² großen Einzugsgebiet der Brugga im Südschwarzwald. Es sollte das infolge der Voruntersuchungen verbesserte Verständnis von Prozessen in der Mesoskale in physikalisch interpretierbare Modellkonzepte umsetzten. Die Struktur von TAC wurde bewusst einfach gehalten, um einerseits den Datenbedarf zu minimieren und einer Überparametrisierung vorzubeugen, andererseits die Handhabung und Anwendung in anderen Einzugsgebieten so unproblematisch wie möglich zu gestalten. An Eingangsdaten wurden Zeitreihen des Niederschlags, der Lufttemperatur, sowie der potentiellen Verdunstung benötigt. Um Tracerkonzentrationen simulieren und gegebenenfalls die Ergebnisse als weiteren Validierungsparameter heranziehen zu können, war auch das Einlesen der Tracerkonzentrationen in den verschiedenen Abflusskomponenten ins Modell möglich. Kernpunkt des Modellkonzepts war die räumlich differenzierte Behandlung der dominierenden Abflussbildungsprozesse auf den

mittels einer Raumgliederung abgegrenzten Flächentypen des Einzugsgebietes. Da das räumlich und zeitlich sehr variable Wirkungsgeflecht hydrologischer Vorgänge in größeren Skalen nicht mehr darstellbar ist, bedient sich dieser Ansatz der Vorstellung, dass Flächen mit bezüglich definierter Kriterien einheitlicher physiographischer Ausstattung durch einen flächentypischen Abflussbildungsprozess dominiert werden und durch dessen Beschreibung in ihrem hydrologischen Verhalten charakterisiert werden können (FLÜGEL 1995, PESCHKE ET AL. 1999). Die Ausweisung solcher Teilflächen durch eine Raumgliederung stellte einen Schlüsselpunkt der Modell-Anwendung dar. In der semi-distribuierten Version TAC wurde außer der Raumgliederung auch eine Unterteilung in Höhenstufen mit äquidistantem Abstand von 100 Höhenmetern (im Beispiel des Brugga-Einzugsgebietes) vorgenommen, um die Höhenabhängigkeit der Input-Daten über Regionalisierungsverfahren berücksichtigen zu können.

5.2 Die TAC-Module

5.2.1 Das Schnee-Modul

Das Schnee-Modul basierte auf dem Tag-Grad-Verfahren, einer vereinfachten Beschreibung des Wärmeflusses von der Atmosphäre zur Schneedecke (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996), und wurde dem HBV-Modell entnommen. Es hat einen geringen Datenbedarf und relativ wenige Parameter. Niederschlag, der bei einer Lufttemperatur unterhalb eines definierten Schwellenwertes fällt, wird als Schnee simuliert und in einer Schneedecke gespeichert. Bei Überschreitung des Schwellenwertes findet Schneeschmelze statt gemäß der Formel

$$melt(t) = CFMAX * (T(t) - TT)$$
(5.1)

mit	melt(t)	Schmelzwasser am Tag t [mm/d]	
	CFMAX	Tag-Grad-Faktor [mm/°C*d]	
	T(t)	auf die Höhenstufe bezogenens Tagesmittel der	
		Lufttemperatur am Tag t [°C]	
	TT	Temperaturschwellenwertparameter [°C]	

Der Tag-Grad-Faktor entspricht dem Wasseräquivalent in mm, das pro Tag und Grad Überschreitung des Temperatur-Schwellenwertes durch Schmelze freigesetzt wird. SEIBERT (2000) gibt (für Schweden) einen Wertebereich von 1,5 bis 4 mm/°C*d an, BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1996) nennen 4 bis 5 mm/°C*d, wobei auch mit weit

abweichenden Werten zu rechnen sei. Das Schmelzwasser des Schnee-Moduls kann zum Teil in der Schneedecke festgehalten werden, bevor es zum Abfluss kommt und im Falle einer Unterschreitung des Temperatur-Schwellenwertes wieder gefrieren.

5.2.2 Das Boden-Modul

Das Boden-Modul von TAC ist ebenfalls dem HBV-Modell entnommen. Es beschreibt die Interzeptions- und Muldenspeicherung an der Bodenoberfläche, sowie Speicherung und Sickerung in der ungesättigten Zone durch eine zentrale Funktion:

$$\frac{\operatorname{rech}\operatorname{arg} e}{P} = \left(\frac{S_{sm}}{FC}\right)^{BETA}$$
(5.2)

mit	recharge Weiterleitung zum Abflussbildungs-Modul [mm]	
	Р	Zufluss zum Schnee-Modul [mm]
	S _{sm}	Bodenfeuchte [mm]
	FC	Feldkapazität, maximale Wasserspeicherung im Boden
		[mm]
	BETA	Modellparameter [-]

Der Anteil der Weiterleitung zur Abflussbildung am Input zum Boden-Modul wird als Funktion des relativen Füllstandes des Bodenspeichers dargestellt. Diese Beziehung kann bodenspezifisch durch den Parameter BETA flexibel angepasst werden. UHLENBROOK (1999) gibt für BETA einen Wertebereich von 0,3 bis 6 an, wobei umso mehr Wasser im Boden zurückgehalten wird, je größer der BETA-Wert ist. Der große Vorteil dieser Umsetzung der Prozesse im Boden gegenüber den Bodenroutinen vergleichbarer Modelle wie PRMS oder TOPMODEL ist, dass nicht erst ein Schwellenwert der Bodenspeicherfüllung erreicht werden muss, bevor eine Weitergabe in die Abflussbildung erfolgt. Auch in der Natur werden lange vor Sättigung des Bodens Wasserflüsse, beispielsweise in Makroporen, beobachtet (UHLENBROOK 1999).

Im Boden-Modul erfolgt auch die Berechnung der aktuellen Verdunstung, die aus den Bodenwasservorräten gespeist wird:

$$ET_a = ET_p$$
 für $S_{sm} \ge LP * FC$ (5.3)

$$ET_a = ET_p * \frac{S_{sm}}{LP * FC} \qquad \qquad \text{für} \qquad S_{sm} \triangleleft LP * FC \qquad (5.4)$$

mitETppotentielle Evapotranspiration [mm]ETaaktuelle Evapotranspiration [mm]

Der Parameter LP legt den Anteil der Feldkapazität fest, ab dessen Unterschreitung durch die aktuelle Bodenfeuchte die potentielle Verdunstung linear abgemindert wird. Die Wirkung des Boden-Moduls auf die Verdunstung wird durch Abb. 6.4 verdeutlicht.

Erwähnenswert ist auch, dass der Zufluss zum Schnee-Modul im Modell millimeterweise erfolgt und nach jedem Millimeter-Schritt die Bodenfeuchte und die Weiterleitung zum Abflussbildungs-Modul neu berechnet wird.

5.2.3 Das Abflussbildungs-Modul

Die hydrologischen Prozesse, die durch zahlreiche Tracer-Versuche und Geländebegehungen im Brugga-Einzugsgebiet identifiziert und in ihrer Dynamik untersucht werden konnten, sollten in einem neu entwickelten Abflussbildungs-Modul durch adäquate Speicherkonzepte umgesetzt werden. Dabei wurde jeder Raumgliederungsklasse ein dominierender Prozess zugeordnet und dessen Simulation durch einzelne oder in Reihe geschaltete lineare und nicht lineare Speicher realisiert. Diese ursprüngliche Modell-Version unterschied im Brugga-Einzugsgebiet sieben verschiedene Abflussbildungszonen. Neben einem kontinuierlich aktiven Ausfluss und gegebenenfalls der Möglichkeit zum Überlauf besaßen alle Speichersysteme, außer jenem des Flächentyps "Sättigungsfläche", eine vertikale Abfluss-Komponente, die als Perkolation konstanter Flussrate dem tiefen Kluftgrundwasser zugeführt wurde. Der Wassertransport durch den Kluftaquifer wurde mit Hilfe flächenkonzentrierter mathematischer Fließmodelle (vgl. Kap. 3) simuliert.

Innerhalb jeder Teilfläche gleichen dominierenden Abflussbildungsprozesses wurden die Inputgrößen in Abhängigkeit der topographischen Höhenstufe regionalisiert. Schneeund Boden-Modul kamen überall in der gleichen Form zum Einsatz – mit Ausnahme der Sättigungsflächen, die kein Boden-Modul erhielten – wurden aber jeweils unterschiedlich parametrisiert. Im Abflussbildungs-Modul fanden schließlich die unterschiedlichen hydrologischen Verhaltensweisen der Flächentypen durch die differierenden Speichersysteme Ausdruck.

Das semi-distribuierte Modell TAC kam im Einzugsgebiet der Brugga mit einer zeitlichen Auflösung von Tagesschritten zum Einsatz. Da die Fließzeiten im Gewässernetz nur wenige Stunden betragen, wurde davon ausgegangen, dass aller gebildete Abfluss noch während des gleichen Zeitschrittes den Gebietsauslass erreicht. Daher konnte der Wellenablauf im Gerinne vernachlässigt und auf ein Routing-Modul zugunsten einer kleineren Anzahl der Parameter verzichtet werden.

5.3 Die Weiterentwicklung zu TAC^{D} :

Das Modell TAC war durch die Zeitschrittlänge von einem Tag auf die Simulation des längerfristigen Wasserhaushaltes limitiert und nicht darauf ausgelegt, zeitlich hoch aufgelöste dynamische Prozesse nachzuvollziehen. Zusätzlich fehlte für weiterführende Studien durch die relativ grobe räumliche Auflösung die Möglichkeit, kleinräumige Muster der physiographischen Ausstattung und des hydrologischen Verhaltens, sowie die Interaktion zwischen benachbarten Flächen zu betrachten. All dies machte eine feinere räumliche Distribuierung des Modellierungs-Gebietes erstrebenswert und führte zur weiterentwickelten Modell-Version TAC^D (tracer aided catchment model, distributed) (Ro-SER 2001). Erste grundlegende Neuerung in TAC^D ist die flächendifferenzierte Bertrachtung des Untersuchungsraumes auf der Basis von Rasterzellen. Die Auflösung kann, in Abhängigkeit der verfügbaren Daten, frei gewählt werden. Die Untersuchung kleinräumigerer Vorgänge macht gleichzeitig eine Verkürzung der Modellierungszeitschritte möglich und nötig. Dabei ist es von großer Bedeutung, dass Zeit- und Raumskala aufeinander abgestimmt sind (vgl. Kap. 8.2.3). Der zweite zentrale Aspekt der Modell-Überarbeitung ist die direkte Einbindung von TAC^D in die Programmumgebung des Geographischen Informationssystems PCRaster.

5.3.1 Die Einbindung von TAC^D in das GIS PCRaster

PCRaster ist ein Geographisches Informationssystem, das an der Universität von Utrecht in den Niederlanden enwickelt wurde. Die aktuelle Version 2 ist seit 1994 verfügbar (PCRASTER TEAM (A)) und bietet die attraktive Option einer "high level linkage" zwischen dem GIS und einem dynamischen Modell. Für die meisten Modellanwendungen dient ein Geographisches Informationssystem lediglich der Speicherung und Visualisierung der Modellierungsergebnisse. Dafür ist ein aufwendiger Datentransfer notwendig, sofern GIS und Modell nicht auf die gleiche Datenbank zugreifen. In PCRaster kann der Programm-Quellcode direkt vom GIS selber ausgeführt werden, wodurch neue Möglichkeiten der zeitschrittweisen Datenverarbeitung und -visualisierung gegeben sind. Jede räumlich verteilte Modell-Variable kann für jeden beliebigen Zeitschritt als Karte ausgegeben werden. Dies bedeutet eine unschätzbare Hilfe bei der Kontrolle der Funktionsweisen eines Modells, sowie bei der Modell-Kalibrierung. Für diese enge Verknüpfung wurde eine eigene Programmiersprache, die Dynamic Modelling Language, entwickelt, die eine umfangreiche Bibliothek spezifisch geographischer und hydrologischer Operatoren bereitstellt (PCRASTER TEAM (B)). Die einfache Struktur und Syntax der Sprache erlaubt eine unproblematische Einarbeitung in kurzer Zeit. Dem Nachteil der begrenzten Anwendbarkeit einer einfachen und sehr fachbezogenen Programmiersprache kann durch die mögliche Einbindung externer Delphi- und C++ -Funktionen begegnet werden (ROSER 2001).

PCRaster untergliedert die Landschaft in Rasterzellen, wobei jede Zelle als Informationsspeicher dient. Sie enthält sowohl Attribute, die die Zelle selber beschreiben, als auch Interaktionen mit benachbarten Zellen. Da somit auch Informationen gespeichert und verarbeitet werden können, die über den 2-dimensionalen Charakter der Zelle hinausgehen, wird diese Art der Darstellung als 2,5D bezeichnet.

Modell-Skripten, die in der Dynamic Modelling Language verfasst und aus PCRaster aufgerufen werden, müssen einer vorgegebenen Struktur aus fünf Komponenten entsprechen:

binding: In diesem Teil werden alle Modellvariablen den Eingangsdaten am jeweiligen Speicherort zugewiesen. Es wird festgelegt, wohin Ergebnisdateien unter einem zu definierenden Namen abgelegt werden sollen. Bei einer Umorganisation der Speicherorte oder beim Einlesen neuer Daten muss nur die Zuweisung im Binding-Teil unter geringem Aufwand umgeändert werden, während die restlichen Programmabschnitte unverändert bleiben können.

areamap: In diesem kurzen Abschnitt erfolgt lediglich die Zuweisung der grundlegenden Karte, der so genannten *clone*, deren Ausdehnung und Koordinaten allen Berechnungen zugrunde liegt.

timer: Es werden Modellierungsbeginn und -ende, sowie die Zeitschrittlänge definiert

initial: Dieser Teil kann neben der Zuweisung der Anfangswerte auch Rechenoperationen enthalten, die aber nur einmal vor dem ersten Zeitschritt durchlaufen und dann entweder als Konstanten beibehalten werden, oder als Variable vom dynamic aufgenommen werden.

dynamic: Hierbei handelt es sich um die eigentlichen Modellanweisungen, die sukzessive abgearbeitet und entsprechend einer Schleife in jedem Zeitschritt erneut durchlaufen werden. Dabei dienen Berechnungsergebnisse des Zeitschritts i als Eingangsgrößen für den Zeitschritt i+1.

Als Eingangsdaten für das Modell können sowohl Karten im PCRaster-Format, als auch Zeitreihen als Ascii-Dateien dienen. Als Ergebnis können analoge Formate wahlweise auch vom Programm ausgegeben werden.

5.3.2 Laterale Fließprozesse

Auch der flächendifferenzierten Modell-Variante liegt eine Raumgliederung aufgrund dominierender Abflussbildungsprozesse zu Grunde. In TAC^D kann eine Fläche einheitlichen Abflussbildungstyps bis auf die Größe der einzelnen Rasterzelle weiter untergliedert werden. Nach der Definition von nachbarschaftlichen Beziehungen können Interak-

tionen zwischen den Zellen beschrieben werden, wobei der Wasserfluss auf die Richtung des stärksten Oberflächengefälles festgelegt ist. So erhält jede Zelle einen Input aus der Oberliegerzelle, sofern vorhanden, und gibt ihrerseits ihren Output an den Unterlieger weiter, bis ein Gerinne erreicht ist. Da die Speicher- und Auslaufprozesse innerhalb der Zellen durch Speichersysteme konzeptionalisiert sind, ergibt sich durch diese laterale Vernetzung eine komplexe Struktur von Speicherkaskaden (Abb. 5.2).



Abbildung 5.2: Beispiel einer Konzeptionalisierung der lateralen Fließprozesse durch Speicherkaskaden im Modell TAC^D (ROSER 2001)

Im Gegensatz zum semi-distribuierten TAC bietet die vollständige Flächendifferenzierung einerseits die Möglichkeit, die Dynamik der Prozesse zellenweise durch Integration der lokalen Hangneigungen in hoher räumlicher Auflösung zu berücksichtigen. Andererseits ist die Lage der Zellen zueinander bekannt, so dass die Fließwege und –strecken bis zum nächsten Gerinne, sowie die damit verbundenen Verzögerung aufgrund der Retention exakter nachgebildet werden können. Im Modell kann sich ein sehr engmaschig verzahntes Muster von Abflussbildungs-Prozessen und Systemzuständen (z.B. Speicherfüllhöhen) ausbilden, was eine wesentlich bessere Abbildung der natürlichen Bedingungen erlaubt.

5.3.3 Sonstige Modellerweiterungen

TAC^D benötigt die potentielle Verdunstung als Eingangsgröße. Diese muss wiederum aus klimatischen Messgrößen mittels eines indirekten Verfahrens zur Berechnung der Verdunstung bestimmt werden. ROSER (2001) und OTT (2002) führten diese Berechnung in einem separaten Verdunstungsmodell durch, das mit TAC^D gekoppelt war. Durch die sehr flexible und leicht erweiterbare Umsetzung des Modells in der dynamic modelling language von PCRaster lassen sich individuell angepasste Verfahren zur Regionalisierung der Klima-Input-Daten unproblematisch im Modell-Skript einbinden.

Wasser- und Siedlungsflächen werden in einem eigenen Teilmodul behandelt. Der Niederschlag, der direkt auf das Gerinne fällt, wird ohne Verzögerung an den Gerinneabfluss übergeben. In Siedlungen wird in Abhängigkeit des Versiegelungsgrades ein Anteil des Wassers zurückgehalten und dem Boden-Modul zugeführt, während das restliche Wasser während des selben Zeitschritts von der urbanen Fläche ins nächste Gerinne geleitet wird. Größere Wasserflächen, z.B. Seen, werden durch das Modell nicht gesondert behandelt, da in den bisherigen Modellierungsgebieten keine Flächen dieses Typs auftraten.



Abbildung 5.3: Codierung der Fließrichtung nach dem D8-Prinzip

Die Vernetzung der Rasterzellen untereinander ist durch die Festlegung der Entwässerungsrichtung gegeben. Zu diesem Zweck bietet PCRaster die Operation "local drain direction" (ldd). Auf Basis des digitalen Geländemodells (DGM) des Untersuchungsgebietes wird für jede Zelle die Richtung des größten negativen Höhengradienten ermittelt. Dabei sind orthogonal und diagonal insgesamt acht Entwässerungsrichtungen möglich. Diese Informati-

on wird in der Zelle gespeichert, indem die Richtung durch die entsprechende Ziffer des Nummernblocks einer Computertastatur codiert wird (Abb. 5.3).Der Fünf kann keine Richtung zugeordnet werden, daher symbolisiert sie abflusslose Zellen in Senken. Auf diese Art und Weise entstehen, unter der Bedingung eines senkenfreien DGM, durchgehende Entwässerungsbahnen, die alle am tiefsten Punkt des Gebietes zusammenlaufen. Intern besteht eine solche Karte nur aus Ziffern zwischen 1 und 9, kann aber, sofern als Datentyp "Idd" deklariert, von PCRaster direkt als Entwässerungsnetz ("local drain direction network") interpretiert werden. Der Ansatz ist als D8-Verfahren oder "one-directional flow" bekannt (ROSER 2001).

Aufgrund von Zeitschrittlängen, die deutlich kürzer sind, als die Fließzeiten im Gerinne, wurde in Anwendungen von TAC^D die Berücksichtigung des Wellenablaufs im Gerinne, und somit ein Routing-Modul erforderlich. Hierfür wurde auf eine weitere Funktion von PCRaster namens "kinematic" zurückgegriffen, welcher der kinematische Wellenansatz zu Grunde liegt. Der Ansatz ist auf relativ große Sohlgefälle (> 0,1%) und Gerinneabschnitte ohne bedeutende Rückstaueffekte beschränkt (ROSER 2001).

5.4 Fazit

Die semi-distribuierte konzeptionelle Modell-Version TAC besaß einen modularen Aufbau, wobei Schnee- und Boden-Modul direkt dem HBV-Modell entnommen worden waren. Das Abflussbildungs-Modul war Resultat des Prozessverständnisses, das nach umfangreicher experimenteller Tätigkeit im mesoskaligen Einzugsgebiet der Brugga im Südschwarzwald erlangt worden war. Nach einer Raumgliederung wurden den unter-Flächentypen dominierende Abflussbildungsmechanismen zugeordnet, schiedlichen welche das entsprechende Modell-Modul durch Kombination linearer und nicht-linearer Speicher nachbildete. TAC arbeitete in Tagesschritten und war daher auf die Beschreibung des längerfristigen Abflussverhaltens limitiert. Der Wunsch, auch einzelne Hochwasserereignisse simulieren zu können und die Prozesse differenzierter in ihrer räumlichen Interaktion betrachten zu können, führte zu der Erweiterung zur distribuierten Modell-Version TAC^D. Das Arbeiten auf Basis von Rasterzellen kleiner Zellweite erlaubt wesentlich kürzere Modell-Zeitschritte. Die Einbindung der dynamischen Modellierung in das Geographische Informationssystem PCRaster gestattet umfangreiche Möglichkeiten der Auswertung und Visualisierung und durch die leicht erlernbare programmeigene "dynamic modelling language" eine unproblematische Adaption des Modells an die individuellen Belange und Gegebenheiten. Die einzelnen Rasterzellen sind durch ein Entwässerungsnetz miteinander verbunden. Aufgrund der Konzeptionalisierung der Prozesse durch Speicheranalogien bilden sie ein vernetztes System aus Speicherkaskaden. Die Dynamik verschiedener Abflusskomponenten lässt sich durch diese Umsetzung sehr flexibel an Naturbeobachtungen angleichen.

6 TAC^D: Datenaufbereitung und Modelladaption

6.1 Räumliche Diskretisierung

Sämtliche Raumdaten für die Modellanwendung wurden dem HAD (Hydrologischer Atlas von Deutschland, BMU 2003) entnommen. Die Daten liegen darin zumeist in Rasterformat mit einer Auflösung von 500 x 500 m² vor, daher sollten auch die Klimadaten und alle Modelloperationen auf Basis eines Rasters dieser Auflösung verarbeitet werden. Im Laufe der Modell-Kalibrierung kristallisierte sich sehr bald eine Dissonanz zwischen der gewählten räumlichen Auflösung und dem Modellzeitschritt von einem Monat heraus. Die laterale Weiterleitung des Wassers erfolgte zu langsam, woraus eine zu starke Verzögerung des Abflusses resultierte (vgl. Kap. 8.2.3). Da eine Verkürzung der Zeitschritte auf Grund der Datenlage nicht in Frage kam, musste unter der Tolerierung von Informationsverlusten die Rasterweite auf 2 000 m vergrößert werden. Zur Aggregierung der Rasterzellen bietet PCRaster die Funktion "resample" an. Dies bedeutete eine Verringerung der Zellenanzahl von ursprünglich 184 218 im gesamten Weser-Einzugsgebiet um den Faktor 16. Der TAC^D-Anwendung im Wesergebiet lag demach eine *clone* (vgl. Kap. 5.3.1) mit 11 571 Rasterzellen von 2 000 x 2 000 m² zu Grunde.

6.2 Aufbereitung der Klimadaten

6.2.1 Niederschlag

Die Monatswerte der Periode 1951-99 lagen schon aus dem TRIBIL-Projekt vor, allerdings mit der Einschränkung, dass die Niederschlagshöhen bereits durch den Deutschen Wetterdienst (DWD) zu Gebietswerten für die 8 TRIBIL-Teileinzugsgebiete aggregiert worden waren, also keine räumliche Differenzierung innerhalb der Teilgebiete mehr bestand. Um die Vorteile eines flächendetaillierten Modells ausnutzen zu können, war demnach eine Disaggregierung von Nöten. Die Niederschlagshöhe ist, insbesondere in Regionen mit ausgeprägtem advektiven Luftmassentransport, stark mit der Geländehöhe korreliert, bedingt durch die Bedeutung des orographischen Niederschlagshöhe zu ermitteln und auf diesem Wege jeden Zellwert einzeln zu modifizieren.

Die Bestimmung des Höhengradienten erfolgte für jedes Teilgebiet getrennt unter Zuhilfenahme der ArcView-Extension "X-Section Utility". Entlang frei wählbarer Profillinien können in benutzerdefinierbaren Intervallen die Werte der aktiven Themen ausgelesen werden. In diesem Falle waren dies neben dem digitalen Geländemodell (DGM) die Karten "Mittlere korrigierte Niederschlagshöhen der hydrologischen

Werra

Weser I

Weser II

Weser III

Aller

Weser IV

Weser V

Halbjahre" (Klimanormalperiode 1961-90) aus dem HAD. Somit konnten jeweils für die hydrologischen Halbjahre über eine Regression der korrespondierenden Werte der Gelände- und der Niederschlagshöhe die Gradienten und die zugehörigen Bestimmtheitsmaße berechnet werden. Für jedes Teilgebiet wurden mehrere Profile ausgewählt. Im Sinne einer repräsentativen Stichprobe sollten die Profillinien möglichst ausgeprägte Reliefextreme beinhalten, sowie in unterschiedlichen Himmelsrichtungen orientiert sein, um den Einfluss der dominierenden westlichen Strömungsrichtungen auf die Gradienten in geeignetem Maße zu berücksichtigen. Für die Teilgebiete ergaben sich verschieden stark ausgeprägte Zusammenhänge und Geradensteigungen (Tab. 6.1).

	hydrologisches Sommer jahr	drologisches Sommerhalb- jahr		hydrologisches Winterhalb- jahr	
Gebiet	N-Gradient [mm/100m]	r²	N-Gradient [mm/100m]	r²	
Eulda	7.5	0.73	12.7	0.62	

0.60

0,53

0,41

0,92

0,82

0,00

0,21

8,3

9,5

7,2

16,3

13.5

8,2

22,7

0.62

0,55

0,31

0,91

0,86

0,26

0,29

5,5

5,7

6,0

10,3

9,0

0,2

28,3

 Tabelle 6.1:
 Gradienten und Bestimmtheitsmaße aus den Regressionen der Geländeund der Niederschlagshöhen in den Weser-Teileinzugsgebieten



Abbildung 6.1: Zusammenhang zwischen Geländehöhe und monatlichem Niederschlag des hydrologischen Sommerhalbjahres im Einzugsgebiet Weser III

Abb. 6.1 zeigt beispielhaft einen sehr guten Zusammenhang zwischen Gelände- und Niederschlagshöhe. Dagegen waren in den sehr flachen Teilgebieten Weser IV und Weser V keine signifikanten Korrelationen feststellbar. Hier hat das geringe Relief offensichtlich keinen Einfluss auf die Niederschlagsbildung. Die Gradienten sind in den hydrologischen Winterhalbjahren in allen Teilgebieten außer Weser V deutlich größer als im Sommerhalbjahr. Hierin kommt die stärkere Prägung der winterlichen Witterung durch zyklonale Wetterlagen mit advektiven Niederschlägen zum Ausdruck, während im Sommer gerade die tief liegenden Beckenlandschaften intensive Konvektiv-Niederschläge erhalten. Letztere schwächen die Höhenabhängigkeit des Niederschlags ab. Durch die Unterscheidung der Gradienten in den hydrologischen Halbjahren können die jahreszeitlich verschiedenen vorherrschenden Mechanismen der Niederschlagsbildung in der Regionalisierung Berücksichtigung finden. Unter der Annahme der flächendeckenden Gültigkeit der ermittelten Gradienten innerhalb der Teilgebiete und während der hydrologischen Halbjahre konnte der monatliche Gebietsniederschlag jeweils der mittleren Geländehöhe zugewiesen und zellenweise die Werte, abhängig von der Meereshöhe, korrigiert werden. Die Voraussetzung eines festen Höhengradienten stellt bei Betrachtung von Einzelereignissen eine unzulässige Vereinfachung dar, kann jedoch bei der ausschließlichen Berechnung von Monatswerten zu einer akzeptablen Flächendifferenzierung führen, was durch die zum Teil hohen Bestimmtheitsmaße der Regressionen belegt wird.

Da die Niederschlagsdaten bereits vor der Aggregierung zu Gebietswerten durch den DWD hinsichtlich systematischer Fehler korrigiert worden waren, konnte auf weitere Korrekturverfahren verzichtet werden.

6.2.2 Lufttemperatur

Daten der Monatsmittel der Lufttemperatur standen für die hydrologischen Jahre 1951-99 von 30 Stationen im Einzugsgebiet der Weser oder in unmittelbarer Nähe dazu zur Verfügung (vgl. Abb. 6.2, Tabelle der Stationen im Anhang). In bisherigen TAC^D-Anwendungen in mesoskaligen Einzugsgebieten konnte die Temperatur, unter der Annahme, dass sie nur von der Höhe abhängig ist, über je Zeitschritt ermittelte Höhengradienten regionalisiert werden. Dieses Verfahren ist in einem makroskaligen Gebiet nicht mehr anwendbar, da noch weitere Einflussgrößen auf die Lufttemperatur wirken. So können gleichzeitig verschiedene Großwetterlagen Einfluss auf Teile des Einzugsgebietes ausüben und deutlich differierende Temperaturverhältnisse unabhängig von der Höhenlage schaffen. Zur Erfassung dieser räumlichen Muster bot sich die Anwendung eines geostatistischen Interpolationsverfahrens an. Dazu musste zunächst der Höheneinfluss gänzlich eliminiert werden, indem für jeden Zeitschritt alle

Stationswerte auf die potenzielle Temperatur in Meereshöhe umgerechnet wurden. Hierfür war ein Höhengradient der Lufttemperatur erforderlich, der sich monatsabhängig aus den Stationswerten und den zugehörigen Höhenlagen ermitteln ließ. Es zeigte sich, dass der Gradient ohne Jahresgang als für die Modellierungsperiode konstant mit –0,5 K/100 m angenommen werden konnte.





Nach der Umrechnung der Werte jeder Station auf Meeresniveau konnte die Interpolaton zwischen den Lagepunkten der Stationen mittels Inverse-Distance-Weighting (IDW) durchgeführt werden. Dieses Verfahren bezieht alle Stationswerte innerhalb eines definierten Radius für die Interpolation mit ein, geht aber davon aus, dass der Einfluss weit entfernter Stationen geringer ist. Deshalb gewichtet es die Stationswerte bei steigendem Abstand der Station abnehmend:

$$z(x_0) = \frac{\sum \left(z(x_i) * d_i^{-p} \right)}{\sum d_i^{-p}}$$
(6.1)

mit $z(x_0)$ interpolierter Wert am Punkt x_0

- $z(x_i)$ interpolierter Wert am Ort x_i
- d_i Enrfernung der Interpolationsstelle von der Stützstelle
- p Gewichtung des Entfernungsreziproks

Die Gewichtung des Entfernungsreziproks ist durch den Anwender zu definieren und wurde in dieser Arbeit, wie in den meisten Fällen, auf 2 gesetzt.

Das Ergebnis der IDW-Interpolation war eine räumliche Verteilung der Monatsmitteltemperatur der Luft bei einer auf Meeresniveau reduzierten Höhenlage. Mit Hilfe des digitalen Geländemodells und des Höhengradienten der Lufttemperatur war eine Korrektur eines jeden Zellenwertes durch Anhebung auf die wahre Geländehöhe leicht möglich. Dies führte zu dem Endresultat einer räumlichen Verteilung der Lufttemperatur, die sowohl die Muster der jeweiligen Wetterlagen, als auch den Einfluss der Geländehöhe mit einbezieht (Abb. 6.2).

6.2.3 Potentielle Verdunstung

Die vom DWD zur Verfügung gestellten Daten waren ebenfalls bereits zu Gebietswerten für die Teileinzugsgebiete aggregiert. Eine Disaggregierung der Verdunstung bei unzureichend detaillierter Datenlage ist an große Unsicherheiten geknüpft. Ein physikalisch begründeter Zusammenhang besteht zur Lufttemperatur. Einer Regression steht allerdings erstens im Wege, dass der Prediktor, die Lufttemperatur, ebenfalls zunächst regionalisiert werden musste (Kap. 6.2.2), d.h. fehlerbehaftet ist, und zweitens, dass der Zusammenhang zwischen den beiden Größen auf rein theoretischem Wege nur schwer quantifizierbar ist. Die verfügbaren Werte waren über den Ansatz von Penman berechnet worden, stellten also die potentielle Verdunstung eines kurzgeschnittenen Rasens bei gegebenen meteorologischen Bedingungen dar. Diese sogenannte Grasreferenzverdunstung lässt sich je nach Bodenbedeckung modifizieren, da die Fähigkeit zur Transpiration pflanzenspezifisch von der eines Rasens differiert. Diese Abweichung ist durch Crop-Faktoren darstellbar. Bei Kenntnis des Jahresganges des spezifischen Crop-Faktors kann somit die Grasreferenzverdunstung für jede Landnutzungsklasse in Abhängigkeit der Jahreszeit korrigiert werden. Das Konzept der Crop-Faktoren wird ausführlich von SMITH (1992) vorgestellt. Die in dieser Arbeit verwendeten Werte wurden den Darstellungen in DISSE (1996) entnommen. Die Jahresgänge der Faktoren für die relevanten Landnutzungsklassen sind in Abb. 6.3 dargestellt.



Abbildung 6.3:Jahresgänge der Crop-Faktoren für die Landnutzungsklassen im
Weser-Einzugsgebiet (verändert nach DISSE 1996)



Abbildung 6.4: Vergleich der potentiellen Verdunstung nach DWD, der mittels Crop-Faktoren modifizierten potentiellen Verdunstung, sowie der abhängig von der Bodenfeuchte mit TAC^D simulierten aktuellen Verdunstung im gesamten Weser-Einzugsgebiet Abb. 6.4 demonstriert die Auswirkung der Modifikation der potentiellen Verdunstung mittels Crop-Faktoren. Während die Jahressumme der Verdunstung unverändert bleibt, erfährt der Jahresgang eine leichte Vergrößerung der Amplitude. Durch dieses Verfahren war außerdem eine Flächendifferenzierung der Verdunstung möglich, wenngleich klimatische Einflussgrößen unbeachtet bleiben mussten. Die modifizierte potentielle Verdunstung dient als Eingangsgröße für TAC^D und im Modell, wie dargestellt unter Berücksichtigung der Bodenfeuchte, zur Berechnung der aktuellen Verdunstung (vgl. Kap. 5.2.2 und 8.2.2).

6.3 Aufbereitung der Raumdaten

6.3.1 Entwässerungs- und Gerinnenetz

Ein Entwässerungsnetz lässt sich in PCRaster automatisch auf Basis eines digitalen Geländemodells generieren. Es definiert die Beziehungen zwischen den einzelnen Zellen, indem für jede Zelle die Entwässerungsrichtung zu einer der acht Nachbarzellen, abhängig von der stärksten Hangneigung, festgelegt wird (D8-Prinzip, vgl. Kap. 5.3.3). Abflusslose Zellen bilden Senken, in denen das Entwässerungsnetz unterbrochen ist und dürfen deshalb - abgesehen von speziellen Ausnahmen - innerhalb eines Einzugsgebietes nicht vorkommen. Im Idealfall leitet das Entwässerungsnetz das Wasser auf kürzestem Wege zum nächsten Gerinne und verläuft ab dort identisch mit letzterem. Oft stimmt jedoch der Gerinneverlauf nicht mit dem des Entwässerungsnetzes überein, was in der Regel schon durch leichte Ungenauigkeiten des DGM, das dem künstlich generierten Entwässerungsnetz zu Grunde liegt, begründet sein kann. Die Abweichungen verstärken sich bei zunehmender Zellgröße, bedingt durch den damit einhergehenden Informationsverlust (STRASSER 1998). So konnten beispielsweise bei der im Weser-Gebiet verwendeten Rasterweite von 2 000 m schmale Taleinschnitte nicht mehr durch das DGM erfasst werden, und die reale Orographie wurde vielfach stark verfälscht. Daraus resultierten gravierende Divergenzen zwischen dem digitalisierten Gewässernetz und dem berechneten Entwässerungsnetz, die nur teilweise durch das "Einbrennen" des Gerinnennetzes in das DGM um 100 m oder mehr (dadurch Schaffung eines starken Gefälles zu den Gerinnen) zu beseitigen waren. Daher mussten die fehlerhaften Karten durch manuelles Editieren mit Hilfe der ArcView-Extension "Manual Grid Editor" korrigiert werden.

Das Gerinne-/Gewässernetz selber lag im HAD als Shapefile vor. Dadurch war eine Entfernung von stehenden Gewässern, die nicht an das oberflächliche Gerinnennetz angeschlossen sind (z.B. Baggerseen), leicht möglich, bevor die Karten in das Raster-Format (zunächst 500 x 500 m²) konvertiert wurden. Diese Ausdünnung erwies sich als sehr zweckdienlich, da durch das gewählte Aggregierungsverfahren (von Rasterweite 500 m auf 2 000 m) allen 2 000 m-Zellen, die einen bestimmten Anteil 500 m-Zellen des

Typs "Gewässerzelle" enthielten, ebenfalls dieser Typ zugewiesen wurde. Dadurch wuchs der Anteil der Gewässerzellen an der Gesamtfläche auf über 70 %. Folge der Aggregierung war demnach unter anderem eine starke Verfremdung des natürlichen Gewässernetzes. Da aber auf Grund des langen Modell-Zeitschrittes die Fließstrecken im Gewässer nicht weiter berücksichtigt wurden (vgl. Kap. 6.4.3), beschränkten sich die Auswirkungen auf eventuelle Verkürzungen der Fließwege bis zum Erreichen des Gerinnes, das heißt – im Modell-Kontext – auf eventuelle Verkürzungen der Speicherkaskaden. Diesen Bedingungen konnte durch entsprechende Kalibrierung der Speicherparameter begegnet werden.

Um im Modell die Niederschlagsmengen, die direkt auf die Wasserflächen der Gerinne fallen, erfassen zu können, ist die Kenntnis der Gerinnebreiten erforderlich. Aus Mangel an ausreichenden Geländedaten wurde für die Modell-Anwendung im Weser-Gebiet mit Hilfe von ArcView zunächst für jede Gewässerzelle das lokale Einzugsgebiet auf Basis des DGM ermittelt. Anschließend wurden subjektiv Klassen von Einzugsgebietsgrößen festgelegt und jeder Klasse unter Einbeziehung von Expertenwissen eine typische Gerinnebreite zugeordnet, so dass sich gute Übereinstimmungen mit einigen wenigen Breitenvermessungen, die seitens der BfG zur Verfügung gestellt wurden, ergaben.

6.3.2 Raumgliederung

Die Ausweisung von Flächen gleicher dominierender Abflussbildungsprozesse ist eine der wichtigsten Grundlagen einer Anwendung des Modells TAC^D. Es wurden verschiedene Verfahren einer möglichst objektivierten Raumgliederung entwickelt (PESCHKE ET AL. 1998, TILCH ET AL. 2002), alle haben jedoch einen hohen Bedarf räumlich hoch aufgelöster Informationen unter anderem über die lokalen orographischen, pedologischen und geologischen Verhältnisse. Ihre Anwendung ist auf Einzugsgebiete der Mikro- und Mesoskale beschränkt. Für das Einzugsgebiet der Weser lagen weder flächendeckend derartig detaillierte Daten vor, noch konnte eine solch kleinräumig orientierte Beschreibung von Prozessen das Ziel der Modellanwendung sein. In großen Einzugsgebieten treten die Abflussbildungsprozesse zunehmend in den Hintergrund, und das Abflussverhalten wird stärker durch die räumliche Ausdehnung des Gebietes, die relative Lage der Wasserlieferregionen und den Fließprozess über mehr oder weniger große Strecken im Gerinne bestimmt. Zudem wurde in dieser Arbeit auf Basis von Monatswerten modelliert, so dass in kürzeren Zeiträumen ablaufende Prozesse nicht abgebildet werden konnten und längerfristige hydrologische Vorgänge in den Mittelpunkt des Interesses rückten. Ins Augenmerk der Raumgliederung trat eine Abgrenzung von Teilräumen, die sich hinsichtlich ihrer Eigenschaften, Wasser zu speichern und wieder abzugeben, anhand weniger physiographischer Kenngrößen, die möglichst aus dem HAD zu gewinnen sein sollten, unterscheiden ließen. Als Ergebnis wurde bewusst eine sehr grobe Untergliederung in wenige Flächenklassen angestrebt, um einer Überparametrisierung entgegenzuwirken, die der relativ ungenauen Datenlage nicht gerecht hätte werden können.

Als erstes wurden "Sonderflächen" ausgegliedert, die sich grundsätzlich in ihrem Abflussverhalten unterscheiden. Dies waren 1) Siedlungsflächen, 2) Wasserflächen (exklusive Ästuar-Fläche) und 3) Feuchtflächen (Sümpfe und Moore). Prinzipiell lassen sich Siedlungsflächen hinsichtlich des Versiegelungsgrades weiter differenzieren. Aufgrund des geringen Flächenanteiles der Siedlungen und der geringen Relevanz der Versiegelung bei ausschließlicher Betrachtung von Monatswerten wurde hierauf jedoch verzichtet. Auch das Wachstum der Siedlungsflächen während des Modellierungszeitraumes konnte aus den genannten Gründen vernachlässigt werden.

Wie in Kapitel 2.1 ausführlich dargelegt, ist das Wesergebiet auf natürliche Weise in zwei kontrastierende Naturräume unterteilt: das aus Festgesteinen aufgebaute Mittelgebirge im Süden und das durch Lockergesteine geprägte Tiefland im Norden. Diese Abgrenzung sollte in die Raumgliederung einfließen, wobei grundsätzlich zwischen Festund Lockergestein mit ihren mutmaßlich differierenden Speichereigenschaften unterschieden wurde.

Die Dynamik des Wassers im Festgestein, sowie die Klüftigkeit des Gesteinsverbandes werden maßgeblich durch die lokale Hangneigung beeinflusst. Deshalb wurden die Festgesteinsregionen in drei Hangneigungsklassen unterteilt. Die Hangneigungen sind mittels Geographischer Informationssysteme aus der Höhendifferenz benachbarter Rasterzellen bestimmbar. Dieses Verfahren ist stark von der Rasterweite abhängig. Um möglichst naturnahe Informationen einbeziehen zu können, wurde daher die Raumgliederung im 500 m-Raster durchgeführt und anschließend die Aggregierung zum 2 000 m-Raster vorgenommen. Als Klassen wurden 0° bis 3°, 3° bis 8°, sowie >8° festgelegt. Dabei ist zu bedenken, dass auch diese Hangneigungen nicht den realen Verhältnissen, sondern den mittleren Hangneigungen auf den jeweils 500 m langen Verbindungsachsen der Zellmittelpunkte entsprechen.

Im Lockergestein treten nur sehr geringe Hangneigungen auf, so dass hier eine andere Einflussgröße zur Differenzierung des hydrologischen Verhaltens gewählt werden musste. Die Dynamik der vorwiegend vertikalen Wasserflüsse wird stark von der Gründigkeit und Feldkapazität der Böden beeinflusst. Daher wurde im Falle der Lockergesteine zwischen Böden hoher (>180 mm) und niedriger (<180 mm) Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes unterschieden.

Die genannten Kriterien führten zu einer Untergliederung in acht Flächentypen, die gemäß dem Entscheidungsbaum in Abb. 6.5 vonstatten ging. Deren räumliche Verteilung im Einzugsgebiet der Weser zeigt Abb. 6.6. Aus Tab. 6.2 sind die jeweiligen Flächenanteile ersichtlich.



- Abbildung 6.5: Entscheidungsbaum zur Unterteilung in Flächentypen gleichen hydrologischen Verhaltens
- Tabelle 6.2:
 Flächenanteile der einzelnen Flächentypen der Raumgliederung

Тур	Beschreibung	Flächenanteil [%]
1	Siedlung	6,7
2	Wasserflächen	0,3
3	Feuchtflächen	0,9
4	Lockergestein, nFK<180mm	29,9
5	Lockergestein, nFK>180mm	12,6
6	8° < Festgestein	0,8
7	3°< Festgestein < 8°	15,8
8	Festgestein < 3°	33,0



Abbildung 6.6: Ergebnis der Raumgliederung des Weser-Einzugsgebietes mit acht Flächentypen

6.4 Modelladaptionen

6.4.1 Behandlung von Stadt- und Wasserflächen

Stadtflächen sind zu gewissen Anteilen versiegelt, das heißt, ein Teil des auftreffenden Niederschlags wird den natürlichen Abflussbildungsprozessen direkt entzogen. Um diese "Verluste" zu berücksichtigen, erfolgt in TAC^D auf Siedlungsflächen eine Aufteilung des Niederschlagsinputs gemäß dem Faktor "Urban Split", der als versiegelter Anteil der Stadtfläche aufzufassen ist. Während das verbleibende Wasser dem Boden-Modul zugeführt wird und anschließend zur Abflussbildung zur Verfügung steht, wird der abgetrennte Anteil unmittelbar an das nächste Gerinne weitergegeben und mit dem Wasser vereint, das im selben Zeitschritt auf die Gerinneoberfläche gefallen ist. Dieser direkte Abfluss von den Stadtflächen ist als Enwässerung über das städtische Kanalnetz zu interpretieren und unterliegt im Modell keiner Zehrung durch Verdunstung.

Die Oberflächen stehender Gewässer werden sehr ähnlich behandelt. Da aber für diesen Flächentyp weder ein Boden-, noch ein Abflussbildungs-Modul zum Einsatz kommt, erhält der Faktor "Lake Split" pauschal den Wert 1. Das heißt, alles auftreffende Niederschlagswasser wird als Direktabfluss aufgefasst und nicht zwischengespeichert, was bei dem verwendeten Monatszeitschritt plausibel erscheint. Vor der Zuführung des Wassers in ein Gerinne wird jedoch die Wasserhöhe der potentiellen Verdunstung subtrahiert.

Sättigungsflächen werden analog den vorhergehenden Modellanwendungen dargestellt. Nach Überschreitung einer maximalen Speicherkapazität gelangt das Wasser als Direktabfluss ins Gerinne (ROSER 2001, OTT 2002, JOST 2003).

6.4.2 Neukonzeption des Abflussbildungs-Moduls

Abb. 6.7 zeigt die Struktur des Abflussbildungs-Moduls, wie es für alle Flächenklassen, außer für die Typen Wasser- und Feuchtflächen, die kein Abflussbildungs-Modul besitzen, zur Anwendung kam. Den unterschiedlichen Eigenschaften der Flächen bei der Abflussbildung wurde durch die Parametrisierung der Speicher Rechnung getragen. Es handelt sich jeweils um Linearspeicher, das heißt, der Ausfluss ergibt sich als Produkt aus der spezifischen Speicherkonstante und dem momentanen Füllstand des Speichers, ist demnach letzterem proportional. Außer durch die Speicherkonstanten werden die Speicher durch einen maximal möglichen Füllstand, sowie eine konstante Perkolationsrate vom oberen in den unteren Speicher charakterisiert.



Abbildung 6.7: Speicherkonzept des Abflussbildungs-Moduls und Einbindung in die TAC^D-Modellstruktur

Der Entwicklung dieser Konzeptionalisierung lag zumächst die Überlegung zu Grunde, dass (bedingt durch die Zeitschrittlänge) nur Abfluss-Komponenten mit Fließzeiten über einem Monat gespeichert werden müssen. Alle weiteren Komponenten können im Modell zum "Direktabfluss" zusammengefasst und ohne Verzögerung weitergeleitet werden. Unter der Annahme, dass nur grundwasserbürtige Abflussanteile länger als einen Monat benötigen, um zum Abfluss zu kommen, kann sich die Speicherung auf das Grundwasser beschränken. Dabei wurde eine Differenzierung in einen schnellen und einen trägen Grundwasseranteil vorgenommen, nicht zuletzt, um eine Kompatibilität für die anschließende Verknüpfung mit TRIBIL, das ebenfalls einen schnellen und einen trägen Grundwasserabfluss beschreibt, zu erreichen. Jedoch stand weiterhin die physikalische Interpretierbarkeit im Vordergrund. So simuliert der obere Speicher oberflächennahe, relativ schnell entwässerbare Grundwasserkörper in gut durchlässigem Lockermaterial oder der verwitterten Zone des Festgesteins. Temporäre vollständige Entleerungen sind durchaus möglich. Der untere Speicher umfasst das tiefere Grundwasser in Poren und Klüften des anstehenden Gesteins. Die Entwässerung erfolgt langsam, aber mit relativ stetigem Beitrag.

Anschließend stellte sich die Frage nach der Weiterleitung bzw. Interaktion zwischen den Komponenten des Systems. Der Zufluss zum Abflussbildungs-Modul muss zunächst den oberen Speicher durchfließen, um in den unteren zu gelangen. Ist ersterer bis zum Maximalstand gefüllt, so wird der Überschuss in Direktabfluss umgesetzt. Die einfachste Lösung wäre für diesen Fall ein "Bypass", das heißt, der Direktabfluss wird ohne Berührung über den vollen Speicher hinweggeführt. Dieses Verfahren spiegelte aber nur sehr ungenau die Vorgänge wieder, wie sie in der Natur beobachtet werden können. Im Hinblick auf die geplante Erweiterung von TAC^D zur Stofftransportmodellierung wurde der gesamte Input unabhängig vom Füllstand des Speichers in denselben ein- und anschließend der Überstand abgeleitet. Dies hat keine Konsequenz für die Massenbilanz und Dynamik des Wassers, bietet aber die Möglichkeit der Durchmischung, wie sie in der Natur in oberflächennahen Schichten, zumal bei hohen Grund-wasserständen, wohl auch vorkommt.

Außer einer Abflusskomponente ("schneller Grundwasserabfluss") gemäß den Vorgaben eines Linearspeichers generiert der obere Speicher eine konstante Perkolation zum tiefen Grundwasser. Diese kommt auch dann nicht zum Erliegen, wenn der untere Speicher bis zum Limit gefüllt ist, wobei anschließend die überschüssige Wassermenge über einen Rückfluss wieder dem oberen Speicher zugeführt wird. Damit kann im Falle hoher Grundwasserstände auch stofflicher Austausch zwischen den Grundwasserstockwerken integriert werden. Der träge Grundwasserabfluss wird wiederum füllstand-proportional generiert.

Die Ableitung des Überlaufs vom oberen Speicher erfolgt erst, nachdem der eventuelle Austausch mit dem unteren Speicher vonstatten gegangen ist. Dadurch ist die Möglichkeit gegeben, dass auch der Direktabfluss stoffliche Komponenten des trägen Grundwassers enthalten kann. Es sind in der Literatur verschiedene Prozesse beschrieben, die "altes" Grundwasser als direkte Abflusskomponente ins Gerinne austreten lassen (z.B. UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997).

Die dargestellte Konzeptionalisierung ist deutlich auf eine spätere Einbindung von Stoffflüssen in die Modellierung ausgerichtet. Aber auch die Simulation der Wasserflüsse sollte möglichst an natürliche Vorgänge angelehnt sein. Der Speicherüberlauf, der nur bei hohen Speicherfüllständen oder starkem Input aktiv wird, beinhaltet eine Reihe von Prozessen, deren weitere Differenzierung im Modell bei der angewendeten Zeitschrittlänge irrelevant ist. Vor allem werden dadurch oberflächennahe Flüsse beschrieben, deren Fließwege erst bei großer Vorfeuchte bzw. hohem Grundwasserstand aktiviert werden. BISHOP (1991) beschreibt in diesem Zusammenhang neben anderen Mechanismen den "transmissivity feedback effect", einer Zunahme der hydraulischen Leitfähigkeit bei steigendem Grundwasserstand. Des Weiteren kann bei starker Aufsättigung des Bodens auch Vorereigniswasser wieder an die Oberfläche gelangen (Return Flow, beschrieben in BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996) oder direkt in den Vorfluter ausgedrückt werden (Grundwater Ridging, Piston Flow, beschrieben in UHLENBROOK & LEI- BUNDGUT 1997). In allen Fällen können ältere Wässer zu schnellen Abflusskomponenten werden. Der Speicherüberlauf beinhaltet demnach vorrangig Abflussanteile, die in Interaktion mit Vorereigniswasser stehen. Der Abfluss von Sättigungsflächen, sowie Stadtund Wasserflächen wird im Modell an anderer Stelle behandelt (vgl. Kap. 6.4.1) und addiert sich mit dem Speicherüberlauf zum gesamten Direktabfluss.

6.4.3 Wellenablauf im Gerinne

Alle bisherigen Anwendungen des TAC^D-Modells beinhalteten zur Berechnung der Wellenverformung im Gerinne ein Routing-Modul, das auf dem kinematischen Wellenansatz beruht (ROSER 2001). Die Berechnung des zeitlichen Eintreffens des gebildeten Abflusses am Beobachtungspegel ist dann von Interesse, wenn der Fließvorgang im Gerinne und der Durchgang der Welle mehrere Modellierungszeitschritte umfasst. Unter der Annahme, dass der während eines Zeitschrittes gebildete Abfluss weitgehend innerhalb desselben, spätestens während des folgenden Monats den Gebietsauslass erreicht, wurde im Wesergebiet auf ein datenaufwändiges Routing verzichtet.

6.5 Fazit

Um die vorhandenen Daten unter möglichst geringem Aufwand nutzen zu können und eine optimale Abstimmung zwischen räumlicher und zeitlicher Auflösung zu erreichen, wurde die TAC^D-Modellanwendung im Wesergebiet auf Basis eines Rasters von 2 000 x 2 000 m² durchgeführt. Die Klimadaten wurden vom DWD zur Verfügung gestellt, wobei der Niederschlag und die potentielle Verdunstung bereits zu Gebietswerten der Teileinzugsgebiete aggregiert waren. Deshalb mussten angepasste Verfahren zur Disaggregierung vorgenommen werden. Zur Regionalisierung der Lufttemperatur wurden außer dem Einfluss der Höhenlage zusätzlich die Muster der Luftmassenverteilung innerhalb des Einzugsgebietes mit einbezogen.

Die Raumgliederung zur Ausweisung von Flächen gleichen dominierenden Abflussverhaltens musste sich auf Grund der Datenlage und der Komplexität des großen Untersuchungsgebietes auf eine stark vereinfachte Vorgehensweise stützen. Unter Einsatz möglichst weniger relevanter Kriterien wurden acht Flächentypen hinsichtlich ihres längerfristigen hydrologischen Verhaltens unterschieden.

Der lange Modellzeitschritt, für den keine Erfahrungswerte vorlagen, sowie die wenig detaillierten Gebietskenntnisse erforderten die Neukonzeption des Abflussbildungs-Moduls. So generiert jeder Flächentyp drei Abflusskomponenten, wobei nur die beiden Grundwasserkomponenten eine Speicherung erfahren. Es wurde im Hinblick auf eine Einbindung des Stofftransportes in das Modell besonderen Wert auf die Interaktion und die Möglichkeit zum stofflichen Austausch zwischen den Abflusskomponenten gelegt.

7 Ergebnisse der Modellanwendungen

7.1 Mathematische Fließmodelle

Da als Ziel dieser Voruntersuchung nur erste quantitative Richtwerte angestrebt waren, beschränkte sich die Modellierung mit Fließmodellen auf die für TRIBIL abgegrenzten Teilgebiete Fulda, Werra und Weser I. Als Input diente für alle Gebiete eine bereits vorliegende Datenreihe mit Monatswerten von November 1950 bis Oktober 1999, die aus Messungen des Tritiumgehaltes im Niederschlag an umliegenden Stationen in ganz Mitteleuropa gemittelt worden war. Zur Kalibrierung des berechneten Systemoutputs lagen monatliche Messwerte vom Oberflächenwasser der drei Gebietsauslässe ab August 1978 vor. Die gesuchten Systemparameter ergeben sich bei der Lösung des inversen Problems, wie diese Vorgehensweise genannt wird, als Parametersatz der besten Anpassung.

Zunächst stellte sich die Frage nach der generellen Anwendbarkeit der Fließmodelle auf makroskalige Einzugsgebiete. MALOSZEWSKI & ZUBER (1996) nutzen die Modelle zur Beschreibung kleiner Systeme wie die rein grundwasser-dominierten Einzugsgebiete von Quellen und Brunnen. Es wurden jedoch schon mehrfach auch erfolgreiche Anwendungen in Einzugsgebieten der Makroskale beschrieben. So modellierten ZIMNOCH ET AL. (2003) die Tritium-Belastung der Donau bei Wien.

Das DOS-gestützte Programm-Paket FLOW PC, Version 3.2 (MALOSZEWSKI & ZUBER 1996), lieferte die bereits beschriebenen Modell-Varianten Piston-Flow- (PFM), Exponential-Piston-Flow- (EPM), sowie das Dispersions-Modell (DM). In allen optimierten Anpassungen wurde der Aufteilungsparameter η (ETA) des EPM auf 1 gesetzt. Damit entsprach das EPM völlig dem Exponential-Modell (MALOSZEWSKI & ZUBER 1996). Außerdem bietet FLOW PC die Möglichkeit, eine zusätzliche Komponente mit konstantem prozentualen Beitrag und gleich bleibender Konzentration einzubinden. Auf diese Option wurde jedoch verzichtet, da es keine Hinweise auf die Existenz einer solchen "alten" Komponente gibt und die Voraussetzung eines gleich bleibenden Beitrages von altem Wasser während der langen Zeitreihe eher unwahrscheinlich erscheint.

Die folgenden Abbildungen präsentieren die jeweils beste Anpassung für jedes Teilgebiet. Die Parameter und Gütemaße für verschiedene Modell-Läufe sind, wie sie von der Software berechnet wurden, in Tab. 7.1 zusammengestellt.



Abbildung 7.1: Modellierung der Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Fulda-Einzugsgebietes mit dem Exponential-Piston-Flow-Modell



Abbildung 7.2: Modellierung der Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Werra-Einzugsgebietes mit dem Dispersions-Modell


Abbildung 7.3:Modellierung der Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Weser-
Einzugsgebietes bis Höxter mit dem Dispersions-Modell

	EPM	DM	PFM
Fulda			
	1	0.8	_
mittl. Verweilzeit		0,0	
[mon]	10	11	9
mittl. Verweilzeit [a]	0,83	0,92	0,75
Siama	0 040	0.043	0 072
Modelleffizienz	0,93	0,92	0,81
Werra			
EIA/PD	1	1	-
mitti. Verweilzeit Imoni	24	25	17
	24	20	1 4 2
milli. Verwenzen [a]	2,00	2,00	1,42
Sigma	0,047	0,046	0,088
Modelleffizienz	0,93	0,93	0,77
	4		
	1	0,8	-
IIIIIII. Verwellzeit Imoni	22	24	Q
[IIIOII] mittl Vanwailzait [a]	<u>۲</u> ۲ 02	24	0 67
mu. verwenzen [a]	1,00	2,00	0,07
Sigma	0,063	0,062	0,090
Modelleffizienz	0,86	0,87	0,70

 Tabelle 7.1:
 Parameter und Gütemaße der Anpassungen mit Hilfe der Lumped-Parameter-Modelle

7.2 TAC^{D}

7.2.1 Modellierungszeiträume

Der mit allen notwendigen Daten zur Verfügung stehende Zeitraum von November 1950 bis Oktober 1999 musste für Initialisierung, Kalibrierung und Validierung in drei Perioden zerlegt werden. Die Initialisierung ist notwendig, um die anfänglich leeren oder bis auf willkürlich festgesetzte Werte gefüllten Speicher auf möglichst natürliche (der "Natur" des Modells entsprechende) Volumina aufzufüllen. Dafür wurde eine 5-jährige Zeitspanne veranschlagt, also die Periode November 1950 bis Oktober 1955. Zur Kalibrierung dienten 14 Jahre von November 1955 bis Oktober 1969. Der Validierungslauf beanspruchte mit 30 Jahren von November 1969 bis Oktober 1999 den längsten Zeitabschnitt der Datenreihe. Das kalibrierte und validierte Modell wurde anschließend auf den gesamten Zeitraum November 1950 bis Oktober 1999 angewendet, um die Datenreihen zu berechnen, die in der Tritium-Bilanzierung mittels TRIBIL Eingang finden sollten.

7.2.2 Bewertung der Simulationsgüte

Zur Bewertung der Anpassungen der simulierten an gemessene Ganglinien dienten außer dem visuellen Vergleich statistische Gütemaße. Die *Modelleffizienz* R_{eff} nach Nash und Sutcliffe kann Werte von - ∞ bis zum Optimum 1 annehmen (NASH & SUTCLIFFE 1970, zitiert in UHLENBROOK 1999). Durch Eingang von quadratischen Abweichungen in die Berechnung der Modelleffizienz werden Hochwasserspitzen im Vergleich zu Niedrigwasserperioden stärker gewichtet bewertet, deshalb wurde zusätzlich die logaithmische Modelleffizienz R_{eff} (logQ), analog berechnet aus logarithmierten Werten, herangezogen. Dieses Maß betont stärker die Anpassungsgüte in Niedrigwasserperioden. Den Anteil der erklärten Streuung an der Gesamtstreuung beschreibt als klassisches Gütekriterium das *Bestimmtheitsmaß* r^2 mit Werten zwischen 0 und dem Optimum 1. Als absolutes Gütemaß diente der *Volumenfehler VE*, der die Volumendifferenz zwischen gemessenen und simulierten Abflussmengen, über einen bestimmten Zeitraum integriert (in dieser Arbeit über ein Jahr), in mm Wassersäule angibt. Nähere Ausführungen zu den statistischen Gütemaßen bietet UHLENBROOK (1999).

7.2.3 Kalibrierung

Die Kalibrierung dient der Anpassung des Modellsystems an das natürliche System über in gewissen Grenzen variable Kalibrierungsparameter. Dies geschieht über wiederholtes Variieren der Parameter und anschließenden Vergleich von gemessenen mit berechneten Datenreihen. Der Anpassung von TAC^D an das Weser-Einzugsgebiet lagen rund 100 Modell-Läufe zugrunde, wobei die Einstellung der Kalibrierungsparameter von Hand vonstatten ging. Aufgrund der Erfahrung von UHLENBROOK konnten schon die Startwerte näherungsweise stimmig eingestellt werden, so dass schon vor der eigentlichen Kalibrierung Modelleffizienzen von rund 0,6 erreicht wurden. Dies reduzierte den notwendigen Aufwand erheblich. Die Bewertung der jeweiligen Anpassung erfolgte visuell und mit Hilfe der aufgeführten statistischen Gütemaße (Kap. 7.2.2).

Als Temperatur-Schwellenwerte des Schnee-Moduls mussten untypisch niedrige Werte bis zu -4°C gewählt werden, was in der Modell-Zeitschrittlänge begründet ist. Ein Unterschreiten des Parameters cTT durch die Lufttemperatur hat zur Folge, dass alle Niederschläge während des Zeitschrittes in fester Form simuliert werden. Innerhalb des verwendeten Modell-Zeitschrittes von einem Monat ist mit erheblichen Temperaturschwankungen zu rechnen, jedoch kann durch den Eingangswert nur der Monatsmittelwert der Lufttemperatur berücksichtigt werden. Um auch vorübergehende Wärmephasen mit flüssigen Niederschlägen zuzulassen, wurde der Parameter cTT auf -2°C festgelegt, was durch optimierte Kalibrierungsergebnisse untermauert ist.

Parameter	Beschreibung	Bestimmung	Wert	Einheit
Regionalisierung	der Lufttemperatur			
cTempRadius	max. Entfernung beim IDW- Verfahren	stationsdichteabhängig	100000	[m]
Schneeroutine				
cTT cTT_melt cTT_melt_forest cSFCF cCFMAX cCWH	Lufttemperatur-Schwellenwerte für: Niederschlag in fester Form Schneeschmelze auf offener Fläche Schneeschmelze im Wald Korrekturfaktor für Schneenieder- schlag Monats-Grad-Faktor Koeffizient für Wasserspeicherung	Kalibrierung " " Literatur (Bergström, zitiert nach	-2,0 -4,0 -3,0 0,9 90 0,1	[°C] [°C] [°C] [-] [mm/°C*mon] [-]
cCFR	Koeffizient für Wiedergefrieren	Roser 2001) Literatur (Bergström, zitiert nach Roser 2001)	0,05	[-]

Tabelle 7.2: Optimierter Parametersatz für die Anwendung von TAC^D im Weser-Einzugsgebiet

(Fortsetzung der Tab. 7.2)

Parameter	Beschreibung	Bestimmung	Wert	Einheit
Direktabfluss von S	Siedlungsflächen			
cUrbanSplit	versiegelter Flächenanteil in Siedlun- gen	Literatur	0,6	[-]
	-	(Peschke et al. 1999)		
Bodenroutine				
cLP	Reduktion der potentiellen Verduns- tung	Literatur (Menzel zitiert nach Roser 2001)	0,6	[-]
cBETA1 cBETA4 cBETA5 cBETA6 cBETA7 cBETA8	Bodenparameter: Siedlungsflächen Lockergestein, nFK < 180 mm Lockergestein, nFK > 180 mm Festgestein, Hangneigung > 8° Festgestein, 8° < Hangneigung > 3° Festgestein, Hangneigung < 3°	Expertenwissen " " " "	4,0 1,0 3,0 1,5 2,5 4,0	[-] [-] [-] [-] [-]
Abflussbildungs-M	lodul			
Feuchtflächen				
cMTD cMTD_K	Muldenrückhalt Speicherkonstante	Kalibrierung "	100 0,1	[mm] [1/mon]
Lockergestein				
geringes Speicherve	ermögen (nFK < 180 mm)			
cL1_K_u	Speicherkonstante des oberen Grundwasserspeichers	Kalibrierung	0,15	[1/mon]
cL1_H_u	Max. Füllhöhe des oberen Grund- wasserspeichers	"	150	[mm]
bobes Speicherverm	Perkolation zum tiefen Grundwasser		37,5	[mm/mon]
cL2_K_u	Speicherkonstante des oberen Grundwasserspeichers	Kalibrierung	0,105	[1/mon]
cL2_H_u	Max. Füllhöhe des oberen Grund- wasserspeichers	"	300	[mm]
cL2_P	Perkolation zum tiefen Grundwasser	"	25	[mm/mon]
für beide Zonen				
cL_K_GW	Speicherkonstante des tiefen Grundwasserspeichers	Kalibrierung	0,02	[1/mon]
cL_H_GW	Max. Füllhöhe des tiefen Grundwas- serspeichers	"	1 600	[mm]

(Fortsetzung der Tab. 7.2)

Parameter	Beschreibung	Bestimmung	Wert	Einheit
Ciedlungeflächen				
cS_K_u	Speicherkonstante des oberen Grundwasserspeichers	Kalibrierung	0,1	[1/mon]
cS_H_u	max. Füllhöhe des oberen Grund-			
cS_P	wasserspeichers Perkolation zum tiefen Grundwasser	"	20 15	[mm] [mm/mon]
cS_K_GW	Speicherkonstante des tiefen Grundwasserspeichers	Kalibrierung	0,1	[1/mon]
cS_H_GW	max. Füllhöhe des tiefen Grundwas- serspeichers	"	600	[mm]
Festgestein				
<u>Hangneigung > 8°</u>				
cF1_K_u	Speicherkonstante des oberen Grundwasserspeichers	Kalibrierung	0,3	[1/mon]
cF1_H_u	max. Füllhöhe des oberen Grund- wasserspeichers	"	20	[mm]
cF1_P	Perkolation zum tiefen Grundwasser	"	15	[mm/mon]
cF1_K_GW	Speicherkonstante des tiefen Grundwasserspeichers	Kalibrierung	0,04	[1/mon]
cF1_H_GW	max. Füllhöhe des tiefen Grundwas- serspeichers	'n	100	[mm]
<u>3° < Hangneigung <</u>	<u>< 8°</u>			
cF2_K_u	Speicherkonstante des oberen Grundwasserspeichers	Kalibrierung	0,2	[1/mon]
cF2_H_u	max. Füllhöhe des oberen Grund- wasserspeichers	"	30	[mm]
cF2_P	Perkolation zum tiefen Grundwasser	"	15	[mm/mon]
cF2_K_GW	Speicherkonstante des tiefen Grundwasserspeichers	Kalibrierung	0,02	[1/mon]
cF2H_GW	max. Füllhöhe des tiefen Grundwas- serspeichers	n	100	[mm]
Hangneigung < 3°				
cF3_K_u	Speicherkonstante des oberen Grundwasserspeichers	Kalibrierung	0,1	[1/mon]
cF3_H_u	max. Füllhöhe des oberen Grund-	п	40	[mm]
cF3_P	Perkolation zum tiefen Grundwasser	"	40 15	[mm/mon]
cF3_K_GW	Speicherkonstante des tiefen Grundwasserspeichers	Kalibrierung	0,006	[1/mon]
cF3_H_GW	max. Füllhöhe des tiefen Grundwas- serspeichers	n	150	[mm]

(Fortsetzung der Tab. 7.2)

Parameter	Beschreibung	Bestimmung	Wert	Einheit
Schnee-Evaporation				
cSnowETSep	Evaporation von Schneeoberflächen	Literatur (Roser 2001)	6,0	[mm/mon]
cSnowETOct	"	"	3,0	[mm/mon]
cSnowETNovJan	"	"	1,4	[mm/mon]
cSnowETDec	"	"	0,3	[mm/mon]
cSnowETFeb				
	"	"	4,5	[mm/mon]
cSnowETMarAprMay	n	n	1,5	[mm/mon]

Im Unterschied zu bisherigen TAC^D-Anwendungen konnten flächendeckende Werte für die Feldkapazitäten der Böden aus dem HAD entnommen werden. Somit entfielen einige Kalibrierungsparameter und gleichzeitig Freiheitsgrade der Modellanpassung. Die BETA-Werte des Boden-Moduls basieren auf Erfahrungen von Uhlenbrook und sind mit den mutmaßlichen Eigenschaften der jeweiligen Abflussbildungszonen abgestimmt. Die Schnee-Evaporationsparameter sind der Arbeit von ROSER (2001) entnommen, wobei die Länge der Zeitschritte Berücksichtigung fand. Alle weiteren Parameter mussten, sofern keine verlässlichen Angaben aus Literatur zur Verfügung standen, durch die Kalibrierung ermittelt werden. Physikalisch plausible Wertebereiche wurden eingehalten.

Zur Kalibrierung wurden gemessene Abflussganglinien zweier Pegel herangezogen. Der Pegel "Letzter Heller" am Auslass des Werra-Einzugsgebietes repräsentiert ein fast ausschließlich durch Festgesteine geprägtes Mittelgebirgs-Einzugsgebiet. Der Pegel Intschede an der Weser oberhalb Bremens bietet sich als am stärksten durch Lockergesteine und durch das Tiefland beeinflusste Messstelle an. Zudem ist es der letzte Pegel vor der Mündung in die Nordsee. Er integriert damit bestmöglich das gesamte Weser-Einzugsgebiet.

Gemessene und berechnete Ganglinien sind für die Kalibrierungs-Periode in Abb. 7.4 und Abb. 7.5 dargestellt, die zugehörigen Gütemaße in Tab. 7.3. Generell wird die Abflussdynamik für beide Pegel gut durch das Modell nachvollzogen. Dabei neigt die Simulation für das Werra-System zu einer Überschätzung der Abflussmaxima. Für das gesamte Wesergebiet ist als auffallendste Schwäche eine Überschätzung der Minimalabflüsse erkennbar. Dieser Sachverhalt äußert sich auch dadurch, dass die Modelleffizienz R_{eff} leicht besser für Intschede, der Parameter R_{eff}(logQ) hingegen, der stärker die Simulation der Niedrigwasserabflüsse gewichtet, etwas günstiger für "Letzter Heller" ausfällt. Für beide Pegel werden die Abflüsse über die gesamte Kalibrierungsphase gesehen überschätzt. Dies belegen die deutlich negativen Werte der Volumenfehler VE. Die gravierendsten Differenzen zwischen berechneten und gemessenen Ganglinien ergeben sich offensichtlich während der Winter-Halbjahre.



Abbildung 7.4: Simulation des Abflusses der Werra (Pegel "Letzter Heller") während der Kalibrierungs-Periode



Abbildung 7.5: Simulation des Abflusses der Weser (Pegel Intschede) während der Kalibrierungs-Periode

Werra/Letzter Heller		Weser/Intschede	
Bestimmtheitsmaß	0,83	Bestimmtheitsmaß	0,82
Modelleffizienz	0,78	Modelleffizienz	0,79
log. Modelleffizienz	0,82	log. Modelleffizienz	0,78
Volumenfehler [mm/a]	-38	Volumenfehler [mm/a]	-28

 Tabelle 7.3:
 Gütemaße der Kalibrierung (Nov 1955 – Okt 1969)

In den Wintern 1960/61, 1961/62 und 1965/66 reagiert das Modell zu träge und kann einzelne Abflussspitzen der gemessenen Ganglinie nicht nachvollziehen. Dagegen wird der Abflussgang in den letzten drei Jahren der Kalibrierungsperiode ab Sommer 1966 für "Letzter Heller" durchgehend fast optimal simuliert. Lediglich die zeitliche Verschiebung zweier berechneter Abflussspitzen gegenüber den gemessenen um jeweils einen Zeitschritt fällt negativ auf. Auch die etwas schlechtere Anpassung für Intschede in diesem Zeitfenster ist noch als gut zu bezeichnen.

Hinsichtlich der Parameter-Sensitiviät erwiesen sich sowohl im Locker- als auch im Festgestein die Parameter des Oberen Speichers im Vergleich zu denjenigen des unteren Speichers als deutlich relevanter. Aufgrund der großen Flächenanteile im Einzugsgebiet konnten die Anpassungsergebnisse mit den Parametern des flachen Festgesteins (Abflussbildungsklasse 8) am stärksten beeinflusst werden. Geringere Bedeutung hatte in allen Fällen die Perkolation zum tiefen Grundwasser. Für alle Speicher wirkten sich Vergrößerungen der Speicherkonstanten sowie der maximalen Speicherfüllhöhen dämpfend auf die Abflussganglinie aus, da sowohl der Rückfluss aus dem tiefen in den oberen Speicher, als auch der Überlauf des oberen Speichers (schnelle Komponente) reduziert werden. Siedlungs- und Feuchtflächen haben nur untergeordnete Bedeutung für die Abfluss-Reaktionen der makroskaligen Einzugsgebiete. Diese Parameter dienten allenfalls für ein "Feintuning" der Anpassung.

7.2.4 Validierung

Die Validierungsperiode von November 1969 bis Oktober 1999 umfasste mit 360 Monatsschritten einen mehr als doppelt so langen Zeitraum wie die Kalibrierung. Aus Gründen der Übersichtlichkeit ist daher in Abb. 7.6 und Abb. 7.7 nur jeweils ein 10jähriger Auszug aus den Datenreihen für die Pegel "Letzter Heller" / Werra und Intschede / Weser dargestellt. Die vollständigen Zeitreihen sind im Anhang aufgeführt. Zur Initialisierung der Speicherfüllungen wurden die Werte aus dem letzten Kalibrierungszeitschritt übernommen, da die Validierungsperiode lückenlos anschließt und somit die realistischsten Startwerte direkt aus der Kalibrierung resultieren.



Abbildung 7.6: Simulation des Abflusses der Werra (Pegel "Letzter Heller") während der Validierungs-Periode (Ausschnitt)



Abbildung 7.7: Simulation des Abflusses der Weser (Pegel Intschede) während der Validierungs-Periode (Ausschnitt)

Die Gütemaße fallen für die Validierung deutlich schlechter aus als für die Kalibrierung (Tab. 7.4). Auch visuell erscheinen die Anpassungen weit weniger stimmig. Wiederum fällt für den Pegel "Letzter Heller" eine Überschätzung der meisten Abflussmaxima auf. Als Beispiel sei auf das Winterhalbjahr 1977/78 verwiesen: Einem gemessenen maximalen monatlichen Abfluss von 79 m³/s steht ein berechneter von 112 m³/s gegenüber. Auch die simulierte Ganglinie für Intschede liegt zumeist über der gemessenen, wobei eine systematische Überschätzung der Niedrigwasserabflüsse noch offensichtlicher ist.

Werra/Letzter Heller		Weser/Intschede	
Bestimmtheitsmaß	0,71	Bestimmtheitsmaß 0,7	2
Modelleffizienz	0,52	Modelleffizienz 0,5	6
log. Modelleffizienz	0,67	log. Modelleffizienz 0,6	0
Volumenfehler [mm/a]	-56	Volumenfehler [mm/a] -63	3

Tabelle 7.4: Gütemaße der Validierung (Nov 1969 – Okt 1999)

7.2.5 Aufbereitung der Eingansdatenreihen für TRIBIL

Ein Hauptziel der Anpassung eines prozess-orientierten Modells an das Weser-Einzugsgebiet war eine möglichst physikalisch begründete Ermittlung verschiedener Datenreihen zur Verbesserung der Tritium-Bilanzierung mit TRIBIL. Auf die geplante Einbeziehung berechneter Schneedaten wurde aufgrund unzuverlässiger Ergebnisse verzichtet (vgl. Kap. 8.2.1). Für die TRIBIL-Teilgebiete getrennt berechnet, wurden fünf Zeitreihen aus TAC^D ausgelesen:

- Die aktuelle Verdunstung
- Der oberflächennahe Abfluss als Summe der Speicherüberläufe, des Abflusses von Sättigungsflächen und Siedlungen und des direkt auf Wasserflächen fallenden Niederschlags
- Der unterirdische Abfluss als Summe des schnellen und des trägen Grundwasserabflusses
- Der Gesamtabfluss als Summe aller Teilkomponenten
- Der Auftrennungsfaktor der Grundwasserabflüsse als Quotient aus langsamem Grundwasserabflusses und gesamtem unterirdischem Abfluss (nach Formel 4.1)

Die aktuelle Verdunstung wird von TAC^D direkt als Output-Reihe ausgegeben. Die Abflusskomponenten wurden als die Wasserflüsse ausgelesen, die während des betrachteten Zeitschritts ein Gerinne innerhalb des Teilgebietes erreichen. Im angewendeten Modellkonzept kommt dieses Wasser noch im selben Monat auch am Gebietsauslass zum Abfluss.

7.3 TRIBIL

Das Modell TRIBIL wurde in seiner bisherigen Struktur bereits in mehreren Weser-Teilgebieten angewendet (WITTMANN 2002, KÖNIGER ET AL. 2003). Zunächst werden die dabei eingesetzten Eingangsdaten mit den neu modellierten verglichen. Anschließend folgt die Gegenüberstellung der resultierenden Anpassungen. Die Neuberechnungen sind dann jeweils durch die Bezeichnung TRIBIL(modifiziert) kenntlich gemacht.

7.3.1 Die modifizierten Eingangsdaten

7.3.1.1 Aktuelle Evapotranspiration

Eine Schwäche von TRIBIL ist die Ersetzung der aktuellen durch die potentielle Evapotranspiration. Abgesehen von einer deutlichen Überschätzung der gesamten Verdunstungshöhe hat dies auch Einfluss auf den Jahresgang der Verdunstung. Dringliches Anliegen der prozess-orientierten Wasserhaushaltsmodellierung mit TAC^D war daher die Ermittlung möglichst realistischer Werte der aktuellen Evapotranspiration. Abb. 6.4 visualisiert anhand eines Ausschnitts der Zeitreihe einerseits vergleichend die alten Eingangswerte für TRIBIL (Legende: potentielle ET nach DWD) mit der neu berechneten Datenreihe (Legende: aktuelle ET: Simulation), andererseits demonstriert sie den Mechanismus des TAC^D–Boden-Moduls (vgl. Kap 5.2.2). Die Abminderung der potentiellen Verdunstung tritt immer dann ein, wenn die Bodenfeuchte einen kritischen Schwellenwert unterschreitet. Da die Werte der Bodenfeuchte aufgrund des Wasserentzugs durch die Transpiration der Vegetation stets im Sommer minimal werden, ist in dieser Jahreszeit auch die Abminderung am intensivsten. Synchron wird die potentielle Verdunstung maximal. Durch die Abminderung dieser Maxima wird der Jahresgang der aktuellen Verdunstung etwas geglättet, und die Maximalwerte verschieben sich in das Frühjahr, wenn die Wassernachlieferung aus dem Boden noch gewährleistet ist. Bei ausreichender Bodenfeuchte im Winterhalbjahr sind potentielle und aktuelle Evapotranspiration nahezu identisch.

Konsequenz für die Tritium-Bilanzierung ist ein insgesamt abgeminderter Austrag von Tritium aus dem Einzugsgebiet über die Verdunstung. Folglich bleibt eine größere Tritiummenge in den Gebietsspeichern und muss entweder über den Abfluss oder den Zerfall ausgetragen werden. Diesen Sachverhalt stellt Abb. 7.8 exemplarisch für das Fuldagebiet dar (vgl. Kap. 7.3.4)



7.3.1.2 Oberflächennaher Abfluss

In TRIBIL wurde bisher der oberflächennahe Abfluss HA0, das sind alle Komponenten, die innerhalb des Monatszeitschrittes den Gebietsauslass erreichen, mit dem Verfahren nach Demuth aus der gemessenen Abflussganglinie separiert (vgl. Kapitel 4.3). Diese Methode ist rein statistisch begründet und bezieht keine Informationen über den Gebietszustand zum Zeitpunkt der Messung mit ein. Dissonanzen zwischen den Ergebnissen der Separation und den realen Verhältnissen sind nachträglich kaum zu identifizieren. Vom Standpunkt der physikalisch basierten Modellierung ist sie daher eher kritisch zu betrachten. Der oberflächennahe Abfluss in TAC^D beinhaltet alle Komponenten, die nicht durch Speicherung verzögert werden, ist also gut vergleichbar mit der Datenreihe HA0 in TRIBIL. In Abb. 7.9 sind separierte und modellierte Zeitreihe gegenübergestellt. Die Ganglinien stimmen gut miteinander überein. Der Zusammenhang wird durch ein Bestimmtheitsmaß von r² = 0,70 belegt. Damit erweist sich die Anwendung des nach Demuth modifizierten Wundt-Kille-Verfahrens zumindest in diesem Fall als Alternative zu aufwendigen Modellrechnungen. Beide Datenreihen weisen eine sehr ähnliche Dynamik auf, wobei die Ganglinien nach Demuth die höchsten Maximalwerte erreichen.



Abbildung 7.9: Gegenüberstellung der Zeitreihen des oberflächennahen Abflusses HA0 aus TRIBIL und aus TRIBIL(modifiziert) im Fulda-Einzugsgebiet (Ausschnitt aus der gesamten Zeitreihe)

7.3.1.3 Grundwasserabfluss

Auch der unterirdische Abfluss HAU in TRIBIL entstammt dem Verfahren zur Ganglinienseparation nach Demuth. Diese Berechnungsmethode geht von dem im jeweiligen Monat gemessenen Gerinneabfluss aus. Die berechneten Werte beziffern den Gesamtabfluss aus den Grundwasserspeichern und gehen auch in die Berechnung des Zuflusses zu den Speichern ein (vgl. Kap. 4.3). In TAC^D ergibt sich der gesamte Grundwasserabfluss als Summe der simulierten Ausflüsse aus schnellem und trägem Grundwasserspeicher. Die so für die TRIBIL(modifiziert)-Anwendung im Fulda-Gebiet ermittelten Datenreihen sind in Abb. 7.10 gegenübergestellt. Der simulierte Grundwasserabfluss aus TAC^D ist durch eine deutlich stärkere Dynamik mit ausgeprägten Maxima charakterisiert. Bis auf gelegentliche zeitliche Verschiebungen stimmen jedoch die Abflussminima recht gut miteinander überein.

Der unterirdische Abfluss in TRIBIL hat grundsätzlich dämpfenden Charakter. Daher beeinflusst die jeweilige Abflussmenge die Tritiumkonzentrationen im Gesamtabfluss. Wie stark die Dämpfung ist, hängt weiterhin von den Anteilen des schnellen und des trägen Grundwasserabflusses ab.



Abbildung 7.10: Gegenüberstellung der Zeitreihen des Grundwasserabflusses HAU aus TRIBIL und aus TRIBIL(modifiziert) im Fulda-Einzugsgebiet (Ausschnitt aus der gesamten Zeitreihe)

7.3.1.4 Aufteilung auf die Grundwasserspeicher

Der zuvor ermittelte unterirdische Abfluss muss über einen monatlich variablen Faktor auf die beiden Speicherstockwerke aufgeteilt werden. Der Auftrennungsfaktor gibt den Anteil des trägen Grundwasserabflusses am gesamten Grundwasserabfluss an. Während in TRIBIL bisher der niedrigste Wert des unterirdischen Abflusses der gesamten Reihe als konstanter Betrag des trägen Grundwasserabflusses angenommen wurde, stellt TAC^D monatlich simulierte Ausflüsse aus dem unteren Speicher zur Verfügung. In beiden Fällen errechnet sich der Auftrennungsfaktor gemäß Formel 4.3 (vgl. Kap. 4.3). Abb. 7.11 stellt die beiden berechneten Ganglinien - wiederum am Beispiel des Fulda-Einzugsgebietes - gegenüber. Die beiden Kurven verlaufen auf sehr unterschiedlichen Niveaus, wobei die nach konventionellem Verfahren ermittelte Ganglinie auch eine etwas größere Amplitude aufweist. Der Anteil der trägen Komponente sinkt nie unter 40 %, erreicht andererseits aber mehrfach 100 %. Dagegen schwankt der Aufteilungsfaktor nach der TAC^D-Modellierung etwa im Intervall zwischen 10 % und 50 %. Da der träge Grundwasserabfluss am stärksten die Konzentrationen im Gesamtabfluss dämpft, ließen die im Vergleich zur bisherigen Modellversion völlig anderen Aufteilungen des unterirdischen Abflusses auf die Grundwasserspeicher spürbare Veränderungen in der Tritiumbilanzierung mittels TRIBIL erwarten.



Abbildung 7.11: Gegenüberstellung der Zeitreihen des Aufteilungsfaktors g aus TRIBIL und aus TRIBIL(modifiziert) im Fulda-Einzugsgebiet (Ausschnitt aus der gesamten Zeitreihe)

7.3.1.5 Gesamtabfluss

Der Gesamtabfluss entspricht der Summe aus oberflächennahem Abfluss und Grundwasserabfluss. Er wird in TRIBIL als eigene Datenreihe der mittleren monatlichen Abflüsse eingelesen und geht unter anderem bei der Mischung der Einzelkomponenten im Vorfluter in die Berechnung ein. In dieser Arbeit wurden die Komponenten oberflächennaher Abfluss und Grundwasserabfluss durch modellierte Daten ersetzt. Um einen Bilanzfehler zu vermeiden, war es daher notwendig, auch den Gesamtabfluss, der bisher durch Pegelmessungen gewonnen wurde, durch Simulationsergebnisse zu substituieren.

7.3.2 Anpassungen

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Anpassungen von berechneten an im Gerinneabfluss gemessene Tritium-Konzentrationsverläufe für fünf Weser-Teilgebiete vorgenommen. Im einzelnen waren dies die "Quelleinzugsgebiete" Fulda, Werra und Aller, sämtlich ohne Oberliegerzufluss, und die Gebiete Weser I und Weser II, die jeweils die oberhalb liegenden Gebiete mit einschließen und somit integralen Charakter haben. Weser I erfährt eine Tritiumbeaufschlagung durch die Kühlwassereinleitung des Kernkraftwerkes Würgassen, das 1971 als erstes rein kommerziell genutztes Kernkraftwerk Deutschlands in Betrieb ging und seit 1995 stillgelegt ist. Belastete Wassereinleitungen dauern bis zum heutigen Tag an. Weser II erhält zusätzlich Tritium-Einträge durch das Kernkraftwerk Grohnde bei Hameln. Die Anlage wurde 1985 in Betrieb genommen und leitet ebenfalls bis heute über das Kühlwasser Tritium in die Weser ein (E.ON ENERGIE AG 2003). Vor allem das leistungsfähigere KKW Grohnde beeinflusst durch intermittierende Tritium-Abgaben sehr deutlich den Konzentrationsverlauf im Abfluss der Weser. Da bisher die Tritiumbeaufschlagung infolge Kühlwassereinleitungen in TRIBIL nicht implementiert ist, waren stimmige Anpassungen nicht möglich (s. Tab. 7.5). Auf weitere Anpassungen für die unterhalb liegenden Gebiete Weser III – V wurde deshalb vorerst verzichtet.

Für die fünf bilanzierten Einzugsgebiete stehen monatliche Werte der Tritium-Konzentrationen im Oberflächenwasser seit August 1978 zur Verfügung. Damit konnten die Anpassungen nicht an die Maxima der 1950er und 1960er Jahre, sondern nur an den abfallenden Ast mit schon wieder gesunkenen Konzentrationswerten durchgeführt werden. Die Unsicherheit der Anpassungen ist dementsprechend hoch. Zum Vergleich werden im Folgenden die bereits bestehenden Simulationsergebnisse für die Weser-Teilgebiete herangezogen. Die maximalen modellierten Konzentrationen liegen für beide Varianten in den 1960er Jahren um 200 Bq/I. Diese Größenordnung wird bestätigt durch Modellrechnungen für verschiedene makroskalige Untersuchungsgebiete in den Vereinigten Staaten mit Konzentrationen bis zu 190 Bq/I. Gemessene Tritiumkonzentrationen im Wasser des Mississippi erreichten 1963 etwa 150 Bq/I (MICHEL 1992).



Abbildung 7.12: Modellierte und gemessene Tritiumkonzentrationen im Abfluss des Fulda-Einzugsgebietes

In Abb. 7.12 ist der modellierte Verlauf der Tritiumkonzentrationen für die gesamte Periode von 1950 bis 1999 beispielhaft für das TRIBIL-Teilgebiet Fulda dargestellt. Die Zeitreihe der Messwerte setzt erst in der zweiten Hälfte der Periode, im August 1978, ein. Inwieweit die berechneten Maxima in den 1950er und 1960er Jahren dem realen Verlauf entsprechen, bleibt weitgehend spekulativ. Dennoch ist der Vergleich zwischen den bestehenden Ergebnissen und den neuen, mit Daten aus TAC^D erweiterten Berechnungen, aufschlussreich. Wie zu erwarten war, führt die Reduktion der stark dämpfenden trägen Grundwasserkomponente zu einem beschleunigten Austrag des im System akkumulierten Tritiums. Dies resultiert in etwas höheren Maximalwerten und einem zunächst dauerhaft erhöhten Konzentrationsverlauf. Da folglich die Tritiumvorräte schneller ausgeschöpft werden, fallen die Konzentrationen ab etwa Mitte der 1970er Jahre unter das Niveau der älteren Berechnungen. Dieser prinzipielle Verlauf ist für alle bilanzierten Gebiete sehr ähnlich, mit der Ausnahme, dass die neu berechneten Maxima im Aller-Gebiet niedrigere Werte erreichen als in den vorhergehenden Simulationen. Dieser Umstand scheint darin begründet, dass zum Zeitpunkt der intensivsten Tritiumeinträge die Gebietsspeicher weniger stark durch die Verdunstung aufgezehrt sind (potentielle durch aktuelle Evapotranspiration ersetzt) und daher eine stärkere Dämpfung durch Mischung möglich ist (vgl. Kap. 8.3.1).

Im Folgenden sollen die Anpassungen der berechneten an die gemessenen Datenreihen und die durch Einbindung von stärker physikalisch basierten Datenreihen erzielten Verbesserungen näher beleuchtet werden. Abb. 7.13 und Abb. 7.14 präsentieren die Anpassungen für die Teilgebiete Fulda und Aller. Beide zeigen eine deutlich bessere Annäherung an die Messwerte durch die TAC^D–gestützte Berechnung. Die Gütemaße für alle Anpassungen sind zum Vergleich in Tab. 7.5 dargestellt.



Abbildung 7.13: Anpassungen an gemessene Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Fulda-Einzugsgebietes



Abbildung 7.14: Anpassungen an gemessene Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Aller-Einzugsgebietes

		Modelleffizienz R _{eff}	Bestimmtheitsmaß r ²
Aller	TRIBIL	0,08	0,79
	TRIBIL(modifiziert)	0,84	0,89
Fulda	TRIBIL	0,52	0,79
i uluu	TRIBIL(modifiziert)	0,88	0,89
Worra	TRIBIL	0,89	0,89
Wena	TRIBIL(modifiziert)	0,90	0,92
Wasarl	TRIBIL	0,68	0,81
Wesell	TRIBIL(modifiziert)	0,81	0,84
Weser II	TRIBIL	-0,23	0,03
WC301 11	TRIBIL(modifiziert)	-0,22	0,03

Tabelle 7.5:ModelleffizienzundBestimmtheitsmaßderTritium-BilanzierunginTeilgebieten des Weser-Einzugsgebietes

Ausnahmslos haben sowohl die Modelleffizienzen nach Nash & Sutcliffe (nähere Erläuterungen vgl. Kap. 7.2.2), als auch die Bestimmtheitsmaße durch die Einbindung der TAC^D-Daten eine Aufwertung erfahren, wobei erstere eine ausgeprägter positive Tendenz zeigen. Besonders deutlich ist dies für das Allergebiet, für das die Modelleffizienz von 0,08 auf über 0,8 verbessert werden konnte. Auch der Tritium-Transport im Fulda-Gebiet wird durch eine Modelleffizienz von fast 0,9 gegenüber einem Wert von rund 0,5 wesentlich besser beschrieben als zuvor. Für die Werra konnte die vormals schon sehr gute Anpassung nur noch geringfügig verbessert werden. Für das Gebiet Weser II war aus oben angesprochenen Gründen keine befriedigende Anpassung möglich. Dies demonstrieren auch die negativen Modelleffizienzen und sehr niedrigen Bestimmtheitsmaße. Sehr deutlich sind die ab 1985 vom Kernkraftwerk Grohnde intermittierend abgegebenen, dem modellierten Konzentrationsverlauf wie einem Sockel aufsitzenden, Tritiumpeaks erkennbar (Abb. 7.15).



Abbildung 7.15: Anpassungen an gemessene Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Einzugsgebietes Weser II

In den sieben vorhergehenden Jahren kommt die TAC^D–gestützte Datenreihe den Messwerten etwas näher als die ältere Berechnung. Auch nach 1985 liefert die Reihe TRIBIL(modifiziert) insofern ein plausibles Bild, als dass die Minima der Messwerte - mutmaßlich unbeeinflusst durch Kühlwassereinleitungen – meist recht gut auf der Linie der Neuberechnung zu liegen kommen. Bei Kenntnis der durch das KKW Grohnde monatlich abgegebenen Tritiummengen sollte demnach eine gute Annäherung an die gemessene Ganglinie möglich sein. Auch das Gebiet Weser I ist schon durch Kühlwassereinleitungen des KKW Würgassen beeinflusst. Daher sind hier ebenfalls die Anpassungen nicht optimal gelungen. Die Darstellungen für Werra und Weser I sind im Anhang aufgeführt.

In allen Fällen unterscheiden sich die TAC^D–basierten Ganglinien von der konventionell berechneten durch geringere Schwankungsamplituden, die weitgehend denjenigen der Messdaten entspricht. Allerdings bleibt eine deutliche, wenn auch etwas geglättete, Saisonalität erhalten, die phasengleich mit den alten Ganglinien verläuft. Die Messwerte weisen nur abschnittsweise einen sehr wenig ausgeprägten Jahresgang auf, der zudem

zeitweilig einen fast gegenphasigen Verlauf hat. Um zu ergründen, ob als Ursache die Eingangsdaten, oder aber der konzeptionelle Aufbau des Bilanzierungsmodells TRIBIL in Betracht kommen, lag eine genauere Untersuchung der einzelnen Abflusskomponenten nahe.

7.3.3 Untersuchung der Abflusskomponenten

Um den Ursachen der auffallenden Saisonalität aller TRIBIL-Ergebnisse näher auf den Grund zu gehen, sollen im folgenden die einzelnen Abflusskomponenten hinsichtlich ihrer Tritiumkonzentration näher betrachtet werden. Das Modellkonzept von TRIBIL sieht vor, dass sich erst im Vorfluter Direktabfluss, schneller Grundwasserabfluss und träger Grundwasserabfluss mischen. Vorher gibt es zwischen den drei Komponenten keinerlei Austausch. Die Mischungen in den Speichern und die Zerfallsprozesse werden völlig separat behandelt. Daher können sich die Einzelkonzentrationen am Mischungsort sehr deutlich unterscheiden. In Abb. 7.16 sind die modellierten Verläufe der Tritiumkon-zentrationen in den Abflusskomponenten, wieder am Beispiel der Fulda, zu sehen.



Abbildung 7.16: Modellierte Tritium-Konzentrationen in den Abflusskomponenten der Fulda (TRIBIL(modifiziert))

Der schnelle Grundwasserabfluss ist durch niedrige Konzentrationen mit relativ ausgeglichenem Verlauf gekennzeichnet. Im Gegensatz dazu verlaufen die Tritiumgehalte des trägen Grundwasserabflusses sehr ausgeglichen auf hohem Niveau. Aufgrund der langen Verweilzeiten sind noch immer Reserven von den vorrangig in den 1960er Jahren aufgetretenen starken Inputschüben vorhanden. Die Tritium-Verluste werden zum Großteil durch den radioaktiven Zerfall bestimmt, daher ähnelt der Verlauf der Konzentrationen sehr demjenigen einer abfallenden Exponential-Funktion. Aufgrund des unverzögerten Abflusses entsprechen die Konzentrationen im Direktabfluss denen des Niederschlags im entsprechenden Monat. Daher ist der Verlauf sehr starken Schwankungen unterworfen und wird von einem typischen Jahresgang beherrscht. Die Konzentrationen des Gesamtabflusses im Vorfluter ergeben sich als abflusshöhen-gewichtete Mischung der Einzelkomponenten. Ganz offensichtlich ist der Tritiumgehalt im Flusswasser stark durch den direkten Abfluss dominiert. Der Jahresgang bildet sich sehr deutlich ab und wird nur leicht durch die Grundwasserabfluss-Komponenten gedämpft. Alle TRIBIL-Berechnungen für die einzelnen Teil-Einzugsgebiete weisen entsprechende Charakteristika auf. Am deutlichsten können sie jedoch anhand des Fulda-Einzugsgebietes demonstriert werden, was wohl auf den großen Anteil des Direktabflusses am Gesamtabfluss in diesem Teilgebiet zurückzuführen ist (vgl. Tab. 8.3).

7.3.4 Tritiumbilanz

Mit Hilfe des Modells TRIBIL können die Tritiumausträge aus dem Einzugsgebiet gegen die Einträge bilanziert werden. Eintragspfade sind neben dem Niederschlag Überleitungen aus anderen Stromgebieten über das Kanalnetz, sowie die Emissionen kerntechnischer Anlagen. Das Tritium verlässt das Gebiet über die Verdunstung, den Abfluss, Kanal-Überleitungen in die Nachbar-Stromgebiete und schließlich über radioaktiven Zerfall. In den aktuellen Modell-Anwendungen sind die Wasserbewegungen über das Kanalnetz und die Einträge durch Kernkraftwerke noch nicht berücksichtigt. Die Teilgebiete Fulda, Werra und Aller werden jedoch ohnehin nicht durch kerntechnische Anlagen beeinflusst, an Fulda und Werra gibt es auch keine nennenswerten Überleitungen. Abb. 7.17 und Abb. 7.18 zeigen die simulierten Jahresfrachten der bedeutsamsten Tritiumbilanzterme für das Aller-Einzugsgebiet, wobei die Ergebnisse der bisherigen Modellierung TRIBIL denjenigen des neuen Ansatzes TRIBIL(modifiziert) gegenübergestellt sind. Als augenscheinlichster Unterschied fällt der deutlich reduzierte Tritium-Austrag via Verdunstung in TRIBIL(modifiziert) auf. Dies ist zweifellos auf die verminderten Werte der berechneten aktuellen Verdunstung zurückzuführen. Da mehr Tritium im System verbleibt, muss eine größere Stoffmenge über den Abfluss ausgetragen werden, was sich in höheren Frachten über diesen Pfad niederschlägt. In den älteren TRIBIL-Simulationen macht sich die Überschätzung der Verdunstung unter anderem dadurch bemerkbar, dass speziell im Jahr 1963 eine weit größere Fracht via Verdunstung berechnet wurde, als durch den Niederschlagsinput eingetragen wurde. Dies ist prinzipiell als Folge der Tritiumspeicherung in den vorausgehenden Jahren möglich, erscheint aber in Hinblick auf die gerade 1963 intensive Tritium-Beaufschlagung des Einzugsgebietes mit großen Frachten im Niederschlag als eher unwahrscheinlich. Insgesamt erreicht die langjährige Fracht über Verdunstung den Betrag des Inputs, so dass bei Hinzunahme der Abflussfrachten die Bilanz nicht mehr aufgehen kann (s. Tab. 7.6).



Abbildung 7.17: Mit TRIBIL berechnete Bilanz-Terme des Aller-Einzugsgebietes



Abbildung 7.18: Mit TRIBIL(modifiziert) berechnete Bilanz-Terme des Aller-Einzugsgebietes

	TRIBIL	TRIBIL(modifiziert)
	[10³ TBq]	[10³ TBq]
gesamter Tritiumeintrag via Niederschlag	12,8	12,8
gesamter Tritiumaustrag via Verdunstung	12,9	8,9
gesamter Tritiumaustrag via Abfluss	2,9	3,9
Bilanz (ohne Berücksichtigung des Zerfalls!)	-2,9	0,02

Tabelle 7.6: Tritium-Bilanz für das Aller-Einzugsgebiet in der Periode 1950 - 99

Der Tritium-Zerfall als weiterer wichtiger Austragsterm ist nicht dargestellt. Er reduziert zusätzlich die für den Austrag über Verdunstung zur Verfügung stehende Tritium-Bevorratung. Die offensichtlich unausgeglichene Massenbilanz spricht als weiteres Indiz für die Notwendigkeit der Ersetzung der potentiellen durch die aktuelle Verdunstung in TRIBIL.



Abbildung 7.19: Modellierte Tritium-Frachten im Abfluss der Aller für die Periode 1979 – 98

Für die Periode August 1978 bis Oktober 1999 liegen Messwerte der Tritium-Konzentrationen im Oberflächenwasser vor, so dass in Verbindung mit gemessenen Abflussdaten die Jahresfrachten im Abfluss für den Zeitraum 1979 bis 1998 relativ genau ermittelt werden konnten. Der Vergleich mit den Simulationen (Abb. 7.19) vermittelt eine deutlich bessere Anpassung durch die TRIBIL-Berechnungen. Allerdings ist zu berücksichtigen, dass in TRIBIL die Frachten aus simulierten Konzentrationen und gemessenen Abflüssen gewonnen wurden, während TRIBIL(modifiziert) auf die in TAC^D modellierten Abflussdaten zurückgreift. Dadurch fließen auch alle Fehler aus der Wasserhaushaltsmodellierung in die Ergebnisse ein. Da die Abflusssummen generell im Modell um bis zu 20 % überschätzt wurden, überträgt sich der Überschuss unvermindert auch auf die Frachten.

Fazit

Im Einzugsgebiet der Weser, bzw. in Teilgebieten, wurden drei verschiedene Modellanwendungen vorgenommen. In einem ersten Schritt, der nur der ersten groben Orientierung diente, kamen eindimensionale mathematische Fließmodelle zum Einsatz. Das Exponentiel- und das Dispersionsmodell erbrachten, soweit absehbar, plausible Ergebnisse für die mittleren Verweilzeiten in drei Teilgebieten. Danach hält sich ein Tritium-Teilchen durchschnittlich etwa 1 – 2 Jahre in den modellierten Teilgebieten auf.

Anschließend wurde das an das Einzugsgebiet adaptierte Wasserhaushaltsmodell TAC^D auf Basis von Monats-Zeitschritten eingesetzt, um modellierte Datenreihen für die TRI-BIL-Anwendungen bereitstellen zu können. Die Kalibrierung über einen Zeitraum von 14 Jahren war mit gutem Erfolg anhand gemessener Abflussreihen der Pegel "Letzter Heller" / Werra und Intschede / Weser möglich. Die Validierung reichte über eine Periode von 30 Jahren und zeigte im Vergleich zur Kalibrierung deutliche Schwächen. Generell konnte die Abflussdynamik zwar gut wiedergegeben werden, jedoch wurden sowohl während der Kalibrierung, als auch während der Validierung die Abflüsse überschätzt, was sich unter anderem durch erhebliche Volumenfehler ausdrückte.

Für die gesamte Zeitreihe von 1950 bis 1999 wurden im nächsten Schritt fünf berechnete Datenreihen aus der TAC^D-Simulation in TRIBIL eingelesen und mit dem modifizierten Modell Rechenläufe für fünf Teilgebiete durchgeführt. Für die Anpassung standen gemessene Tritiumkonzentrationen im Oberflächenwasser ab August 1978 zur Verfügung. Die Simulationsergebnisse für die vorhergehenden Jahrzehnte konnten nicht verifiziert werden. Allerdings waren Vergleiche mit den Ergebnissen anderer TRIBIL-Anwendungen möglich. Es konnte für alle Teilgebiete eine Verbesserung der Anpassungen erreicht werden, jedoch mussten bis jetzt die Simulationen auf Gebiete ohne Beeinflussung durch kerntechnische Anlagen beschränkt bleiben. Als Ursache der starken Saisonalität aller TRIBIL-Simulationen konnte der Einfluss der oberflächennahen Abfluss-Komponente identifiziert werden. Eine Verbesserung der Tritiumbilanz war vor allem durch die substituierten Verdunstungswerte möglich. Die aktuelle Verdunstung wurde zwar durch die Berechnung zwar unterschätzt, dennoch dürften die Werte die reale Verdunstung besser approximieren, als dies durch die potentielle Verdunstung der Fall war. Eine Überschätzung der Frachten via Abfluss konnte auf die zu hoch simulierten Abflüsse zurückgeführt werden.

8 Diskussion der Ergebnisse

8.1 Anwendung der Fließmodelle

Die gemessenen Tritiumkonzentrationen im Fulda-Wasser ließen sich am besten mit dem EPM approximieren, die Messdaten von Werra und Weser I hingegen mit dem DM. Diese Anpassungen zeigen auch jeweils die geringste Standardabweichung (Sigma) und die maximale Modelleffizienz (Tab. 7.1). Es fällt auf, dass sich in jedem Fall die berechneten Verweilzeiten aus dem EPM und dem DM sehr ähneln. Dadurch wird die Zuverlässigkeit der Ergebnisse untermauert. Das PFM erbringt teilweise deutlich differierende Resultate. Dies ist allerdings nicht weiter verwunderlich, da die Bedingungen für die Anwendbarkeit des Modells in keiner Weise erfüllt waren. Die Fulda fällt mit ihren wesentlich geringeren Verweilzeiten auf. Aber auch hier stützen sich die verschiedenen Modelle wechselseitig durch ähnliche Ergebnisse bei gleichzeitig hoher Güte der Anpassungen. Offensichtlich wirken in diesem Einzugsgebiet andere Mechanismen des Stofftransports. Eine nahe liegende Erklärung wäre der sicher vorhandene Einfluss der Edertalsperre, die den Abfluss von knapp 25 % der Gebietsfläche zeitweilig speichert. Allerdings wäre durch die künstliche Rückhaltung eher mit einer Verlängerung der Verweilzeiten zu rechnen gewesen. Die geringfügig schlechteren Gütemaße für das Teilgebiet Weser I können durch den zusätzlichen Tritium-Eintrag durch das Kernkraftwerk Würgassen, der durch die Fließmodelle nicht erfasst wird, begründet werden.

8.2 Niederschlag-Abfluss-Simulationen mit TAC^D

8.2.1 Das Schnee-Modul

Die auffallend schlechtesten Übereinstimmungen von gemessener und berechneter Ganglinie treten immer wieder in Winter-Perioden auf. Nur in diesen Zeiten ist als Folge von Schneefall das Schnee-Modul aktiv. Um einen eventuellen Zusammenhang näher zu untersuchen, sollen exemplarisch zwei aufeinander folgende Winter der Kalibrierungsphase detaillierter in Verbindung mit dem Aufbau und dem Abschmelzen der Schneedecke betrachtet werden. Die Abb. 8.1 zeigt neben den Abflussganglinien den zeitlichen Verlauf der Lufttemperatur, sowie das Wasseräquivalent der Schneedecke, jeweils flächengemittelt über das Werra-Einzugsgebiet. Die Arbeitsweise des Schnee-Moduls wird sehr anschaulich demonstriert: Sobald die Lufttemperatur unter einen Schwellenwert sinkt, werden alle Niederschläge in fester Form simuliert und eine Schneedecke aufgebaut. Temperaturen über dem Schwellenwert führen zu einem allmählichen Aufzehren der Schneevorräte. Die Abbildung täuscht einen Schwellenwert von 0 °C vor, obwohl für die Simulation negative Werte festgesetzt wurden (vgl. Kap. 7.2.3). Es ist zu bedenken, dass Mittelwerte für eine heterogene Fläche dargestellt sind. In hohen Berglagen liegen die Temperaturen entsprechend tiefer, so dass ein Schneedeckenaufbau beginnen kann, auch wenn das Gebietsmittel bei 0 °C oder noch darüber liegt.

Im März 1962 bewirkt die Schneespeicherung einen deutlichen Rückgang des simulierten Abflusses, der aber noch deutlich über dem gemessenen liegt. Dem anschließenden Schneedeckenabbau folgt im Modell keine Abflusszunahme durch das abfließende Schmelzwasser. Sehr deutlich geschah dies aber in der Realität. Da der April der niederschlagsärmste Monat seit dem vorausgegangenen November war, ist mit großer Wahrscheinlichkeit intensive Schneeschmelze die Ursache für den erhöhten Abfluss gewesen. Ganz offensichtlich wird die Schneespeicherung durch das Modell unterschätzt und im März Abfluss generiert, der real erst verzögert im April den Gebietsauslass erreichte.



Abbildung 8.1: Monatswerte des Niederschlags, des gemessenen und simulierten Abflusses, der gemessenen Lufttemperatur und des simulierten Wasseräquivalents der Schneedecke

Dass die Schneerücklagen jedoch nicht systematisch zu gering berechnet werden, beweist der Winter 1962/63. Der Schneedeckenaufbau beginnt im Modell schon im November, begleitet von einem deutlichen Abflussrückgang. Real nahm der Abfluss allerdings im November zu, was gegen eine so intensive Schneespeicherung spricht. Im weiteren Verlauf wird durch TAC^D ein unrealistisch hohes Wasseräquivalent von über 90 mm im Schnee gespeichert. Das Abschmelzen dieser Rücklage führt folgerichtig zu einer (leichten) Überschätzung des gemessenen Abflusses.

Eine Reihe weiterer ähnlicher Ereignisse während der Simulationsperioden demonstriert, dass das Schnee-Modul vielfach unrealistische Schneerücklagen berechnet, die die realen Verhältnisse sowohl über- als auch unterschätzen. Somit kann eine Verschiebung der Temperatur-Schwellenwerte nicht zu einer Verbesserung der Prozessbeschreibung führen, sondern nur zu einer einseitigen Verlagerung der Abweichungen von der Realität. Vielmehr wird deutlich, dass die Zeitskalen vom Modell und von den realen Prozessen nicht übereinstimmen. Innerhalb eines Monats ändert sich die Lufttemperatur vielfach und kann wiederholt die 0 °C-Grenze überschreiten. Die resultierenden, oft nur kurzfristig andauernden Prozesse wie Schneefall, Schneekompaktion oder -schmelze könne auf Basis nur einer Variablen, dem Monatsmittel der Lufttemperatur, nur unzulänglich beschrieben werden. Bei der verwendeten Zeitschrittlänge scheint das Schnee-Modul in dieser Form nicht angemessen.

8.2.2 Überschätzung des Gesamtabflusses

Der visuelle Eindruck einer häufigen Überschreitung der gemessenen durch die simulierten Abflüsse sowohl in Niedrigwasserphasen, als auch im Falle vieler Abflussspitzen, wird durch Volumenfehler bestätigt, die für den gesamten Zeitraum 1950 - 1999 17 % des Abflusses am Pegel "Letzter Heller" und 20 % des Abflusses am Pegel Intschede ausmachen. Fehlerquellen lassen sich auch außerhalb des Modells finden.



Abbildung 8.2: Einfluss der Talsperren-Steuerung am Beispiel eines Ereignisses an der Eder-Talsperre (Datengrundlage NLÖ 2001)

Abb. 8.2 zeigt anhand eines Ereignisses im März 1999, dass durch Steuerung der Abgabe vorübergehend über 200 m³/s in der Edertalsperre zurückgehalten werden können. Künstliche Steuerungen des Abflusses sind jedoch im Modell nicht berücksichtigt. Dieses Argument wird dadurch etwas entkräftet, dass solche Rückhaltungen nur über wenige Tage hinweg erfolgen und sich in den Monatswerten der Modellberechnungen allenfalls abgeschwächt auswirken können. Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass die Summenwirkung aller im Einzugsgebiet liegender Talsperren Umverteiluna des Abflussvolumens erreicht, die sich eine auch in den Modellzeitschritten Damit jedoch nicht der niederschlägt. ist langfristige Abflussüberschuss erklärt. Dies gelingt zumindest zum Teil durch die Wasser-Entnahmen aus der Weser zur Kühlung von Kraftwerken und zur Speisung der Schifffahrtskanäle. Über den Mittelland- und den Elbe-Seitenkanal, sowie über Verdunstung von der offenen Wasserfläche verlässt Wasser das Einzugsgebiet. Infiltration im Kanal kann über die Grundwasseranreicherung zu einer verstärkten Evapotranspiration im Umfeld der Kanäle führen. Diese Verluste sind bisher in TAC^D ebenfalls nicht berücksichtigt.

Eine weitere "Verlustgröße" sind unterirdische Abströme, die im Lockergestein des norddeutschen Tieflandes den Pegel Intschede umfließen und durch die Abflussmessungen nicht erfasst werden. Hierüber liegen jedoch keine quantifizierten Angaben vor.

Keiner dieser Sachverhalte kann Abflussüberschüsse in der auftretenden Größenordnung erklären, und keiner scheint für den Pegel "Letzter Heller" plausibel, der weder durch große Talsperren oder Kanäle, noch durch bedeutende anstehende Lockergesteinsauflagen beeinflusst ist. Wohl können sie die Zunahme der berechneten Überschüsse zwischen "Letzter Heller" und Intschede begründen, aber zusätzlich scheint ein modellinterner Fehler zu bestehen. Im Falle gegebener Niederschlagshöhen bedeutet in der langjährigen Wasserbilanz die Überschätzung des Abflusses zwangsläufig eine Unterschätzung der Verdunstung. Die Messung des Abflusses und vor allem des Niederschlags sind ebenfalls fehlerbehaftet (RICHTER 1995). Im langjährigen Mittel sollten sich diese Fehler jedoch (im Idealfall) ausgleichen. Die Fehler infolge der Regionalisierung innerhalb TAC^D sind mit rund 0,3 % vernachlässigbar. Somit sollen die vorhandenen gemessenen Datenreihen von Abfluss (A) und Niederschlag (N) an dieser Stelle nicht angezweifelt werden und zur Ermittlung der aktuellen Verdunstung (V) als Restglied der Wasserhaushaltsgleichung herangezogen werden. Für die Jahresreihe 1950 bis 1999 folgen aus

$$V = N - A$$

die Werte der Tab. 8.1 für die Einzugsgebiete von Werra / Letzter Heller und Weser / Intschede.

Einzugsgebiet	V als Restglied	V aus TAC ^D	Differenz
	[mm/a]	[mm/a]	[mm/a]
Werra / Letzter Heller	468	391	77
Weser / Intschede	472	392	80

Tabelle 8.1:	Berechnung der aktuellen Verdunstung V aus der langjährigen Wasserbi
	lanz und mit TAC ^D

Auch unter der Annahme, dass aus oben angeführten Gründen (Kanäle, unterirdischer Abstrom) zu niedrige Abflüsse gemessen wurden, so ist eine fehlerhafte Berechnung der Verdunstung kaum von der Hand zu weisen. Die Abminderung der potentiellen Verdunstung erfolgt in der Bodenroutine in Abhängigkeit der aktuellen Bodenfeuchte (vgl. hierzu Abb. 6.4). Der Kalibrierungsparameter LP legt fest, ab welchem Feuchtegehalt relativ zur Feldkapazität des Bodens die potentielle Verdunstung linear abgemindert wird. Der eingestellte Wert von 0,6 ist experimentell durch Menzel untermauert (MENZEL 1997, zitiert in ROSER 2001) und wurde in dieser Arbeit bewusst nicht verändert, um die physikalische Plausibilität zu erhalten. Als weiterer Freiheitsgrad zur Beeinflussung der Verdunstung bleibt die Veränderung der Bodenfeuchteverhältnisse. Diese werden im Boden-Modul durch den Parameter BETA und die Feldkapazität des jeweiligen Bodens gesteuert. Die BETA-Werte der Bodentypen sind ebenfalls durch physikalische Überlegungen nur schwer zu quantifizieren. Deshalb wurde auf das Expertenwissen von **UHLENBROOK** zurückgegriffen und die zu Beginn festgelegten Werte beibehalten. Somit bleibt als letzte Variable die Feldkapazität. Die Daten wurden der Tafel 4.3 des HAD entnommen (BMU 2003) und sind schon wegen der Dissonanz von realer Heterogenität der Böden und räumlicher Auflösung der vorliegenden Shapefiles angreifbar. Zudem stellt die zitierte Tafel nur die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes dar. Tiefere Böden können jedoch auch über kapillaren Aufstieg einen weiteren Beitrag zur Evapotranspiration leisten. Dies ist z.B. für die feinkörnigen Lößböden der niedersächsischen Bördenlandschaften gut vorstellbar. Aus rein logischen Überlegungen folgt, dass eine Vergrößerung der Feldkapazität im Modell das Wasserangebot für die Verdunstung vergrößern würde. Ein zusätzlicher kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser kann im Boden-Modul nicht berücksichtigt werden, also müsste auch ein solcher Beitrag in der Parametrisierung des Bodenspeichers beinhaltet sein. In einem versuchsweisen Rechenlauf wurden pauschal alle Feldkapazitäten im Einzugsgebiet um 100 % erhöht. Ohne Neukalibrierung ließ sich das Problem des Volumenfehlers für den Zeitraum der Kalibrierungsperiode fast neutralisieren. Einige wenige vorläufige Einstellungen der Kalibrierungsparameter führten zu der Anpassung in Abb. 8.3 und den in Tab. 8.2 aufgeführten Gütemaßen.



Abbildung 8.3: Niederschlag-Abfluss-Simulation für die Werra / Pegel "Letzter Heller" während der Kalibrierungs-Periode mit verdoppelten Werten der Feldkapazität

Eine generelle Aufstockung der Feldkapazitäten erscheint aus den dargestellten Gründen zulässig. Inwieweit dies für jeden Bodentyp durchgeführt wird, müsste weiter diskutiert werden. Eine umfassende Neukalibrierung hätte den Rahmen dieser Arbeit gesprengt, jedoch ist ein vielversprechender Ansatz zur weiteren Verbesserung der Simulationsergebnisse aufgezeigt.

Tabelle 8.2:Gütemaße der Anpassung während der Kalibrierungsperiode mit
verdoppelten Werten der Feldkapazität.

Werra/Letzter Heller		Weser/Intschede			
Bestimmtheitsmaß	0,82	Bestimmtheitsmaß	0,80		
Modelleffizienz	0,82	Modelleffizienz	0,79		
log. Modelleffizienz	0,86	log. Modelleffizienz	0,82		
Volumenfehler [mm/a]	-3	Volumenfehler [mm/a]	-6		

8.2.3 Bewertung der Abflussdynamik

Schon in der jetzigen Modellversion mit mutmaßlich zu tief angesetzten Werten der Feldkapazität ist die gesamte Dynamik des Wesersystems zufrieden stellend erfasst.

Die Unterteilung des überaus vielseitig ausgestatteten Einzugsgebietes in nur 8 Klassen gleichen hydrologischen Verhaltens, sowie die Beschreibung auch sehr kleinräumig ablaufender Prozesse (Hangskala!) in einem 2 000 x 2 000 m²-Grid muss als starke Simplifizierung der natürlichen Verhältnisse gesehen werden. Eine perfekte Anpassung liegt daher nicht im Rahmen der Erwartungen. Auch das komplexe Zusammenwirken der Teileinzugsgebiete mit - je nach Länge der Hauptvorfluter - ganz unterschiedlichen Fließwegen bis zum Gebietsauslass wird so gut abgebildet, dass ein zusätzliches Routing im Gerinne, wie es in vorhergehenden Modellanwendungen üblich war, entfallen konnte. Die Verteilung des Abflusses über die Zeit wird maßgeblich durch die Fließstrecke vom Ort des Niederschlags bis zum nächsten Gerinne bestimmt. Je Monatszeitschritt kann das Wasser nur jeweils eine Stufe in der Speicherkaskade weitergegeben werden. Aus diesem Grund musste die anfänglich gewählte räumliche Auflösung von 500 x 500 m² auf 2 000 x 2 000 m² hochskaliert werden: Eine Fließstrecke von nur 500 m pro Monat war weit zu gering und führte zu einer starken Verzögerung des Gebietsabflusses und damit zu einem "verwaschenen" Abflusssignal (Abb. 8.4). Hier stimmten Raum- und Zeitskala des Modells nicht überein. In der jetzigen Auflösung kann unter der Annahme, dass alles Wasser, das innerhalb eines Monats ein Gerinne erreicht, auch innerhalb desselben Monats bis zum Gebietsauslass geleitet wird, der Abflussgang am Pegel in der zeitlichen Dynamik überwiegend stimmig wiedergegeben werden. Auch wenn dies - in der Natur betrachtet - bei maximalen Fließstrecken bis etwa 600 km fraglich erscheint, so wird sich der Abfluss real auf maximal zwei Zeitschritte verteilen. Der zusätzliche Aufwand für die Implementierung des Wellenablaufs im Gerinne mit dem notwendigen Dateneinsatz erschien daher nicht gerechtfertigt.



Abbildung 8.4: Abfluss-Simulation der Weser / Intschede auf der Grundlage eines 500 x 500m²-Rasters

8.2.4 Betrachtung der Abflusskomponenten

Die simulierten Datenreihen des direkten Abflusses, sowie des schnellen und des trägen Grundwasserabflusses waren grundlegende Ergebnisse der Niederschlag-Abfluss-Modellierung im Weser-Einzugsgebiet und flossen direkt, beziehungsweise über den Aufteilungsfaktor g, in die Anwendung von TRIBIL(modifiziert) ein. Abb. 8.5 und Abb. 8.6 zeigen beispielhaft die Abflusskomponenten von den Teilgebieten Fulda und Aller. Sie verdeutlichen anschaulich, wie die unterschiedlichen Gebietseigenschaften im Modell wirken. Die Fulda, mit überwiegend anstehendem Festgestein mit geringer Speicherwirksamkeit und stark reliefierten Flächenanteilen in ihrem Einzugsgebiet, fällt durch eine sehr ausgeprägte Abflussdynamik als Folge eines hohen Anteils des oberflächennahen Ablusses und eines geringen Gewichtes des trägen Grundwasserabflusses auf. Der Abfluss der Aller hingegen wird gestützt durch einen allzeit starken trägen Grundwasserabfluss und einen mäßigen Anteil des oberflächennahen Abflusses. Die Abflussspitzen sind sicher Ausdruck der ebenfalls im Einzugsgebiet vorhandenen Mittelgebirge mit Festgesteinen, aber der große Flächenanteil mit gut speichernden Lockergesteinen und geringem Gefälle führen zu einer deutlichen Dämpfung der Dynamik. In Tab. 8.3 sind die Anteile der Abflusskomponenten für alle berechneten TRIBIL-Teilgebiete dargestellt. Alle Mittelgebirgseinzugsgebiete weisen sehr ähnliche Anteile der Abflusskomponenten auf. Erst die Aller mit ihrem starken Tiefland-Einfluss fällt durch deutlich abweichende Werte auf. Das Gebiet Weser III, das die gesamte Fläche einschließlich der Aller umfasst, präsentiert einen Mischcharakter der oberhalb liegenden Gebiete.



Abbildung 8.5: Die mit TAC^D modellierte Abflusskomponenten im Fulda-Einzugsgebiet



Abbildung 8.6: Die mit TAC^D modellierten Abflusskomponenten im Aller-Einzugsgebiet

8.3 Tritium-Bilanzierung mit TRIBIL

Im vorgestellten Ansatz gingen fünf Datenreihen aus Resultaten der Wasserhaushaltsmodellierung mit TAC^D als Input in die Tritium-Bilanzierung mit TRIBIL ein. Beurteilt an den erzielten Gütemaßen hat sich die Vorgehensweise als erfolgversprechend erwiesen. Dennoch muss auf verschiedene Probleme hingewiesen werden.

8.3.1 Verdunstung

Im speziellen Fall des Weser-Einzugsgebietes resultierten aus der Wasserhaushaltsmodellierung deutlich zu hohe Abflussfüllen bei gleichzeitiger Unterschätzung der aktuellen Verdunstung. Inwieweit die Ungenauigkeiten der Eingangsdaten die Ergebnisse beeinflusst haben, sollte durch weitere Läufe von TRIBIL(modifiziert) getestet werden, wobei statt der aktuellen Verdunstung wieder die ursprünglich in TRIBIL vorgesehene potentielle Verdunstung eingesetzt wurde.



Abbildung 8.7: Berechnungsergebnisse von TRIBIL(modifiziert) mit Datenreihen der potentiellen und der aktuellen Verdunstung im Fulda-Einzugsgebiet



Abbildung 8.8: Berechnungsergebnisse von TRIBIL(modifiziert) mit Datenreihen der potentiellen und der aktuellen Verdunstung im Aller-Einzugsgebiet

Alle weiteren Modell-Parameter blieben unverändert mit der Ausnahme, dass im Fulda-Gebiet der Startwert für die Füllung des abflussfähigen schnellen Grundwasserspeichers von 295 mm auf 500 mm gesetzt werden musste, um einen Ausreißer in den negativen Bereich zu Beginn der Zeitreihe zu vermeiden. Der weitere Verlauf der Konzentrationen blieb dadurch aber praktisch unbeeinflusst. In Abb. 8.7 ist zu sehen, dass die Verdunstungshöhe im Einzugsgebiet der Fulda offensichtlich nur eine untergeordnete Rolle hinsichtlich der modellierten Tritium-Konzentrationen spielt. Die Amplitude des Jahresganges erfährt keine spürbare Veränderung. Allerdings ist der Konzentrationsverlauf bei Annahme der potentiellen Verdunstung durchgehend leicht abgesenkt, was bei stärkerem Tritium-Austrag über die Verdunstung plausibel erscheint. Im Falle der Aller kehrt sich dieses Bild jedoch um. Die Verwendung der potentiellen Verdunstung hat über die gesamte Zeitreihe eine Erhöhung der Konzentrationen im Oberflächenwasser bei gleichzeitiger Vergrößerung der saisonalen Amplitude zur Folge (Abb. 8.8). Dies kann dadurch begründet sein, dass vor allem vor Beginn der intensiven Tritium-Einträge in den frühen 1960er Jahren die niederkonzentrierten Grundwasserreserven, die in TRIBIL bei zu geringer Wassernachlieferung durch Niederschläge die Verdunstung speisen, weitgehend ausgeschöpft wurden. Die Konsequenz wäre eine verminderte Verdünnung der Trtium-Einträgen bei der Mischung und folglich höhere Konzentrationen im Abfluss. Die These wird erhärtet durch TRIBIL-Läufe mit einer von 600 mm auf 1 500 mm erhöhten initialen Füllhöhe des schnellen abflussfähigen Grundwasserspeichers. Offensichtlich ist dann eine genügende Wasserrücklage trotz potentieller Evapotranspiration gewährleistet und der Konzentrationsverlauf sinkt, wie im Fulda-Einzugsgebiet, unter die TRIBIL(modifiziert)-Berechnungen.

Es kann konstatiert werden, dass die Ersetzung der potentiellen durch die aktuelle Evapotranspiration einen Einfluss auf das Niveau der berechneten Konzentrationen hat, die Saisonalität und Schwankungsamplitude jedoch kaum verändert. Die Wirkung der Verdunstung kommt vor allem bei der Berechnung von Frachten zum Tragen. Hierin dürfte auch die bedeutsamste Auswirkung der Unterschätzung der aktuellen Verdunstung aus TAC^D liegen.

8.3.2 Abflusskomponenten

Die Unterschätzung der aktuellen Verdunstung, sowie die korrespondierende Überschätzung des Gesamtabflusses durch die TAC^D-Modellierung ist anhand einfacher Bilanzen bzw. durch die Modell-Kalibrierung nachgewiesen. Die quantitative Richtigkeit der weiteren in TRIBIL eingeflossenen Datenreihen ist ohne zusätzliche Informationen oder experimentelle Untersuchungen kaum zu validieren. In Tab. 8.3 sind die Anteile der Abfluss-Komponenten zusammengestellt, wie sie jeweils aus der Wasserhaushalts-Modellierung und der Ganglinien-Separation mit dem Demuth-Verfahren resultieren.

		Fulda	Werra	Weser I	Weser II	Aller	
TAC ^D	Direktabfluss	46%	43%	46%	45%	29%	
	Grundwasserabfluss (schnell)	44%	48%	45%	45%	36%	
	Grundwasserabfluss (träge)	10%	10%	9%	10%	34%	
TRIBIL (
	Direktabfluss	47%	51%	49%	44%	41%	
	Grundwasserabfluss (schnell)	21%	30%	22%	26%	24%	
	Grundwasserabfluss (träge)	32%	19%	29%	29%	35%	

Tabelle 8.3: Anteile der Abflusskomponenten in Abhängigkeit der Bestimmungsmethode

Im langjährigen Mittel besitzt der oberflächennahe Abfluss in allen Gebieten nach beiden Vorgehensweisen sehr ähnliche Anteile. Die Werte erscheinen unerwartet hoch. Dabei ist jedoch zu beachten, dass der "Direktabfluss" im Falle von Monatsschritten neben dem Oberflächenabfluss auch alle langsameren Komponenten enthält, die innerhalb des Monats zum Abfluss kommen. Anteile von nahezu 50 % in Mittelgebirgsregionen liegen in dieser Hinsicht durchaus in einer realistischen Größenordnung (vgl. Diskussion in Kapitel 8.3.5). In TAC^D nimmt der schnelle Grundwasserabfluss eine gegenüber der trägen Grundwasserkomponente dominierende Rolle ein. Hingegen wird durch die Ganglinien-Separation der träge Grundwasserabfluss stärker betont. Die Reihe des Aufteilungsfaktors g deutet auf Unstimmigkeiten dieses Verfahrens hin (vgl. Abb. 7.11). Mehrfach wird der Wert 1 erreicht, das heißt, es fließt ausschließlich Wasser des trägen Grundwasserreservoirs im Gerinne ab. Dass die schnelle Grundwasserabflusskomponente in einem fast 7 000 km² großen Einzugsgebiet flächenhaft völlig zum erliegen kommt, scheint allerdings eher unrealistisch. Bei Berücksichtigung der gebietsspezifischen Begebenheiten kommt der stärker prozessbasierte Ansatz der TAC^D Modellierung zum Ausdruck. Es erscheint durchaus plausibel, dass die Teilgebiete mit hohem Anteil an Festgesteinen und fast durchweg starken Abflussschwankungen durch einen sehr geringen Beitrag des trägen Grundwasserabflusses geprägt sind. Die Einzugsgebiete Fulda, Werra, Weser I und Weser II zeigen morphologisch, geologisch und auch hinsichtlich der Abfluss-Regime sehr viele Ähnlichkeiten. Die modellierten Abflussanteile der Hauptkomponenten spiegeln diese Ähnlichkeiten wieder. Einen Kontrast bildet das Einzugsgebiet der Aller, denn es hat als einziges der dargestellten Gebiete einen großen Flächenanteil an Flachland mit mächtigen Lockergesteinsauflagen. Die morphologischen und geologischen Besonderheiten kommen ebenfalls in den Modellergebnissen sehr deutlich zum Ausdruck. Der oberflächennahe Abfluss ist als Folge der guten Durchlässigkeiten des Untergrundes reduziert. Dagegen hat der träge Grundwasserabfluss ein deutlich höheres Gewicht als in den verglichenen Einzugsgebieten. Die gut speicherfähigen Lockergesteinsaguifere des norddeutschen Tieflandes, sowie die relativ ausgeglichene Wasserführung, vor allem der Zuflüsse aus der Lüneburger Heide (NLÖ 2001), stützen diese Ergebnisse. Insgesamt ist damit zumindest gualitativ eine prozessbasierte
Verbesserung der Aufteilung auf die Abflusskomponenten durch das Modell TAC^D belegt.

8.3.3 Speicherparameter

Sowohl TRIBIL als auch TAC^D beschreiben Retention und Auslaufverhalten der Einzugsgebiete durch konzeptionelle Linearspeicher. Sie sind in dieser Hinsicht vergleichbar, mit der Einschränkung, dass TAC^D in der aktuellen Version dynamik-orientiert und nicht verweilzeit-orientiert ausgerichtet ist. Das bedeutet, dass nur Wasser berücksichtigt wird, das mobil am Wasserkreislauf teilnimmt. In TRIBIL sind zusätzlich immobile Speicher implementiert, die die tatsächliche Aufenthaltsdauer eines Wasserteilchens entscheidend beeinflussen können (UHLENBROOK 1999). Aber zumindest können die mobilen Speicher beider Modelle miteinander verglichen werden. Tab. 8.4 stellt die Spannweiten der kalibrierten Auslaufkonstanten, sowie der entsprechenden mittleren Verweilzeiten für TAC^D, TRIBIL(modifiziert) und außerdem für die bereits vorliegenden Anpassungen von TRIBIL dar. Die Werte aus TRIBIL und TAC^D weichen meist sehr deutlich voneinander ab. Wiederum lassen sich mangels verlässlicher Messdaten nicht die realen Werte quantifizieren, doch die Größenordnung der TAC^D-Resultate scheint plausibler. Mittlere Aufenthaltsdauern des schnellen Grundwassers von bis zu über 20 Jahren und des trägen Grundwassers von bis zu über 100 Jahren in TRIBIL stehen solchen von bis zu knapp einem Jahr bzw. bis zu 14 Jahren in TAC^D gegenüber.

		TRIBIL	TRIBIL(modifiziert)	TAC ^D
Grundwasser, schnell	Speicherkonstanten [1/mon]	0,0035 - 0,018	0,008 - 0,02	0,1 - 0,3
	mittlere Aufenthaltsdauern [a]	4,7 - 24	4,2 - 10	0,3 - 0,8
Grundwasser, träge	Speicherkonstanten [1/mon]	0,0008 - 0,008	0,001 - 0,005	0,006 - 0,1
	mittlere Aufenthaltsdauern [a]	10 - 104	17 - 83	0,8 - 14

Tabelle 8.4:	Vergleich der S	Speicherparameter von	TRIBIL und TAC ^D
--------------	-----------------	-----------------------	-----------------------------

Zum Vergleich sei auf die Ergebnisse der mathematischen Fließmodelle (Kap. 7.1) verwiesen, die zumeist mittlere Aufenthaltsdauern des Gesamtabflusses von unter 2 Jahren ausgaben. Diese Resultate entsprechen größenordnungsmäßig gut den TAC^D-Speicherparametern. Durch die Einbindung der neuen Datenreihen in TRIBIL(modifiziert) werden zumindest die Verweilzeiten im schnellen Grundwasserspeicher mit deutlich niedrigeren Werten beziffert. Die Ergebnisse erhalten also eine Aufwertung, jedoch bleibt fraglich, ob sie die realen Verhältnisse wiedergeben können. Weiterhin ist zu bedenken, dass die Verweilzeiten durch Berücksichtigung der immobilen Speicher in TRIBIL nochmals verlängert würden.

Die Wasserhöhen der einzelnen Grundwasserspeicher ermittelt TRIBIL monatsweise aus dem jeweiligen Speicherabfluss und der Auslaufkonstanten entsprechend Formel 4.3 (vgl. Kap 4.3). Das bedeutet, dass sich die Unsicherheiten der Speicherkonstanten direkt auf die Wasserhöhen übertragen. Aussagen über die Wasserspeicherung eines Einzugsgebietes erscheinen demnach zweifelhaft.

Der Vergleich deckt Schwächen des Bilanzierungsmodells TRIBIL auf. Obwohl gute Anpassungen von modellierten an gemessene Konzentrationsverläufe möglich sind, ist die Modellstruktur doch so fern von den Natursystemen, dass systeminterne Elemente – beispielsweise die einzelnen Speicher – nur bedingt auf die Natur übertragen werden können. Nach dem Modell-Konzept von ESSER (1980) waren die verschiedenen Speicherstockwerke als Poren- und Kluftsystem des Gesteins interpretierbar. Diese Vorstellung entstand in Quelleinzugsgebieten mit relativ homogener geologischer Ausstattung, erscheint jedoch kaum auf makroskalige Einzugsgebiete mit komplexen geologischen Gegebenheiten und zahlreichen weiteren Einflussgrößen, mit denen das zirkulierende Wasser in Wechselwirkung steht, übertragbar. Die Linearspeicher übernehmen in diesem Fall vielmehr die Funktion einzelner Black-Boxen zur Beschreibung des "mittleren Verhaltens" eines flächenhaft heterogen ausgestatteten Systems. Aussagen über interne Zustände des realen Systems lassen sich aus dem Modell allenfalls mit großer Vorsicht ableiten.

8.3.4 Parametersensitivität

Zur Anpassung der berechneten an gemessene Konzentrationsverläufe wurden je Teilgebiet 8 Parameter herangezogen. Für die 4 Speicher konnte jeweils eine Speicherkonstante sowie ein Initialwert der Speicherfüllhöhe festgelegt werden. In früheren Arbeiten wurden während der Anpassungen die initialen Speicherfüllungen durch iterative Annäherung an den Mittelwert des gesamten Modellierungszeitraumes, der nach jedem Modelllauf als Ergebnisdatei ausgegeben wird, bestimmt. Für die modifizierten TRIBIL-Läufe sollten diese Werte möglichst beibehalten werden. Nur in Ausnahmefällen wurden zugunsten einer besseren Anpassung Änderungen vorgenommen. In den meisten Fällen zeigten sich diese Parameter als ausgesprochen wenig sensitiv.

Am sensitivsten erwiesen sich die Speicherkonstanten der beiden abflussfähigen Speicher, die sowohl eine Dämpfung der saisonalen Amplitude, als auch eine Verschiebung des gesamten Niveaus der Ganglinie bewirken konnten. Eine auffällige Eigenheit der Speicherkonstanten war, dass sie, je nach Nutzung der konventionellen oder der neu modellierten Eingangsdaten, einen gegenteiligen Effekt (Anhebung oder Absenkung der Ganglinie) haben konnten. Dies sollte in einem physikalisch basiert arbeitenden Modell nicht möglich sein und unterstreicht abermals die geringe Signifikanz der Modellparameter. Auch die Speicherkonstanten wurden, wenn möglich, aus vorhergehenden Anpassungen beibehalten. Die einzelnen Parameter der Teilgebiete sind im Anhang zusammengestellt.

8.3.5 Interaktion zwischen den Abfluss-Komponenten

Aus Kap. 7.3.3 ging ein starker Einfluss des Direktabflusses auf die modellierten Tritium-Konzentrationen im Vorfluter hervor. Als Ursache kommt entweder eine Überschätzung der oberflächennahen Abflusskomponente, oder aber eine falsch angenommene Konzentration derselben in Frage. Für die Anteile des oberflächennahen Abflusses wurden mit beiden erörterten Verfahren unabhängig voneinander relativ hohe, aber gut übereinstimmende Werte ermittelt. Die Komponente enthält nach den Modellvorstellungen allen Abfluss, der nicht aus dem Grundwasser gespeist wird. Dass über den Grundwasserabfluss in Mittelgebirgsregionen nur wenig mehr als die Hälfte (vgl. Tab. Tab. 8.3), mitunter auch deutlich weniger, des Gesamtabflusses abgeführt wird, entspricht durchaus den Ergebnissen anderer Untersuchungen. So bestimmte ARMBRUSTER (2002) für die Landschaftsräume Baden-Württembergs überwiegend Anteile des Basisabfluss von unter 50 %. Damit erscheint eine falsche Annahme der Tritium-Konzentrationen im direkten Abfluss als wahrscheinlich. Die Annahme, dass alle Abflusskomponenten über Monate oder Jahre ohne jeglichen Kontakt untereinander im Einzugsgebiet verbleiben, ist sicher eine grobe Vereinfachung. Laut den Erkenntnissen neuer Forschungen findet dynamischer Austausch auch zwischen gesättigter und ungesättigter Zone statt. Unter diesem Aspekt sind theoretisch hergeleitete Prozesse wie Piston Flow oder Groundwater Ridging zu nennen. Diese Phänomene lassen als Folge von Druckübertragung Vorereigniswasser in den Vorfluter austreten. Auch experimentell sind in Hochwasserabflüssen große Anteile von "altem" Wasser nachgewiesen (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997). Damit ist belegt, dass eine scharfe Trennung zwischen den Abflusskomponenten praktisch nicht möglich ist. Begriffe wie "Direktabfluss" oder "Basisabfluss" sind ausschließlich auf die Dynamik des Wassers bezogen und sagen nichts über dessen Herkunftsräume aus. Im Modell sollte die Möglichkeit einer Mischung auch für den Direktabfluss vorgesehen sein. Auf diese Weise wäre eine Glättung des Konzentrationsverlaufes und folglich eine bessere Anpassung realisierbar.

8.4 Fazit

Eine nähere Betrachtung des modellierten Schneedeckenauf- und –abbaus führte zu der Erkenntnis, dass das TAC^D-Schnee-Modul in Form des "Monat-Grad-Verfahrens" nicht anwendbar ist, da die dynamischen Vorgänge nicht adäquat durch Monatsmittel-

werte beschreibbar sind. Für die Winter-Halbjahre resultierten daraus zum Teil deutlich fehlerhafte Simulationen.

Die generelle Überschätzung des Gesamtabflusses durch TAC^D-Berechnungen konnte weitgehend auf eine zu gering berechnete aktuelle Verdunstung zurückgeführt werden. Durch Anhebung der Feldkapazitätswerte, die zuvor aus dem Hydrologischen Atlas von Deutschland (BMU 2003) erhoben worden waren, konnte gezeigt werden, dass bei gleichzeitig einhergehender Erhöhung der aktuellen Verdunstung die Abflusssummen richtig simuliert werden können.

Der Haupteinfluss der Einbeziehung der aktuellen Verdunstung anstatt der potentiellen Evapotranspiration in TRIBIL zeigte sich weniger in der Dynamik der simulierten Tritiumkonzentrationen, sondern vor allem in der Tritiumbilanz. Trotz einer Unterschätztung der aktuellen Verdunstung konnte die Bilanz deutlich plausibler berechnet werden. Die Abflusskomponenten aus der TAC^D-Modellierung erwiesen sich, wie erhofft, als stärker an die physische Ausstattung der Teilgebiete gekoppelt als die vorher eingesetzten Datenreihen. Somit konnte von realistischeren Eingangsdaten ausgegangen werden.

Eine Analyse der Speicherparameter von TAC^D und TRIBIL ließ Defizite in der Aussagekraft des Bilanzmodells erkennen, die im Wesentlichen auf das flächenkonzentriert arbeitende Modellkonzept zurückführbar sind. Die Speicherparameter lassen daher kaum Aussagen über die räumlich sehr differenzierten hydrogeologischen Eigenschaften des Untersuchungsgebietes zu. Des Weiteren scheint das Fehlen einer Interaktion der Abflusskomponenten im konzeptionellen Aufbau von TRIBIL die Ursache der auffallenden Saisonalität der TRIBIL-Simulationen zu sein.

9 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die erstmalige *Wasserhaushaltsmodellierung mit TAC^D* in einem Einzugsgebiet der Makroskale führte zu aufschlussreichen Erkenntnissen, die zukünftigen Modellierungen zu Gute kommen können. Es wurde zunächst die besondere Bedeutung der Abstimmung von Raum- und Zeitskale deutlich. Das Modell kann nur Prozesse simulieren, die in Einklang mit der modell-internen Raum- und Zeitskale sind. Für die anfänglich gewählte Rasterweite von 500 m waren die Zeitschritte von einem Monat zu lang. Die simulierten Wasserflüsse legen diese Distanz offensichtlich in wesentlich kürzerer Zeit zurück. Im angewendeten Modell wäre eine Beibehaltung des 500 m-Rasters durch eine interne Schleife im Programmcode zur lateralen Weitergabe des Wassers möglich, wie dies beispielsweise im Routing-Modul früherer Anwendungen geschehen ist (ROSER 2001). Damit könnten in jedem Zeitschritt mehrere Stufen der Speicherkaskade durchlaufen werden.

Das Schnee-Modul erwies sich in Form eines Monat-Grad-Verfahrens als nicht geeignet. Zur Beschreibung der Akkumulation und Ablation einer Schneedecke sind Informationen in größerer zeitlicher Dichte erforderlich. TAC^D konnte daher keine verbesserten Schneedaten für die TRIBIL-Modellierung beisteuern.

Die allgemein zu hoch simulierten Abflüsse sind in einer Unterschätzung der aktuellen Verdunstung begründet. Durch entsprechende Modell-Läufe konnte der Einfluss der Feldkapazität auf die Berechnung der Verdunstung aufgezeigt werden. Es liegt nahe, dass die Speicherfähigkeit der Böden unterschätzt wurde, da nur die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes als maßgebend angenommen worden war, durch kapillaren Aufstieg jedoch auch tiefere Bodenhorizonte einen Beitrag zur Verdunstung leisten können. Über diese mögliche Erklärung hinaus bleibt dennoch die generelle Eignung des Boden-Moduls für die Bestimmung der aktuellen Verdunstung umstritten, wie schon durch OTT (2002) festgestellt. So kommt auch ein kapillarer Aufstieg aus der gesättigten Zone in Betracht, der jedoch durch das Boden-Modul nicht dargestellt werden kann.

Der Ansatz zur Raumgliederung auf Basis möglichst weniger und leicht bestimmbarer Kriterien hat sich, nach den Möglichkeiten zur Beurteilung, bewährt. Der Abflusscharakter der betrachteten Gewässer konnte in Einklang mit der naturräumlichen Ausstattung ihrer Einzugsgebiete dargestellt werden. Das zeigte sich besonders in der Aufteilung der Abflusskomponenten, die plausibel die physiographischen Charakteristika der Gebiete widerspiegeln. Dies spricht außerdem für eine angemessene Prozessbeschreibung durch das neu konzipierte Abflussbildungs-Modul, das des Weiteren bisher ungenutzte Möglichkeiten der Stofftransportmodellierung bietet. Dennoch konnte der Abflussgang vor allem während der Validierungs-Periode vielfach nur mäßig genau nachvollzogen werden. Es ist zunächst die Beseitigung der aufgeführten Mängel, namentlich der Schwächen des Schnee-Moduls und der noch zu ungenauen Berechnung der aktuellen Verdunstung, sowie die Einbindung flächendetaillierter klimatischer Eingangsgrößen erforderlich, bevor weiterführende Interpretationen möglich werden.

In der anschließenden *Modellierung der Tritium-Konzentrationen mit TRIBIL* konnten sichtbar bessere Anpassungen mit einer deutlich verringerten Saisonalität erreicht werden als in vorhergehenden Anwendungen. Die Dämpfung ist wohl auf einen stärkeren Beitrag des nieder-konzentrierten schnellen Grundwasserabflusses zurückzuführen, was wiederum für eine verbesserte Aufteilung der Abfluss-Komponenten durch TAC^D spricht.

Die Berechnung von Tritium-Bilanzen mit TRIBIL erscheinen im Vergleich zu früheren Ergebnissen plausibler. Dies ist vor allem den neu berechneten Verdunstungsreihen zuzuschreiben, die trotz der aufgeführten Mängel realitischer erscheinen, als die Annahme der potentiellen Verdunstung. Die erhöhten Frachten via Abfluss sind auf die zu hoch modellierten Abflüsse zurückzuführen und durch verbesserte Simulationen der Wasserhaushaltsgrößen (s.o.) vermeidbar.

Die TRIBIL-Ergebnisse bezüglich der Aufenthaltszeiten des Wassers im Einzugsgebiet sind nicht in Einklang mit den Resultaten der Fließmodelle und der TAC^D-Modellierung und erscheinen in ihrer Größenordnung deutlich zu hoch. Auch die Integration der neu berechneten Datenreihen brachte in dieser Hinsicht eine nur geringfügige Verbesserung. Das flächenkonzentrierte Linearspeichersystem kann die natürliche Wasserspeicherung lediglich in Form eines "mittleren Verhaltens" erfassen und scheint für Prognosen der Wasserreserven einer Landschaft nicht angemessen.

Es konnte aufgezeigt werden, dass das Fehlen einer Interaktion der Abflusskomponenten nicht den realen Prozessabläufen gerecht wird und die auffallende Saisonalität der TRIBIL-Berechnungen eine direkte Folge davon darstellt. Hier wäre eine Modifikation des Modells erforderlich, die schon vor der Mischung im Gerinne einen stofflichen Austausch zwischen den Komponenten zulässt.

Die Tritium-Modellierung war für die Teilgebiete Weser III – V noch nicht möglich. Für diese Berechnungen sind möglichst detaillierte Daten über die Tritium-Emissionen der einleitenden Kernkraftwerke, bzw. ein Verfahren zur zeitlichen Disaggregierung der vorliegenden Quartalssummen erforderlich. Eine Verbesserung aller Ergebnisse sollte durch eine zusätzliche Berücksichtigung wasserwirtschaftlicher Einflüsse wie Abflussrückhaltung in Talsperren oder Ausleitungen in Kanäle möglich sein. Die Aufarbeitung der Schwächen der TAC^D-Modellierung, das heißt, die exaktere Berechnung der Schneespeicherung und der aktuellen Verdunstung, kann weitere Erfolge schaffen.

Mit Hilfe der gewonnenen Erkenntnisse ist in naher Zukunft auch eine Erweiterung von TAC^D zur Modellierung des Tritium-Transports möglich. Gute Voraussetzungen sind durch das vorgestellte Abflussbildungs-Modul geschaffen, das unter Einbeziehung dieser erweiterten Funktion konzipiert wurde. So wie TAC^D aus den Schwächen von TRIBIL "lernen" konnte, so kann auch letzteres Modell wichtige Vorgaben leisten, die für die Bilanzierungsmodellierung unumgänglich sind. Es müssen über die Beschreibung des mobilen Wassers hinaus auch Reservoire von immobilem Wasser Berücksichtigung

finden. Im Hinblick auf die Schwächen und Stärken, die beide Modell-Ansätze bieten, erscheint es durchaus Erfolg versprechend, zum Zwecke der Tritium-Modellierung eine adaptierte Kombination beider Modelle in einem Programm-Code zusammenzuführen. Die Integration von Tritium-Daten kann auch für die Wasserhaushaltsmodellierung wertvolle Zussatzinformationen über das dargestellte System liefern und bietet ein neues Werkzeug zur Validierung von getroffenen Annahmen und Prozessvorstellungen.

Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

А	[mm]	Abfluss
A_{EG}	[km²]	Einzugsgebietsfläche
β	[1/mon]	Speicherkonstante
BETA	[-]	Modellparameter des Boden-Moduls
CFMAX	[mm/°C*mon]	Monat-Grad-Faktor
C _{in}	[z.B. Bq/l]	aus dem System ausgetragene Stoffkonzentration
C _{out}	[z.B. Bq/l]	ins System injezierte Stoffkonzentration
δ	[-]	Dirac'sche Deltafunktion
DM		Dispersions-Modell
DGM		digitales Geländemodell
DWD		Deutscher Wetterdienst
EPM		Exponential-Piston-Flow-Modell
η	[-]	Parameter des Exponential-Piston Flow-Modells,
		der die Aufteilung auf die Teilsysteme beschreibt
ЕТа	[mm]	aktuelle Evapotranspiration
ETA	[-]	vgl. Parameter η
ЕТр	[mm]	potentielle Evapotranspiration
FC	[mm]	maximale Bodenwasserspeicherung
g	[-]	Anteil des trägen Grundwasserabflusses am
		gesamten Grundwasserabfluss
g(t)	[-]	Verteilungsfunktion der Verweilzeiten im System
HA0	[mm/mon]	Höhe des oberflächennahen Abflusses
HAD		Hydrologischer Atlas von Deutschland
HAU	[mm/mon]	Höhe des Grundwasserabflusses
HAUt	[mm]	Höhe des trägen Grundwasserabflusses
hGi	[mm]	Inhalt des betrachteten Grundwasserspeichers im Monat i
HQ	[m³/s]	höchster Abfluss im Beobachtungszeitraum
hSi	[mm]	Höhe des Sickerwasserzuflusses im Monat i
h _{zu}	[mm]	Zuflusshöhe zum betrachteten Speicher
KKW		Kernkraftwerk
λ	[1/s]	Konstante des radioaktiven Zerfalls

LP	[-]	Modellparameter des Boden-Moduls
melt(t)	[mm/mon]	Schmelzwasser im Monat t
MHQ	[m³/s]	mittlerer Hochwasserabfluss
M _{in}	[z.B. Bq]	in das System eingetragene Stoffmenge
MNQ	[m³/s]	mittlerer Niedrigwasserwasserabfluss
M _{out}	[z.B. Bq]	aus dem System ausgetragene Stoffmenge
MQ	[m³/s]	mittlerer Abfluss
Ν	[mm]	Niederschlag
nFK	[mm]	nutzbare Feldkapazität
NQ	[m³/s]	niedrigster Abfluss im Beobachtungszeitraum
Р	[mm]	Zufluss zum Boden-Modul
P _D	[-]	Dispersionsparameter
PFM		Piston-Flow-Modell
r²	[-]	Bestimmtheitsmaß
recharge	[-]	Anteil des infiltrierenden Wassers, das vom Boden-Modul
		ins Abflussbildungs-Modul weitergeleitet wird
R_{eff}	[-]	Modell-Effizienz
R _{eff} (logQ)	[-]	Modell-Effizienz mit logarithmierten Abflüsse
sigma	[-]	Standardabweichung
S_{sm}	[mm]	Bodenfeuchte
T(t)	[°C]	mittlere Lufttemperatur im Monat t
τ	[S]	Aufenthaltszeit, Fließzeit seit Eintritt ins System
TG _i	[Bq/I]	Tritiumkonzentration des Grundwassers im Monat i
TN _i	[Bq/I]	Tritiumkonzentration des Niederschlags im Monat i
tt	[S]	mittlere Aufenthaltszeit
TT	[°C]	Temperaturschwellenwertparameter
V	[mm]	Verdunstung
VE	[mm/a]	Volumenfehler
WÄ	[mm]	Wasseräquivalent der Schneedecke

Literaturverzeichnis

- ARBEITSGEMEINSCHAFT ZUR REINHALTUNG DER WESER (1996): Ökologische Gesamtplanung Weser. Grundlagen, Leitbilder und Entwicklungsziele für Weser, Werra und Fulda. Ministerium für Umwelt, Raumordnung und Landwirtschaft des Landes Nordrhein-Westfalen, Düsseldorf.
- ARMBRUSTER, V. (2002): Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg. Dissertation. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 17, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br.
- BAUMGARTNER, A., LIEBSCHER, H.-J. (1996): Allgemeine Hydrologie Quantitative Hydrologie. 2. Auflage, Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- BEGEMANN, F., LIBBY, W.F. (1957): Continental water balance, groundwater inventory and storage times, surface ocean mixing rates and world-wide water circulation patterns from cosmic-ray and bomb tritium. Geochim. et Cosmochim. Acta 12 (1957), 227.
- BERGSTRÖM, S. (1976): Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI, Report No. RHO7, Norrköping, Schweden.
- BERGSTRÖM, S. (1992): The HBV model its structure and applications. SMHI Hydrology, RH no.4, Norrköping.
- BERTELSMANN (1996): Das Bertelsmann Lexikon in 24 Bänden. Lexikographisches Institut München, Verlagshaus Stuttgart GmbH.
- BISHOP, K. (1991): Episodic Increases in stream acidity, catchment flow pathways and hydrograph separation. Dissertation University of Cambridge, Department of Geography, Cambridge, UK.
- BREMICKER, M (1998): Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser- und Ostsee-Einzugsgebiet als Baustein eine Atmosphären-Hydrologie-Modells. Dissertation, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (BMU, 2003): Hydrologischer Atlas von Deutschland, 3. Lieferung, Bonn.
- DEMUTH, S. (1993): Untersuchungen zum Niedrigwasser in Europa. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 1, Freiburg i. Br.

DIERCKE (1996): Diercke Weltatlas, 3. Auflage. Westermann, Braunschweig.

- DISSE, M. (1995): Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. Dissertation, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, Heft 53.
- E.ON ENERGIE AG (2003): Kernkraftwerke → Standorte, online im Internet, URL: <u>http://www.eon-kernkraft.com</u>, [Stand: 28.11.2003].
- ESSER, N. (1980): Bombentritium Zeitverhalten seit 1963 im Abfluss mitteleuropäischer Flüsse und kleinerer hydrologischer Systeme. Dissertation an der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- FLÜGEL, W.A. (1995): Hydrological Response Units as modelling entities for hydrological river basin simulation and their methological potential for modelling complex environmental process systems. Results from the Sieg catchment.
- HENNINGSEN, D., KATZUNG, G. (1992): Einführung in die Geologie Deutschlands. 4., neubearbeitete und erweiterte Auflage. Enke Verlag.
- JOHST, M. (2003): Die Weiterentwicklung und Anwendung des prozessorientierten Einzugsgebietsmodells TAC^D im Löhnersbach-Einzugsgebiet, Kitzbüheler Alpen, Österreich. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).
- KÖNIGER, P., WITTMANN, S., LEIBUNDGUT, CH., KRAUSE, W.J. (2003): Tritium balance in a macroscale catchment. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).
- KRAUSE, W. (1988): Die Wasser- und Tritiumbilanz des Emsgebietes im Zeitraum 1951 1983. Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz.
- KRAUSE, W. (2003): mündliche Mitteilung.
- MALOSZEWSKI, P., ZUBER, A. (1996): Lumped parameter models for interpretation of environmenatal tracer data. In: Manual on mathematical models in isotope hydrology. Online im Internet: URL: <u>http://www.science.uottawa.ca/~eih/downld.htm</u> [Stand: 14.05.2003].
- MEINKE, K. (1992):Die Entwicklung der Weser im nordwestdeutschen Flachland während des jüngeren Pleistozäns. Dissertation an der Georg-August-Universität Göttingen, 1992.

- MENZEL, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Züricher Geographische Hefte, 67. ETH Zürich, Schweiz.
- MICHEL, R.L. (1992): Residence times in river basins as determined by analysis of longterm tritium records. Journal of Hydrology, 130 (1992), 367-378.
- NASH, J.E., SUTCLIFFE, J.V. (1970): River flow forecating through conceptual models, Part I – a discussion of principles. Journal of Hydrology, 10, 282-290.
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE (NLÖ, 2001): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet 1999. Hildesheim.
- OTT, B. (2002): Weiterentwicklung des Einzugsgebietsmodells TAC^D und Anwendung im Dreisameinzugsgebiet. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).
- PCRASTER TEAM (a), Faculty of Geographical Scienses, Utrecht University: History. Online im Internet, URL: <u>http://www.geog.uu.nl/pcraster/history.html</u> [Stand: 16.12.2003].
- PCRASTER TEAM (b), Faculty of Geographical Scienses, Utrecht University: PCRaster. Online im Internet, URL: <u>http://www.geog.uu.nl/pcraster/tekst.html</u> [Stand: 16.12.2003].
- PESCHKE, G., ETZENBERG, C., MÜLLER, G., TÖPFER J., ZIMMERMANN, S. (1999): Das wissensbasierte System FLAB – ein Instrument zur rechnergestützten Bestimmung von Landschaftseinheiten mit gleicher Abflussbildung. Internationales Hochschulinstitut Zittau. IHI-Schriften, Heft 10.
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main.
- ROSER, S. (2001): Flächendetaillierte Weiterentwicklung des prozessorientierten Einzugsgebietsmodells TAC und Visualisierung der Modellergebnisse in einem dynamischen GIS. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Univesität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).
- SCISSEK, F. (2002): Vergleich verschiedener Modellansätze zur Bestimmung von mittleren Verweilzeiten aus ¹⁸O-Zeitreihen im Bruggagebiet (Südschwarzwald). Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).

- SEIBERT, J. (2000): HBV Light User's Manual. Oregon State University, Department of Forest Engineering. Corvallis, Oregon.
- SMITH, M. (1992): CROPWAT A computer program for irrigation planning and management. FAO Irrigation and drainage paper 46. Rom.
- STRASSER, U. (1998): Regionalisierung des Wasserhaushalts mit einem SVAT-Modell am Beispiel des Weser Einzugsgebiets. Dissertation. Münchner Geographische Abhandlungen, Band B 28. Institut für Geographie der Universität München.
- TILCH, N., UHLENBROOK, S., LEIBUNDGUT, C. (2002): Regionalisierungsverfahren zur Ausweisung von Hydrotopen in von periglazialem Hangschutt geprägten Gebieten. Grundwasser – Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie 4/2002.
- UHLENBROOK, S., LEIBUNDGUT, C. (1997): Abflussbildung bei Hochwasser in verschiedenen Raumskalen. Wasser & Boden, 49. Jahrgang (9/1997), 13-22.
- UHLENBROOK, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. Dissertation. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 10, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br.
- WACKER, H. (1995): Die aktuelle Situation der Fulda. In: Die Weser Zur Situation von Strom und Landschaft und den Perspektiven ihrer Entwicklung. Hrsg.: Gerken, B., Schirmer, M.. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart 1995.
- WASSER- UND SCHIFFAHRTSVERWALTUNG (WSV, 2003): Online im Internet, URL: <u>http://www.wsv.de/Wasserstrassen/Gliederung_Bundeswasserstrassen</u> [Stand: 07.01.2004].
- WEISS, W., ROETHER, W. (1975): Der Tritium-Abfluss des Rheins 1961-1973. In: Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 19. Jahrgang, Heft 1, 1 – 5.
- WITTMANN, S. (2002): Tritiumgestützte Wasserbilanz im Einzugsgebiet von Fulda und Werra. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).
- ZIMNOCH, M., ROZANSKI, K., MIKOLAJCZAK, M., RANK, D. (2003): Dynamics of water transport through catchment of the Danube river traced by environmental ³H and ¹⁸O – the neural networks approach. International Symposium on Isotope Hydrology and Integrated Water Resources Management, Vienna, 19-23 May 2003, Book of extended Synopses.

Anhang



Abbildung A 1: Simulation des Abflusses der Werra (Pegel "Letzter Heller"), gesamte Validierungs-Periode



Abbildung A 2: Simulation des Abflusses der Weser (Pegel Intschede), gesamte Validierungs-Periode



Abbildung A 3: Anpassungen an gemessene Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Einzugsgebietes Werra



Abbildung A 4: Anpassungen an gemessene Tritium-Konzentrationen im Abfluss des Einzugsgebietes Weser I

Tabelle A 1:Klimastationen, deren Daten für die Temperatur-Regionalisierung zur
Verfügung standen, mit der jeweiligen Höhenlage

Station	Höhe [m NN]
Braunlage	607
Braunschweig	81
Bremen-Flughafen	4
Bremerhaven	7
Bremervörde	3
Brocken	1 142
Clausthal	563
Eschwege	170
Fulda	255
Gardelegen	47
Göttingen	167
Hameln	66
Hannover-Langenhagen	55
Bad Harzburg	269
Hauptschwenda	500
Hildesheim	117
Kahler Asten	839
Kaltennordheim	487
Leinefelde	356
Bad Lippspringe	157
Meiningen	450
Nienburg	26
Bad Salzuflen	135
Schmücke	937
Soltau	77
Sonneberg Neufang	626
Ummendorf	162
Waldeck	404
Wasserkuppe	921
Wernigerode	234

Tabelle A 2: Optimierte Parametersätze für die Anwendung von TRIBIL(modifiziert) in fünf Teilgebieten des Weser-Einzugsgebietes

Gebiet: Fulda

	Startwerte der Spei- cherfüllhöhen [mm]	Speicherkonstanten [1/mon]
abflussfähiger Grundwasserspeicher, (schnell)	295	0,01
abflussfähiger Grundwasserspeicher, (träge)	400	0,002
nicht abflussfähiger Grundwasserspeicher, (schnell)	650	0,04
nicht abflussfähiger Grundwasserspeicher, (träge)	1 950	0,003

Gebiet: Werra

	Startwerte der Spei- cherfüllhöhen [mm]	Speicherkonstanten [1/mon]
abflussfähiger Grundwasserspeicher, (schnell)	1 000	0,01
abflussfähiger Grundwasserspeicher, (träge)	2 000	0,0035
nicht abflussfähiger Grundwasserspeicher, (schnell)	650	0,04
nicht abflussfähiger Grundwasserspeicher, (träge)	1 950	0,001

Gebiet: Aller

	Startwerte der Spei- cherfüllhöhen [mm]	Speicherkonstanten [1/mon]
abflussfähiger Grundwasserspeicher, (schnell)	600	0,02
abflussfähiger Grundwasserspeicher, (träge)	400	0,004
nicht abflussfähiger Grundwasserspeicher, (schnell)	50	0,04
nicht abflussfähiger Grundwasserspeicher, (träge)	1 550	0,003

Gebiet: Weser I Startwerte der Spei-cherfüllhöhen [mm] Speicherkonstanten [1/mon] abflussfähiger Grundwasserspeicher, (schnell) 350 0,008 abflussfähiger Grundwasserspeicher, 500 0,005 (träge) nicht abflussfähiger Grundwasserspeicher, 1 000 0,01 (schnell) nicht abflussfähiger Grundwasserspeicher, (träge) 2 300 0,003

(Fortsetzung der Tabelle A 2)

Gebiet: Weser II

	Startwerte der Spei- cherfüllhöhen [mm]	Speicherkonstanten [1/mon]
abflussfähiger Grundwasserspeicher, (schnell)	400	0,01
abflussfähiger Grundwasserspeicher, (träge)	800	0,005
nicht abflussfähiger Grundwasserspeicher, (schnell)	1 200	0,013
nicht abflussfähiger Grundwasserspeicher, (träge)	2 800	0,002

Tabelle A 3: Auszug aus dem Source-Code von TAC^D, Beispiel Abflussbildungs-Modul

```
# Runoff Generation Routine - Upper storage (US)
******
# Input of percolated water to upper storage (mm)
sUS box = sUS box + sToRunoffGeneration;
sUS box = if (defined (nSubcatchments), cover(sUS box, 0));
# Runoff out of upper storage, modified by slope (mm/h)
sQ US = (sUS box * cUS K) * cSlopeFactor;
sQ US = if (defined (nSubcatchments), cover(sQ US, 0));
sQ US = min (sUS box, sQ US);
sUS box = sUS box - sQ US;
# Percolation into lower storage LS (mm/h)
sToGroundwater = min (sUS box, cUS T);
sToGroundwater = if (defined (nSubcatchments), cover(sToGroundwater, 0));
# Remaining water in upper storage
sUS_box = sUS_box - sToGroundwater;
# Lower storage (LS)
# Input of percolated water and lateral flows to lower storage (mm)
sLS box = sLS box + sToGroundwater;
sLS box = if (defined (nSubcatchments), cover (sLS box, 0));
# Runoff out of lower storage, modified by slope (mm/h)
sQ LS = (sLS box * cLS K) * cSlopeFactor;
sQ LS = if (defined (nSubcatchments), cover (sQ LS, 0));
# Q LS must not be larger than LS box (might occure with large SlopeFactor)
sQ LS = min (sLS box, sQ LS);
sLS box = sLS box - sQ LS;
# Return flow to upper storage and limit overflow
                                      *******
#*******
# Overflow of LS (mm/mon)
sQ Return = max (sLS box - cLS H, 0);
sQ Return = if (defined (nSubcatchments), cover (sQ Return, 0));
sLS box = sLS box - sQ Return;
# Add return flow to US
sUS box = sUS box + sQ Return;
# Runoff over limit of cells = direct runoff (mm/mon):
# Overflow of US
sQ Over = max (sUS box - cUS H, 0);
sQ Over = if (defined (nSubcatchments), cover (sQ Over, 0));
sUS box = sUS box - sQ Over
```