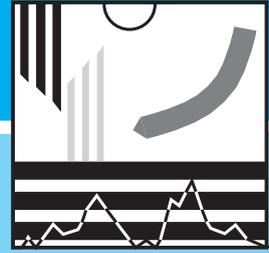


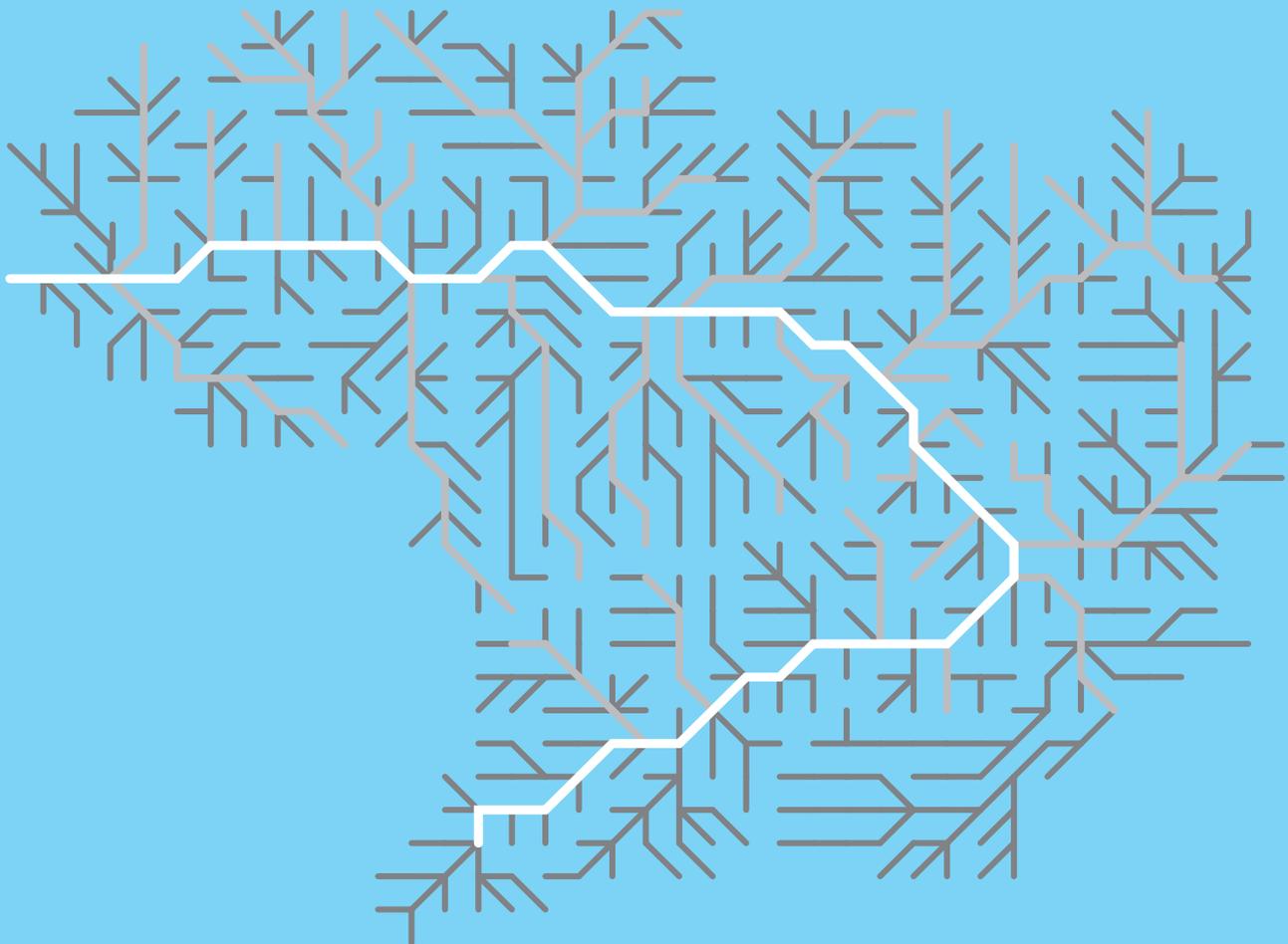
FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE



Band 11

Manfred Bremicker

Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM - Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele -



Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i.Br.

Manfred Bremicker

**Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM
- Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele -**

Unterstützt durch / Supported by:

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

FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE

Band 11

Manfred Bremicker

**Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM
- Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele -**

2000

Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br.

Freiburger Schriften zur Hydrologie

Herausgegeben von / Edited by:

Prof. Dr. Christian Leibundgut

Prof. Dr. Siegfried Demuth

Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br.

Schriftenleitung / Editorial office:

Ingeborg Vonderstraß

© Copyright: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br., 2000

Verlag und Vertrieb / Published and saled by:

Institut für Hydrologie

Universität Freiburg i. Br.

im Selbstverlag

Anschrift / Adress: Fahnenbergplatz, D-79098 Freiburg i. Br.

Germany

ISSN 0945-1609

Vorwort

Die Studie „Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM - Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele“ stellt bereits den vierten Beitrag zum Thema Abflussbildung in der Reihe FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE dar.

Die Arbeit von Dr. Manfred Bremicker spannt nun den Bogen zur Modellierung großer Einzugsgebiete. Am Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i.Br. wurden die Prozesse der Abflussbildung bisher schwerpunktmäßig in kleineren Testgebieten untersucht mit dem Ziel, Modellverbesserungen zu erreichen und mit prozessorientierten Konzeptmodellen in die Mesoskala vorzustossen. Hier wird nun im Rahmen des Baltex-Projektes der Maßstab der Makroskala am Beispiel der Einzugsgebiete von Ostsee und Weser angegangen. Als weiteres Anwendungsbeispiel wird das im Rahmen des KLIWA-Vorhabens erstellte Wasserhaushaltsmodell für das Neckargebiet beschrieben. LARSIM (Large Area Simulation Model) bietet als vielversprechende Modellkonzeption auch die Möglichkeit, in nächsten Schritten den Stofftransport an das Modell anzukoppeln. Dabei können die Erkenntnisse aus den laufenden Arbeiten zur Abflussbildung herangezogen werden, wie sie zum Beispiel im Rahmen des Internationalen Workshops „Runoff Generation and Implications for River Basin Modelling“ (9.-12. Oktober 2000, Freiburg i.Br.) vorgestellt wurden.

Herr Dr. Bremicker ging nach seinem Abschluss als Diplom-Hydrologe in die Berufspraxis des Hydrologischen Consulting beim Ingenieur-Büro Dr. Ludwig in Karlsruhe. Die Herausgeber danken Herrn Dr.-Ing. Karl Ludwig ganz herzlich für die langjährige Zusammenarbeit und die Möglichkeiten, die er Herrn Dr. Bremicker für seine weiteren Forschungstätigkeiten eröffnet hat.

Die Herausgeber

Inhalt

Zusammenfassung	IV
1 Einführung und Zielsetzung	1
2 Konzeption des Wasserhaushaltsmodells LARSIM	3
2.1 Skalen und Prozessbeschreibung in der Hydrologie	3
2.2 Randbedingungen für die Entwicklung von LARSIM innerhalb des Forschungsvorhabens BALTEX	4
3 Grundlagen des Wasserhaushaltsmodells LARSIM	7
3.1 Komponenten des Wasserhaushaltsmodells LARSIM	10
3.1.1 Interzeptionsspeicher	10
3.1.2 Schneespeicher	12
3.1.3 Bodenspeicher	16
3.1.4 Hydrologische Modellbausteine für spezielle Landoberflächen	22
3.1.5 Evapotranspiration	24
3.1.6 Abflusskonzentration im Einzugsgebiet	36
3.1.7 Translation und Retention im Gerinne	37
3.1.8 Seeretention	40
3.1.9 Talsperren, Rückhaltebecken und Flussverzweigungen	40
3.2 Umrechnung meteorologischer Messwerte	42
3.2.1 Korrektur des Niederschlagsmessfehlers	42
3.2.2 Umrechnung von Taupunkttemperatur und Globalstrahlung	44
3.2.3 Übertragung meteorologischer Messwerte auf die Fläche	45
3.3 Regionalisierung hydrologischer Modellparameter	49
3.3.1 Regionalisierung von Modellparametern für den Bodenspeicher ...	50
3.3.2 Regionalisierung von Modellparametern für die Abflusskonzentration	52
3.4 Gütemaße für die Simulationsqualität und hydrologische Maßzahlen	54
3.5 Spezielle Anwendungen von LARSIM	57
3.5.1 Einsatz von LARSIM als operationelles Wasserhaushaltsmodell ...	57
3.5.2 Anwendung von LARSIM für Gebiete außerhalb Mitteleuropas ...	59

4	Wasserhaushaltsmodell für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet	60
4.1	Zielsetzung bei der Wasserhaushaltsmodellierung für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet	60
4.2	Modellaufbau	61
4.2.1	Datengrundlagen für den Modellaufbau	61
4.2.2	Flächeneinteilung und Nachbildung des Flussnetzes	62
4.2.3	Ermittlung gerinnebezogener Systemdaten	68
4.2.4	Ermittlung flächenbezogener Systemdaten	71
4.3	Modellkalibrierung für das Weser-Einzugsgebiet	73
4.3.1	Hydrometeorologische Datengrundlagen	73
4.3.2	Startwerte für Speicherfüllungen	74
4.3.3	Auswahl der Kalibrierungsparameter	75
4.3.4	Vorgehensweise bei der Modellkalibrierung	76
4.3.5	Ergebnisse der Modellkalibrierung	78
4.4	Modellverifizierungen für das Weser-Einzugsgebiet	81
4.4.1	Modellverifizierung mit flächendifferenzierten Werten für die Kalibrierungsparameter	81
4.4.2	Modellverifizierung mit flächengemittelten Werten für die Kalibrierungsparameter	84
4.5	Berechnete Wasserbilanz für das Weser-Einzugsgebiet	86
4.6	Berechnungstest für das Ostsee-Einzugsgebiet	91
5	Wasserhaushaltsmodell für das Neckargebiet	92
5.1	Zielsetzung bei der Wasserhaushaltsmodellierung für das Neckargebiet . . .	92
5.2	Modellaufbau	93
5.2.1	Datengrundlagen für den Modellaufbau	93
5.2.2	Flächeneinteilung und Nachbildung des Flussnetzes	93
5.2.3	Ermittlung gerinnebezogener Daten	96
5.2.4	Ermittlung flächenbezogener Daten	98
5.2.5	Einarbeitung von Daten zu Wasserüberleitungen	99
5.3	Modellkalibrierung	99
5.3.1	Hydrometeorologische Daten	99
5.3.2	Vorgehensweise bei der Modellkalibrierung	100
5.3.3	Ergebnisse der Modellkalibrierung	102
5.4	Modellverifizierung	103
5.5	Berechnete Wasserbilanz für das Neckar-Einzugsgebiet	107

6	Ausblick	109
	Literatur	111
	Programmtechnische Angaben zum Wasserhaushaltsmodell LARSIM	119

Zusammenfassung

In der vorliegenden Studie werden die hydrologischen Grundlagen des Wasserhaushaltsmodells LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) sowie Beispiele zur Anwendung des Modells vorgestellt. LARSIM ermöglicht eine prozess- und flächendetaillierte Simulation des mesoskaligen landgebundenen Wasserkreislaufes bei Verwendung von flächendeckend vorhandenen bzw. ableitbaren Systemdaten.

Zunächst werden die in LARSIM verwendeten Modellansätze für die folgenden hydrologischen Teilprozesse detailliert beschrieben: Interzeption, aktuelle Evapotranspiration, Schneeakkumulation, Metamorphose des Schnees und Schneeschmelze, Bodenwasser- und Grundwasserspeicherung, lateraler Wassertransport zu den Gewässern (Abflusskonzentration) sowie die Translation und Retention im Gewässer. Weiterhin wird eingegangen auf die in LARSIM enthaltenen Verfahren zur Regionalisierung von Modellparametern sowie auf die im Programm verwendeten Ansätze für die räumliche Interpolation von meteorologischen Eingangsdaten.

Als Anwendungsbeispiele werden anschließend die Wasserhaushaltsmodelle für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet beschrieben, die als Baustein für ein gekoppeltes Atmosphären-Hydrologie-Modell erstellt wurden. Für den Aufbau dieser Modelle wurden Datengrundlagen und Auswerteverfahren eingesetzt, die eine effiziente Modellerstellung auf der Grundlage global verfügbarer Systemdaten ermöglichen. Die Wasserhaushaltsmodelle für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet weisen eine rasterorientierte Flächenaufteilung auf. Für das rund 46.000 km² große Wesergebiet beträgt die mittlere Größe der Rasterflächen etwa 193 km², für die ca. 1,73 Millionen km² großen Landoberflächen des Ostsee-Einzugsgebiets beträgt die mittlere Rasterflächengröße etwa 343 km². Das Wasserhaushaltsmodell für die Weser wurde anhand gemessener Abflussdaten für den Zeitraum von 1982 bis 1985 kalibriert und anhand gemessener Abflüsse des Zeitraums 1986 bis 1990 verifiziert. Die mit LARSIM dabei erzielte Simulationsqualität für die Abflüsse im Wesergebiet ist insgesamt als sehr gut einzustufen und zeigt die prinzipielle Eignung der gewählten Modellansätze und Systemdaten für die großräumige Wasserhaushaltsmodellierung.

Als weiteres Anwendungsbeispiel wird das Wasserhaushaltsmodell für das rund 14.000 km² große Neckargebiet beschrieben. Das Neckarmodell ist ebenfalls rasterbasiert aufgebaut, mit einer Rastergröße von 1 km² jedoch räumlich wesentlich höher aufgelöst als die Modelle für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet. Bei der Erstellung des Neckarmodells wurden sehr detaillierte Systemdaten verwendet, um auch für kleinere Einzugsgebiete innerhalb des Neckargebietes eine möglichst hohe Simulationsqualität zu erzielen. Da der Wasserhaushalt im Neckargebiet teilweise stark anthropogen beeinflusst ist, wurden dabei auch die Fremdwassereinleitungen in das Neckargebiet (u.a. Bodensee-Fernwasserversorgung) mit erfasst. Die Berechnungsergebnisse des Wasserhaushaltsmodells Neckar weisen eine gute Nachbildung der gemessenen Abflussverhältnisse auf, wobei auch sehr unterschiedliche Situationen von der Schneeschmelze im Frühjahr bis hin zu spätsommerlichen Trockenperioden durch das Modell gut erfasst werden.

1 Einführung und Zielsetzung

Wasserhaushaltsmodelle sind Programme zur Quantifizierung der räumlichen und zeitlichen Verteilung von wesentlichen Komponenten des Wasserhaushaltes wie Niederschlag, Verdunstung, Versickerung, Wasserspeicherung im Einzugsgebiet und Abfluss (SINGH 1995). Sie stellen dabei die einzelnen Komponenten des Wasserhaushaltes (Abb. 1.1) in den Zusammenhang des gesamten Wirkungsgeschehens.

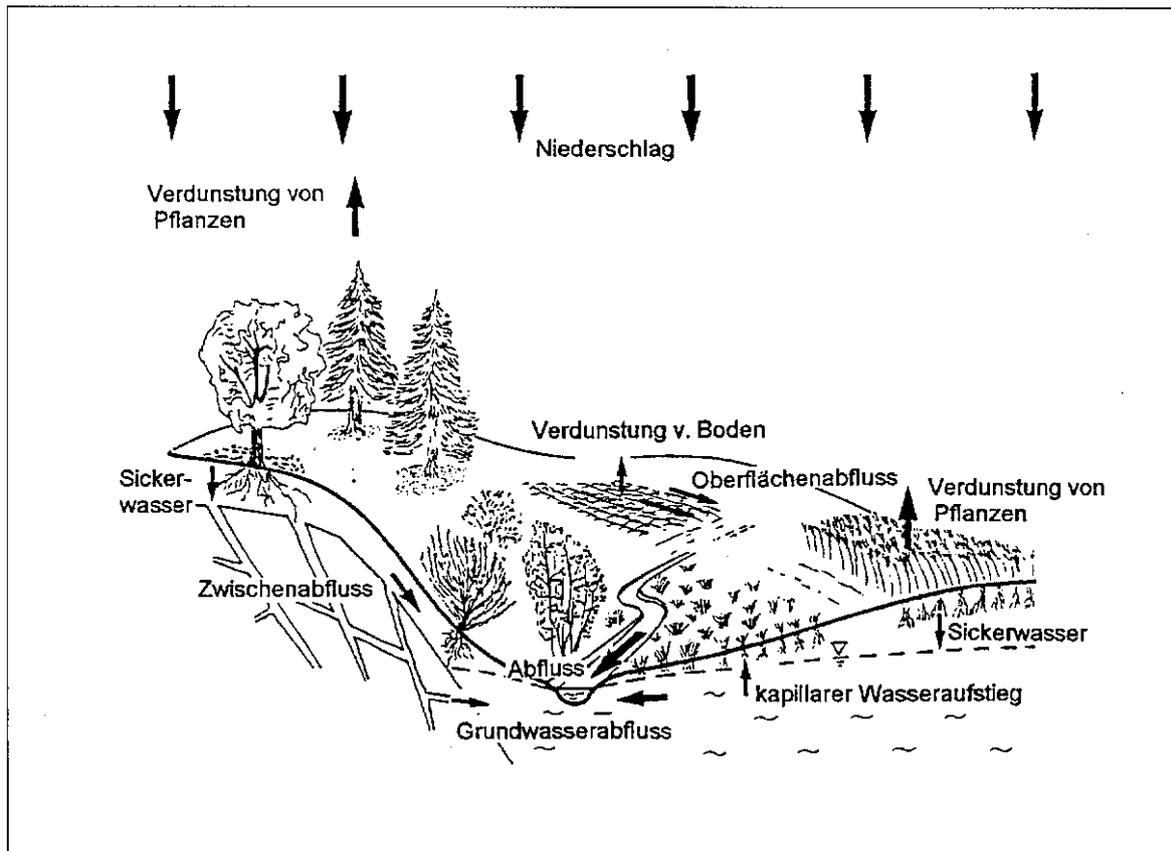


Abb. 1.1 Schematische Darstellung von Komponenten des Wasserhaushaltes
(nach WOHLRAB et al. 1992, verändert)

Wasserhaushaltsmodelle unterscheiden sich von konventionellen und bisher in der wasserwirtschaftlichen Praxis üblichen Niederschlags-Abfluss-Modellen u.a. dadurch, dass mit ihnen eine kontinuierliche, prozessorientierte Simulation und Vorhersage des *gesamten* Abflussgeschehens auch über längere Zeiträume möglich ist, anstatt nur einzelne Teilaspekte wie etwa Hochwasserabflüsse ereignisbezogen nachzubilden. Darüber hinaus werden in Wasserhaushaltsmodellen auch Teilkomponenten des Wasserhaushaltes erfasst, die in üblichen Niederschlags-Abfluss-Modellen nicht bzw. nur in sehr vereinfachter Form berücksichtigt sind, wie etwa die Grundwasserneubildung.

Über Wasserhaushaltsmodelle können unterschiedliche Aufgabenstellungen beantwortet werden wie:

- *Darstellung des aktuellen Systemzustandes*¹⁾
z.B. als Bewertungsgrundlage zur Verbesserung ungünstiger wasserwirtschaftlicher Zustände sowie als Eingangsdaten für Gewässergüte- und Grundwassermodelle
- *Simulation (Prognose/Szenarien) geänderter Systemzustände*
z.B. zur Berechnung der Auswirkungen von Klima- oder Landnutzungsänderungen auf den Wasserhaushalt, insbesondere im Hinblick auf Hoch- und Niedrigwasser-Kennwerte sowie im Hinblick auf die Grundwasserneubildung
- *Vorhersage*
z.B. operationelle Vorhersage von Niedrigwasser bzw. kontinuierliche tägliche Abflussvorhersage

Eingangsdaten für Wasserhaushaltsmodelle sind einerseits Systemdaten wie Geländehöhen, Landnutzung, Feldkapazität der Böden und Gerinnegeometrie, andererseits hydrometeorologische Zeitreihen wie Niederschlag, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, Globalstrahlung sowie der Abfluss zur Verifizierung der Berechnungsergebnisse.

Seit der Entwicklung des Stanford Watershed Model durch CRAWFORD & LINSLEY (1966) ist eine große Anzahl von Wasserhaushaltsmodellen entstanden, die aufgrund von Weiterentwicklungen in der Modelltechnik die hydrologischen Prozesse immer detaillierter erfassen. Übersichtsbeschreibungen zu verschiedenen Wasserhaushaltsmodellen sind u.a. bei SINGH (1995) und UBA (1995) zusammengestellt. Eine Übersicht zu den unterschiedlichen Einsatzbereichen von Wasserhaushaltsmodellen wird u.a. vom BWK (1998) gegeben, eine Zusammenfassung zum Stand der Forschung im Bereich Wasserhaushaltsmodellierung gibt u.a. SCHULLA (1997).

In der vorliegenden Arbeit wird mit dem Programm LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) ein Wasserhaushaltsmodell beschrieben, das seit seiner Entwicklung im Rahmen des Forschungsvorhabens BALTEX (BALTEX 1995, BREMICKER 1998) sowohl in der wasserwirtschaftlichen Praxis als auch im universitären Bereich eingesetzt wird (z.B. FACKEL 1997, SCHEUER 1999, GATHENYA 1999, GERLINGER & TUCCI 1999, BAUER 1999, LFU 1999b,c,d). LARSIM ermöglicht eine prozess- und flächendetaillierte Simulation des mesoskaligen landgebundenen Wasserkreislaufes bei Verwendung von flächendeckend vorhandenen bzw. ableitbaren Systemdaten. Am Beispiel der LARSIM-Modelle für die Einzugsgebiete von Neckar, Weser und Ostsee werden exemplarisch Vorgehensweisen für eine Erstellung von großräumigen Wasserhaushaltsmodellen aufgezeigt sowie Berechnungsergebnisse dieser Modelle vorgestellt.

¹⁾ In diesem Zusammenhang werden unter dem *Systemzustand* sowohl Gebietseigenschaften wie Landnutzung und Geländehöhen, als auch Gerinneparameter wie Flussbettbreiten und -tiefen sowie die Charakteristiken des meteorologischen Geschehens wie Niederschlag und Lufttemperatur zusammengefasst.

2 Konzeption des Wasserhaushaltsmodells LARSIM

Bei der hydrologischen Modellierung sind die verwendeten Lösungsansätze und Prozessbeschreibungen unter anderem abhängig von der gewählten räumlichen Prozessauflösung (BECKER 1992). Aus diesem Grunde werden hier zunächst einige grundsätzliche Betrachtungen zu Maßstabsfragen und zur Modellbildung gegeben.

2.1 Skalen und Prozessbeschreibung in der Hydrologie

Allgemein zeigt sich, dass mit wachsendem Betrachtungsmaßstab immer mehr Einzelheiten der hydrologischen Systeme und Prozesse hervortreten, die bei kleinerem Maßstab noch nicht unterschieden werden konnten (DYCK 1980: 47). Andererseits können die für kleinräumige Standorte ermittelten hydrologischen Kennwerte bzw. Modelle im allgemeinen nicht unmittelbar zur Beschreibung der Hydrologie eines größeren Flussgebietes superponiert werden (DYCK 1980: 49 und BECKER 1995). Zur Klassifizierung dieser unterschiedlichen räumlichen (und damit verbunden oft auch zeitlichen) Maßstäbe werden die drei Skalenbereiche Mikroskale, Mesoskale und Makroskale unterschieden (BECKER 1986 und PLATE 1992). Da Grenzen dieser Skalen nicht eindeutig anzugeben sind, werden sie oft als Übergangsbereiche gekennzeichnet (Tab. 2.1).

Tab. 2.1 Skalenbereiche in der Hydrologie (nach BECKER 1992)

Skalen in der Hydrologie		Charakteristische Längen*	Charakteristische Flächen*
Hauptbereich	Übergangsbereich		
	-	≥ 100 km	≥ 10.000 km ²
Makroskale	unterer erweiterter Makroskalenbereich	30 - 100 km	1.000 - 10.000 km ²
	oberer erweiterter Mesoskalenbereich	10 - 30 km	100 - 1.000 km ²
Mesoskale	-	1 - 10 km	1 - 100 km ²
	unterer erweiterter Mesoskalenbereich	0,1 - 1 km	0,01 - 1 km ²
Mikroskale	oberer erweiterter Mikroskalenbereich	30 - 100 m	0,001 - 0,01 km ²
	-	≤ 30 m	≤ 0,001 km ²

* Die angegebenen Zahlenwerte kennzeichnen nur Größenordnungen. Sie sollten nicht als starre Grenzwerte gehandhabt werden.

Die räumlichen Skalenbereiche sowie die jeweils dazu verwendeten hydrologischen Modelle lassen sich nach PLATE (1992) bzw. BECKER (1992) wie folgt beschreiben:

In der *Mikroskala* werden Prozesse betrachtet, die in kleinräumigen, homogenen Teilgebieten eines Einzugsgebietes stattfinden. Charakteristische Flächengrößen sind meist kleiner als ein Hektar. Die mikroskaligen Prozesse können in der Regel durch elementare physikalische Gesetze (Kontinuumsmechanik, Hydro- und Thermodynamik) angemessen beschrieben werden, die physikalischen Grundkonstanten hierzu sind im Labor bestimmbar.

In der *Mesoskala* werden größere Raumeinheiten betrachtet, die in der Regel heterogen zusammengesetzt sind. Typisches Beispiel hierfür ist ein mehrere Quadratkilometer großes Einzugsgebiet mit unterschiedlichen Landnutzungen, Bodentypen, Hangneigungen und Flächenexpositionen. Die Heterogenität der betrachteten Raumeinheit wird durch mesoskalige Modelle im allgemeinen nicht vollständig beschrieben, sondern zumindest teilweise summarisch erfasst. Weiteres Charakteristikum mesoskaliger Modelle ist, dass die Modellparameter nicht ausschließlich aus physikalischen Messgrößen oder Grundkonstanten hergeleitet werden können, sondern zumindest teilweise durch Kalibrierung an die natürlichen Gegebenheiten angepasst werden.

Unter dem Begriff *Makroskala* werden in der Hydrologie Raumeinheiten mit Flächengrößen von meist über 10.000 km² zusammengefasst. Bei den dabei betrachteten Prozessen stehen großräumige Effekte wie Klimazonen bereits stärker im Vordergrund als z.B. die kleinräumigere Untergliederung großer Stromgebiete in kleinere Einzugsgebiete. Hydrologische Modelle für diesen Skalenbereich befinden sich derzeit noch in der Entwicklungsphase und stellen in der Regel einfache Konzeptmodelle dar (BECKER 1995), deren Parameter ebenso wie bei mesoskaligen Modellen durch Kalibrierung an die natürlichen Gegebenheiten angepasst werden.

Bei der Einordnung eines hydrologischen Modells in die o.g. Skalenbereiche ist zu beachten, dass nicht die Flächengröße des gesamten Untersuchungsgebietes hierfür entscheidend ist, sondern vielmehr die charakteristische Flächengröße, in der die Prozessbeschreibung stattfindet. Diese Prozessbeschreibung erfolgt bei flächendetaillierten Modellen oft auf der Ebene von Teileinzugsgebieten. Bei dem im Folgenden beschriebenen Wasserhaushaltsmodell LARSIM werden die hydrologischen Prozesse auf der Ebene der Mesoskala betrachtet, d.h. für Flächengrößen der einzelnen Teileinzugsgebiete in der Größenordnung zwischen von einigen Hektar bis hin zu mehreren hundert Quadratkilometern.

2.2 Randbedingungen für die Entwicklung von LARSIM innerhalb des Forschungsvorhabens BALTEX

Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM wurde in seiner ersten Version im Rahmen des Forschungsvorhabens BALTEX (BALTEX 1994 und 1995) entwickelt, um als hydrologischer Baustein eines gekoppelten Atmosphären-Hydrologie-Modells die Beschreibung des landgebundenen Wasserkreislaufes im regionalen Klimamodell REMO zu verbessern (JACOB 1995). Bereits vorhandene, in der Literatur beschriebene Wasserhaushaltsmodelle erschienen aus verschiedenen Gründen für diesen Einsatz nicht geeignet (BREMICKER 1998). Grundkonzept bei der Entwicklung von LARSIM war es, relativ einfache und auf der Basis flächendeckend verfügbarer Systemdaten anwendbare, physikalisch basierte Konzeptmodelle für die mesoskalige Beschreibung des landgebundenen Wassertransportes miteinander zu kombinieren.

Mit dem Einsatz des Wasserhaushaltsmodells als Baustein eines gekoppelten Atmosphären-Hydrologie-Modells soll u.a. Folgendes ermöglicht werden:

- Bessere Modellierung der unteren Randbedingungen für das Atmosphärenmodell (Bodenfeuchte)
- Verifizierung der über das Atmosphärenmodell berechneten Komponenten des Wasserkreislaufes (z.B. Evapotranspiration) über Abflüsse großer Flusssysteme
- Bessere Koppelung von Atmosphären-Modellen mit ozeanischen Zirkulationsmodellen

Dieser Zielsetzung folgend war ein Wasserhaushaltsmodell zu erstellen, das für eine Flächenauflösung entsprechend den damals vorliegenden regionalen Klimamodellen einsetzbar ist, d.h. für Teilflächen in der Größenordnung von mehreren hundert Quadratkilometern. Weitere Vorgaben bei der Modellkonzeption waren u.a.:

- Es sind bereits in der Literatur beschriebene und in der Anwendung erprobte Modellansätze zu verwenden.
- Als hydrologische Teilprozesse sind modellhaft zu erfassen: Interzeption, Evapotranspiration, Schneeakkumulation, -kompaktion und -schmelze, Bodenwasserspeicherung, Abflusskonzentration in der Fläche, Translation und Retention im Gerinne.
- Die zeitliche Prozessauflösung sollte mindestens auf Tageswertbasis erfolgen.
- Die Evapotranspiration als ein entscheidender Faktor der Wasserbilanz sollte über ein möglichst genaues Verfahren berechnet werden.
- Hydrologische Prozesse, die in Mitteleuropa eine eher untergeordnete Rolle spielen und deren entsprechende Modellbausteine daher nur schlecht verifiziert werden können, werden zunächst nicht im Modell erfasst (z.B. Verdunstung von Schneeoberflächen).
- Als Bodenmodell ist das von DÜMENIL & TODINI (1992) im Klimamodell REMO implementierte Xinanjiang-Verfahren zu verwenden, damit so eine definierte Schnittstelle für die geplante Koppelung von LARSIM an REMO gegeben ist.
- Für das mit Flood-Routing-Modellen durchzurechnende Gewässernetz ist die Benutzung von geometrischen Gerinnetdaten vorgesehen, da hiermit der Wertebereich eventuell zu kalibrierender Flood-Routing-Parameter deutlich eingeschränkt werden kann.
- Für die Gebietsretention sollte ein Ansatz in Abhängigkeit von Laufzeiten in Teilgebieten und somit indirekt von der Gebietsform gewählt werden.
- Das Modell soll wahlweise mit rasterorientierter oder einzugsgebietsbezogener Flächenaufteilung einsetzbar sein.
- Simulationen sollten wahlweise mit oder ohne Ersetzen von berechneten Abflussganglinien für Pegel durch Messdaten erfolgen können, um Fehlereinflüsse aufzuzeigen und Fehlerquellen ggf. lokalisieren zu können.
- Es sollten nur hydrometeorologische Daten verwendet werden, die in üblichen Messnetzen aufgezeichnet werden.
- Speicher und Flussverzweigungen sollten in das Modell eingesetzt werden können.
- Die Modellansätze sollen auf Basis von flächendeckend verfügbaren Systemdaten anwendbar sein und gleichzeitig eine möglichst physikalisch basierte Modellkonzeption aufweisen.

Ferner wurden folgende programmtechnischen Vorgaben getroffen:

- Die im Flussgebietsmodell FGMOD (LUDWIG 1982, IFW 1982) verwendeten Einlese-routinen für Systemdaten und Zeitreihen sowie die dort eingesetzten Abarbeitungsstrukturen für die Flussgebietsmodellierung werden als Programmbasis verwendet.
- LARSIM soll kompatibel mit FGMOD sein, d.h. auch FGMOD-Anwendungen wie z.B. Hochwasservorhersagen berechnen können (Berechnungsmodus "Flussgebietsmodell").
- Programmiersprache ist FORTRAN.

Nach dem Klassifizierungsschema von BECKER (1995) stellt LARSIM ein deterministisches Konzeptmodell dar, welches als "distributed model" für eine flächendetaillierte Anwendung konzipiert ist (Abb. 2.1).

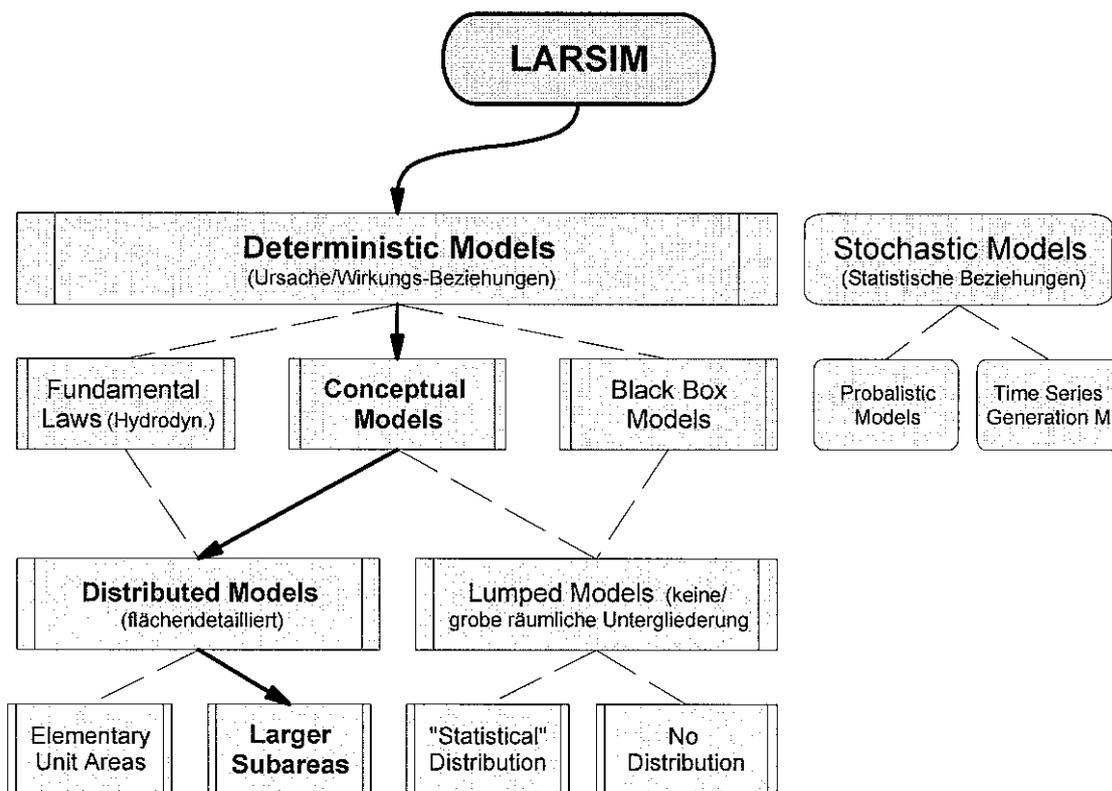


Abb. 2.1 Einordnung von LARSIM in das Klassifizierungsschema für hydrologische Modelle (nach BECKER 1995)

3 Grundlagen des Wasserhaushaltsmodells LARSIM

Im Wasserhaushaltsmodell LARSIM werden die folgenden, wesentlichen Teilprozesse des Wasserhaushaltes mit deterministischen Modellansätzen beschrieben: Interzeption, Evapotranspiration, Schneeakkumulation, -kompaktion und -schmelze, Bodenwasserspeicherung, Speicherung und lateraler Wassertransport in der Fläche sowie Translation und Retention in Gerinnen und Seen. Hinzu kommen Verfahren zur Korrektur und Umrechnung meteorologischer Messgrößen. Weiterhin können anthropogene Steuerungen wie Wassereinleitungen, Wasserüberleitungen sowie Abflussregelungen durch Rückhaltebecken und Talsperren im Modell nachgebildet werden.

Bei den Berechnungen werden Interzeption, Evapotranspiration, Schnee und der Bodenwasserspeicher jeweils getrennt für die einzelnen Landnutzungsklassen eines Teileinzugsgebietes modelliert, um den großen Einfluss unterschiedlicher Landnutzungen auf die Verdunstung im Modell nachzubilden (Tabelle 3.1). Die Flächenauflösung in Teileinzugsgebiete kann in LARSIM dabei wahlweise über eine Flächenrasterung oder nach realen Einzugsgebieten vorgenommen werden.

Tab. 3.1 In LARSIM erfasste hydrologische Prozesse und deren räumliche Zuordnung

Hydrologischer Prozess	zugeordnete räumliche Auflösung in LARSIM	
Interzeption		
Schneeakkumulation, -kompaktion und -schmelze		
Evapotranspiration	Fläche	pro Landnutzungsklasse eines Teileinzugsgebietes
Bodenwasserspeicherung mit Abflussbildung für Direkt-, Interflow- und Grundwasserabfluss		
Abflusskonzentration im Einzugsgebiet	Fläche	Teileinzugsgebiet
Translation und Retention im Gerinne	Linie	Gerinneteilstrecke
Seeretention bzw. geregelte Wasserabgabe	Punkt	See, Talsperre, Rückhaltebecken

Die räumliche Verteilung der einzelnen Landnutzungen bzw. Feldkapazitäten innerhalb der Teileinzugsgebiete wird hingegen in LARSIM nicht berücksichtigt. Grund hierfür ist, dass sich diese räumliche Verteilung auf die Wasserbilanz eher gering auswirkt, sofern die Flächenauflösung der Teilgebiete an die zu untersuchende Fragestellung angepasst ist. Außerdem wären zur modelltechnischen Erfassung dieser räumlichen Verteilung relativ aufwendige Datengrundlagen erforderlich, die in der Regel nicht verfügbar sind. Daher fließen in LARSIM die aus den einzelnen Landnutzungen eines Teileinzugsgebietes resultierenden Abflusskomponenten jeweils einem gemeinsamen Teilgebietsspeicher für den Direktabfluss,

den Interflow und den Grundwasserabfluss²⁾ zu. Die Wasserabgabe dieser drei Gebietspeicher, die den im Teileinzugsgebiet gebildeten Abfluss darstellt, wird in das Gerinne bzw. einen See abgegeben. Sofern bei den Berechnungen keine gemessenen Abflussganglinien in das Modell eingelesen werden, können die o.g. Abflusskomponenten auch beim Wassertransport im Gerinne separat modelliert und ausgegeben werden. Eine schematische Darstellung der Modellkomponenten zeigt Abbildung 3.1.

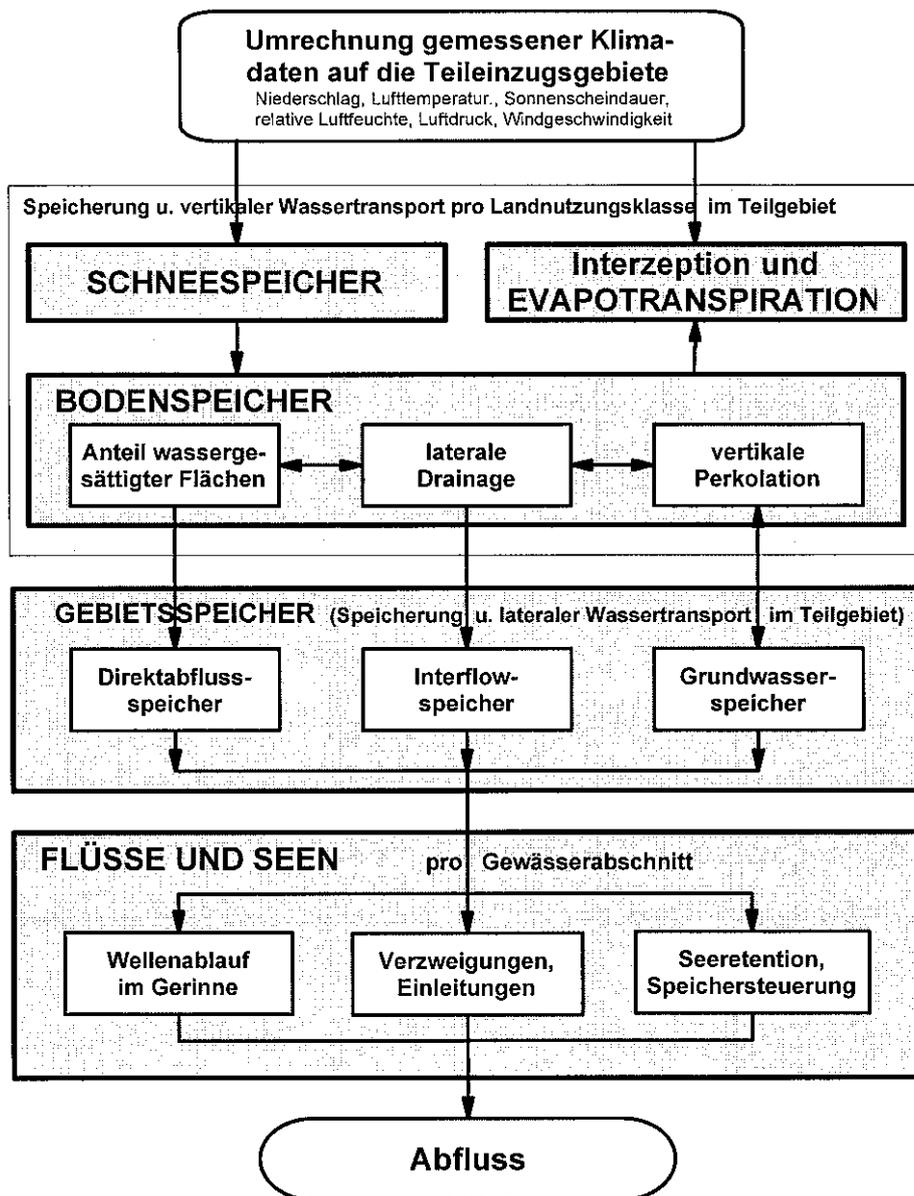


Abb. 3.1 Schema des Wasserhaushaltsmodells LARSIM

²⁾ Die hier gewählten Bezeichnungen "Direktabfluss", "Interflow" und "Grundwasserabfluss" sind nicht als Identifizierung von Herkunftsräumen zu verstehen, sondern als Synonyme für unterschiedlich schnell reagierende Fließsysteme in den gesättigten bzw. ungesättigten Boden- bzw. Gesteinskörpern. Eine umfassende Literaturstudie zu solchen Fließsystemen wurde z.B. von LEIBUNDGUT & UHLENBROOK (1997) erstellt.

Die Berechnungsmodi von LARSIM:

Neben der Einsatzmöglichkeit von LARSIM als Wasserhaushaltsmodell mit einer *kontinuierlichen* Simulation und ggf. Vorhersage über das gesamte Abflussspektrum kann das Programm auch als Flussgebietsmodell für eine *ereignisbezogene* Simulation und Vorhersage von Hoch- oder Niedrigwasser eingesetzt werden. Grund hierfür ist, dass LARSIM eine Weiterentwicklung des Flussgebietsmodells FGMOD (IFW 1982, LUDWIG 1989) darstellt, die weitgehend kompatibel zu FGMOD eingesetzt werden kann. Bei einer Anwendung von LARSIM als Flussgebietsmodell entfällt u.a. die Notwendigkeit zur Modellierung von Verdunstung und Bodenwasserhaushalt.

LARSIM benötigt bei der ereignispezifischen Simulation nur den Niederschlag als meteorologische Eingangsgröße. Bei einem Einsatz des Schneemoduls sind als weitere meteorologische Eingangsgrößen die Lufttemperatur und die Windgeschwindigkeit erforderlich. Für die kontinuierliche Wasserhaushaltsmodellierung werden noch zusätzlich Zeitreihen für Globalstrahlung bzw. Sonnenscheindauer, relative Luftfeuchte bzw. Taupunkttemperatur sowie Luftdruck benötigt. Der gemessene Abfluss dient in der Regel nur zur Verifizierung der Berechnungsergebnisse, kann aber bedarfsweise auch als Eingangsgröße eingelesen werden.

Berechnungs- und Diskretisierungszeitschritte:

Im Wasserhaushaltsmodell LARSIM werden die Berechnungen auf der Basis von äquidistanten Zeitschritten vorgenommen. Der Anwender kann hierzu zwischen verschiedenen Berechnungszeitschritten wählen (Tab. 3.2), die dann für den gesamten Berechnungszeitraum gelten.

Tab. 3.2 Berechnungszeitschritte von LARSIM

Berechnungsmodus von LARSIM	wählbare Berechnungszeitschritte	
	Simulationsmodus	Vorhersagemodus (operationelle Vorhersage)
Ereignisbezogene Hoch- oder Niedrigwassermodellierung (Flussgebietsmodell)	5, 15, 30 Minuten, 1 bis 8 Stunden, 12 Stunden, 1 Tag	5, 15, 30 Minuten, 1 bis 8 Stunden, 12 Stunden, 1 Tag
Kontinuierliche Wasserhaushaltsmodellierung	1 Stunde, 1 Tag	1 Stunde

Die hydrometeorologischen Eingangsdaten müssen jeweils in einer zeitlichen Auflösung entsprechend dem Berechnungszeitschritt vorliegen. Ausnahmen hiervon sind:

- Eingangsdaten der Lufttemperatur können auch inäquidistant vorliegen (z.B. "Mannheimer Stunden"). Die Lufttemperaturen zwischen den gegebenen Stützstellen werden von LARSIM linear interpoliert (Option LUFTTEMP. ZEITL. INTERPOLIEREN).
- Bei Berechnungszeitschritten kleiner als 1 Tag können als Eingangsdaten zusätzlich auch Tageswerte des Niederschlages verwendet werden. Diese Tageswerte werden von LARSIM zeitlich entsprechend dem Niederschlagsverlauf an benachbarten Regenschreibern auf den Berechnungszeitschritt verteilt.

Sämtliche hydrologische Teilprozesse werden auf Basis des gewählten Zeitschrittes berechnet. Eine Ausnahme hiervon gibt es lediglich bei der Wasserhaushaltsmodellierung auf Stundenwertbasis. In diesem Falle wird (abweichend vom gewählten Stundenzeitschritt) die Verdunstung auf Tageswertbasis berechnet und (in der vorliegenden LARSIM-Version zunächst linear) auf die Stundenwerte aufgeteilt, so dass sich zunächst ein im Tagesmittel konstanter Wert für die potentielle Evaporation sowie die aktuelle Evapotranspiration ergibt.

Sofern im Tagesverlauf infolge von Niederschlag eine Interzeptionsbenetzung erfolgt, variieren dementsprechend die Stundenwerte der Interzeptionsverdunstung (je nach Füllung des Interzeptionsspeichers zwischen Null und der potentiellen Evaporation). Als Folge einer im Tagesverlauf unterschiedlichen Interzeptionsverdunstung ergeben sich somit auch für die aktuelle Evapotranspiration im Tagesverlauf unterschiedliche Werte.

3.1 Komponenten des Wasserhaushaltsmodells LARSIM

3.1.1 Interzeptionsspeicher

Bei Vorhandensein von Vegetation wird Niederschlag teilweise als Interzeption auf den Blattoberflächen gespeichert. Dieser Interzeptionsspeicher hat eine maximale Kapazität, die in LARSIM als Funktion eines vegetationspezifischen Blattflächenindices entsprechend dem Ansatz von DICKINSON (1984) beschrieben wird:

$$K_{inz} = 0,2 \text{ mm} \cdot LAI \quad (3.1)$$

mit:

K_{inz}	[mm]	Kapazität des Interzeptionsspeichers
LAI	[-]	leaf area index

Der Blattflächenindex LAI ist ein pflanzenspezifischer und jahreszeitlich variabler Index für das Verhältnis der Blattoberflächen eines Bestandes zu der von ihm bedeckten Bodenoberfläche. Die in LARSIM zu verwendenden Werte des Blattflächenindex sind als Systemdaten in einer Datei vorzugeben und können somit spezifisch für das Untersuchungsgebiet festgelegt werden.

Die zur Wasserhaushaltsmodellierung des Neckargebietes (s. Kapitel 5) verwendeten LAI-Werte sind in Tabelle 3.3 zusammengestellt. Diese monatlichen Werte des Blattflächenindex für verschiedene Landnutzungen wurden anhand von Literaturangaben zusammengestellt. Dazu wurden die Angaben von DISSE (1995), HOYNINGEN-HUENE (1983), MAURER (1997) sowie THOMPSON et al. (1981) ausgewertet. Da für die Landnutzungen Weinbau, Brache, unbewachsener Boden sowie für Feuchtfelder keine Literaturangaben verfügbar waren, wurden die entsprechenden Blattflächenindices geschätzt. Sofern differenzierte Angaben vorliegen, können diese im LARSIM-Systemdatensatz berücksichtigt werden.

Tab. 3.3 Monatliche Werte für den Blattflächenindex LAI im Wasserhaushaltsmodell Neckar

Landnutzung	Blattflächenindex LAI											
	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
versiegelt*	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Acker**	0,3	0,3	0,3	1,0	2,3	3,7	3,8	3,5	2,4	1,2	0,3	0,3
Weinbau	1,0	1,0	1,0	1,5	2,0	3,5	4,0	4,0	4,0	1,5	1,0	1,0
Intensivobstbau	2,0	2,0	2,0	2,0	3,0	3,5	4,0	4,0	4,0	2,5	2,0	2,0
Brache (bewachsen)	2,0	2,0	3,0	4,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	3,0	2,5	2,0
unversiegelt, unbewachsen	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
intensives Grünland	2,0	2,0	2,0	3,0	3,5	4,0	4,0	4,0	3,5	3,0	2,5	2,0
Feuchflächen	2,0	2,0	3,0	4,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	3,0	2,5	2,0
extensives Grünland	2,0	2,0	2,0	3,0	3,5	4,0	4,0	4,0	3,5	3,0	2,5	2,0
locker baumbestanden	2,0	2,0	3,0	4,5	5,5	5,5	5,5	5,5	5,5	4,0	2,5	2,0
Nadelwald	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
Laubwald	0,5	0,5	1,5	4,0	7,0	11	12	12	11	8,0	1,5	0,5
Mischwald	3,0	3,0	4,0	6,0	8,0	11	11,5	11,5	11	9,0	4,0	3,0
Wasser	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

* Fiktiver Wert, um Benetzungs- und Muldenverluste auf versiegelten Flächen zu berücksichtigen

** Mittelwert für verschiedene Anbausorten

Bei gefülltem Interzeptionsspeicher wird weiter hinzukommender Niederschlag unverändert von den Blattoberflächen an den Boden weitergegeben. Die Entleerung des Interzeptionsspeichers erfolgt durch Verdunstung. Somit steht das Wasser des Interzeptionsspeichers für den Bodenwasserspeicher nicht mehr zur Verfügung. Die Verdunstung von Wasser aus dem Interzeptionsspeicher wird beim hier verwendeten Modell gleich der potentiellen Evapotranspiration gesetzt (Kap. 3.1.5).

Beim Auftreten von Interzeptionsverdunstung wird die aktuelle Evapotranspiration für einen Pflanzenbestand mit nassen Blattoberflächen entsprechend dem Ansatz von WIGMOSTA et al. (1994) wie folgt berechnet:

$$E_{ai} = \frac{(E_{pot} - E_{izp})}{E_{pot}} \cdot E_a + E_{izp} \quad (3.2)$$

mit:

E_{ai}	[mm/d]	Aktuelle Evapotranspiration für Pflanzenbestände mit nassen Blattoberflächen (Inhalt Interzeptionsspeicher > 0)
E_{pot}	[mm/d]	Potentielle Evapotranspiration (Berechnung nach Formel 3.18 mit Gesamt-Oberflächenwiderstand $r_s = 0.0$)
E_{izp}	[mm/d]	Interzeptionsverdunstung
E_a	[mm/d]	Aktuelle Evapotranspiration für Pflanzenbestände mit trockenen Blattoberflächen (Formel 3.18)

3.1.2 Schneespeicher

Die Speicherung von Niederschlag als Schnee kann nicht nur für den jahreszeitlichen Gang des Abflusses eine große Bedeutung aufweisen, sondern auch in den Frühjahrsmonaten über die Bodenfeuchte die Aufteilung des Abflusses in Direktabfluss, Interflow und Grundwasserabfluss entscheidend mitbeeinflussen. Die Wasserspeicherung in der Schneedecke ist daher bei der Wasserhaushaltsmodellierung als wichtige Einflussgröße mitzuerfassen.

In LARSIM wird die Modellierung des Schneespeichers für jede Landnutzung eines Teileinzugsgebietes getrennt vorgenommen. Dabei wird als Geländehöhe das arithmetische Mittel der im Systemdatensatz für das entsprechende Teilgebiet angegebenen Werte von oberer und unterer Vorfluterhöhe angesetzt. Die Speicherung von Niederschlag als Schnee, die Umwandlungen innerhalb der Schneedecke sowie der Abbau der Schneedecke werden in LARSIM in folgende Teilprozesse aufgliedert:

- Akkumulation von Schnee
- potentielle Schneeschmelze durch Wärmezufuhr
- Setzung (Kompaktion) der Schneedecke als Folge des zunehmenden Anteils von flüssigem Wasser
- aktuelle Schneeschmelze in Abhängigkeit vom Anteil des flüssigen Wassers innerhalb der Schneedecke

Die *Verdunstung bzw. die Sublimation von Schnee* als Komponente des terrestrischen Wasserkreislaufes wird in LARSIM nicht modelliert, obwohl sie unter speziellen meteorologischen Bedingungen durchaus einen deutlichen Einfluss auf den Wasserhaushalt einer Schneedecke haben kann. Solche Bedingungen sind beispielsweise in den Hochlagen über 3.500 m in Kalifornien und Nevada gegeben, wo große Sättigungsdefizite der Luft mit hohen Windgeschwindigkeiten und starker Sonneneinstrahlung zusammentreffen. Dabei können im Frühjahr 50% bis 80% der Schneedecke durch Verdunstung bzw. Sublimation aufgezehrt werden (BEATY 1975). Da diese Verhältnisse jedoch in tiefer gelegenen Regionen nicht für längere Zeiträume auftreten (BRAUN 1985: 35), ist die Schneeverdunstung für die Wasserbilanz längerer Zeiträume von eher untergeordneter Bedeutung (DVWK 1996: 72). LEMMLÄ & KUUSITO (1974) ermittelten für ein in rund 60 m+NN Höhe gelegenes finnisches Untersuchungsgebiet eine mittlere tägliche Schneeverdunstung von rund 0,3 mm in einem Zeitraum von 107 Tagen. Von ZINGG (1951) wurden ähnliche Größenordnungen für ein in rund 2.500 m+NN Höhe gelegenes Untersuchungsgebiet in den Schweizer Alpen ermittelt, RACHNER (1987) gibt für das norddeutsche Flachland Tagesmittelwerte der Schneeverdunstung von 0,05 mm für Januar/Februar bis 0,2 mm für März/April an.

Bezogen auf nichtalpine, mitteleuropäische Einzugsgebiete dürfte demnach die Schneeverdunstung eine untergeordnete Rolle spielen. Von einer Modellierung der Schneeverdunstung in LARSIM wird daher zunächst abgesehen, zumal das Hauptproblem in diesem Zusammenhang eher die korrekte messtechnische Erfassung des Schneesniederschlages ist (vgl. Kap. 3.2.1).

Die derzeit in LARSIM eingesetzten Modellansätze zur Berechnung der Wasserspeicherung und Wasserabgabe von Schneedecken werden im Folgenden kurz beschrieben.

Akkumulation von Schnee

Für die Berechnung der Schneeeakkumulation ist zunächst zu unterscheiden, ob der für das jeweilige Teilgebiet berechnete Gebietsniederschlag in fester oder flüssiger Form fällt. Entsprechend der Arbeiten im SFB81 (1980) wird im hier verwendeten Modell davon ausgegangen, dass der Niederschlag als Schnee fällt, wenn für das jeweilige Teilgebiet im betrachteten Zeitschritt die (bodennahe) Lufttemperatur kleiner als eine Grenztemperatur ist:

$$\begin{aligned} \text{Schneeniederschlag für } T_L \leq T_{\text{Grenz}} \\ \text{Regenniederschlag für } T_L > T_{\text{Grenz}} \end{aligned} \quad (3.3)$$

mit:

T_L [°C]	gemessene bodennahe Lufttemperatur (2 m über Boden)
T_{Grenz} [°C]	Grenzwert für die Lufttemperatur (2 m über Boden), unterhalb derer Niederschlag als Schnee fällt

Da der Niederschlag in höheren Luftschichten gebildet wird, kann es durchaus sein, dass bei einer bodennahen Lufttemperatur von +2°C der Niederschlag noch als Schnee fällt (vgl. Abbildung 3.2). Die Grenztemperatur Schnee liegt daher oft in einem Wertebereich von 0 °C bis +2 °C (BRAUN 1985: 31). Die Grenztemperatur Schnee ist in LARSIM vom Anwender wählbar. Sofern keine anderen Informationen vorliegen, wird ein Wert von +1 °C empfohlen.

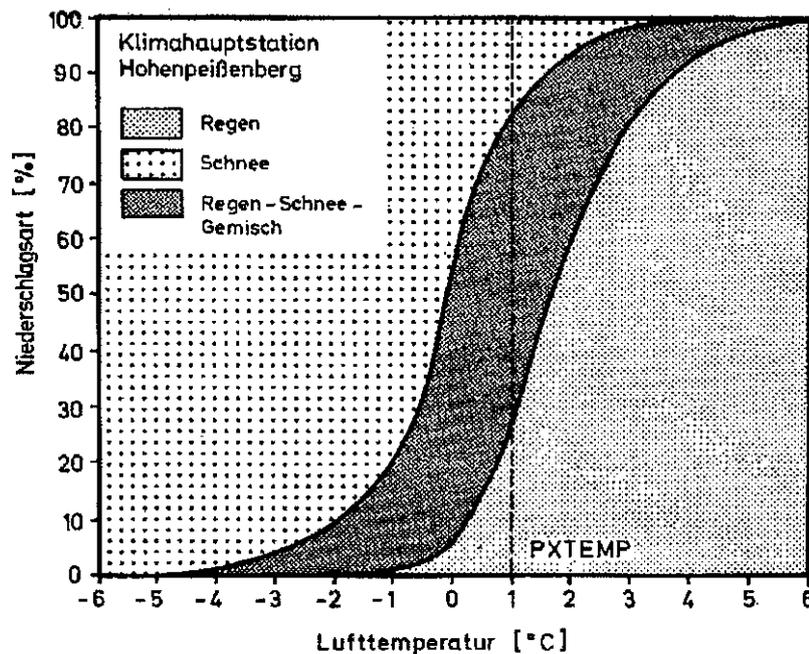


Abb. 3.2 Zusammensetzung des Niederschlages aus Regen, Schnee und Regen-Schnee-Gemisch für die Klimastation Hohenpeißenberg (aus SFB81 1980)

Potentielle Schneeschmelze

Die potentielle Schneeschmelzrate, d.h. der Anteil des Schnees, der durch Schmelze von der festen in die flüssige Wasserphase übergeht, wird über eine vereinfachte Modellierung des Wärmehaushaltes der Schneedecke (KNAUF 1980) beschrieben. Bei diesem Verfahren werden folgende Einflussgrößen zur Berechnung der potentiellen Schneeschmelze berücksichtigt:

- turbulenter Strom fühlbarer Wärme
- Wärmezufuhr durch Regen
- Bodenwärmestrom

Die potentielle Schneeschmelzrate berechnet sich nach KNAUF (1980) zu:

$$i_p = \frac{1}{r_s} \cdot (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot T_L + 0,01255 \cdot i_N \cdot T_N + c_B \quad (3.4)$$

mit:

i_p	[mm/h]	potentielle Schneeschmelzrate
r_s	[Wh/kg]	Schmelzwärme von Schnee (= 92,6 Wh/kg)
a_0	[W/h°C]	Konstante im Wärmeübergangskoeffizient, Wertebereich nach Knauf (1980) zwischen 1 W/h°C und 7 W/h°C. In LARSIM wird der Mittelwert dieses Wertebereiches (4,0 W/h°C) verwendet.
a_1	[W/h°C]	Konstante im Wärmeübergangskoeffizient, Wertebereich nach Knauf (1980) zwischen 0,8 W/h°C und 2,5 W/h°C. In LARSIM wird der Mittelwert dieses Wertebereiches (1,6 W/h°C) verwendet.
v	[m/s]	Windgeschwindigkeit (Stundenmittelwert, Messhöhe 10 m)
T_L	[°C]	Lufttemperatur (Stundenmittel, Messhöhe 2 m), hier modifiziert: $T_L = T_L - T_{\text{Grenz}}$
i_N	[mm/h]	Regenintensität (Stundensummenwert)
T_N	[°C]	Temperatur des Regens (Stundenmittelwert), hier: $T_N = T_L$
c_B	[mm/h]	Schmelzrate als Folge des Bodenwärmestroms, Wertebereich nach Knauf zwischen 0,1 mm/h und 1,0 mm/h. Für LARSIM wurde ein Wert von 0,1 mm/h festgelegt.

Setzung der Schneedecke und aktuelle Schneeschmelze

Insbesondere bei geringen Lagerungsdichten des Schnees kommen die potentiellen Schneeschmelzraten nicht direkt zum Abfluss. Das freie Wasser aus dem Schmelzvorgang sowie aus Regenniederschlägen auf die Schneedecke wird zunächst überwiegend in der Schneedecke gespeichert und verändert dabei die Struktur des Schnees. Dabei steigt der Anteil des flüssigen Wassers am gesamten Wasseräquivalent des Schnees auf Kosten des gefrorenen Anteils. Bei dieser Metamorphose steigt die Lagerungsdichte des Schnees an.

Eine Abgabe von Wasser aus der Schneedecke erfolgt im größeren Umfang erst nach der Überschreitung eines Grenzwertes der Lagerungsdichte der Schneedecke. Diese Wasserabgabe wird als aktuelle Schneeschmelze bezeichnet. Für die Ermittlung der aktuellen Schneeschmelze ist somit die Berechnung des Gehaltes von flüssigen Wasser innerhalb der Schneedecke erforderlich. Hierzu wird in LARSIM das vereinfachte Snow compaction-Verfahren nach Bertle (beschrieben von KNAUF 1980: 110-124) verwendet. Bei diesem Verfahren wird davon ausgegangen, dass sich die Schneedecke im isothermen Beharrungszustand von 0 °C befindet. Grundlage zur Berechnung der Lagerungsdichte des Schnees ist ein empirischer Zusammenhang zwischen der Abnahme der anfänglichen Schneehöhe und der Menge des zugeführten freien Wassers, der durch folgende Gleichung gegeben ist:

$$P_H = 147,4 - 0,474 \cdot P_W \quad (3.5)$$

mit:

P_H	[%]	Schneehöhe in Prozent der Ausgangshöhe
P_W	[%]	gesamtes akkumuliertes Wasseräquivalent in Prozent des gefrorenen Wasseräquivalents

Mit dieser Beziehung, der potentiellen Schneeschmelzintensität und dem gemessenen Regenniederschlag, kann eine Wassergehalt-Schneehöhen Berechnung durchgeführt werden. Der Grenzwert für die Lagerungsdichte des Trockenschnees (gefrorener Wasseranteil in der Schneedecke) wird dabei nach folgender Gleichung bestimmt:

$$PT_{\max} = 0,678 \cdot (PT_0 + 0,474 \cdot PD_{\text{krit}}) \quad (3.6)$$

mit:

PT_{\max}	[%]	Höchstwert für die Trockenschneedichte in der nassen Schneedecke
PT_0	[%]	Trockenschneedichte vor Beginn der Schneedeckensetzung
PD_{krit}	[%]	Schwellenwert der Lagerungsdichte, ab der eine Wasserabgabe aus der Schneedecke einsetzt. Wertebereich nach KNAUF (1980: 113) zwischen 40% bis 45%. In LARSIM: 42%.

Sofern die berechnete Lagerungsdichte des Schnees den Schwellenwert PD_{krit} erreicht, wird weiter hinzu kommendes flüssiges Wasser aus der potentiellen Schneeschmelze bzw. Regenniederschlag aus der Schneedecke abgegeben (aktuelle Schneeschmelze).

Außer den hier beschriebenen Ansätzen zur Schneemodellierung wurden von BREMICKER & LUDWIG (1990), noch weitere, unterschiedlich komplexe Schneeschmelzmodelle in eine Vorläuferversion von LARSIM implementiert.

3.1.3 Bodenspeicher

Der Bodenspeicher übt einen entscheidenden Einfluss auf den Wasserhaushalt aus, da er das aus Regen bzw. aus der Schneeschmelze stammende Wasser speichern und somit für die Evapotranspiration wieder zur Verfügung stellen kann. Beim Fehlen eines Bodenspeichers (z.B. auf Seeoberflächen oder auf versiegelten Flächen) gelangt ein wesentlich größerer Anteil des Niederschlages zum Abfluss (Kap. 3.1.4). Im Bodenspeicher findet eine Aufteilung des Niederschlages in die verschiedenen Abflusskomponenten (Direktabfluss, Interflow und Grundwasserabfluss) statt. Somit nimmt der Boden eine entscheidende Rolle als Regel- und Verteilersystem in der Abflussbildung ein (LEIBUNDGUT & UHLENBROOK 1997).

Für die Simulation des Bodenspeichers wurde das *Xinanjiang-Modell* verwendet, das von R. J. Zhao entwickelt wurde (ZHAO 1977). Das Modell wurde in einer modifizierten Form eingesetzt (DÜMENIL & TODINI 1992 und DKZR 1994: 79-82), um die Entleerung des Bodenspeichers besser zu berücksichtigen. Der Wasserinhalt im Boden wird im Xinanjiang-Modell über folgende Bilanzierung aus dem Niederschlagsdargebot (bzw. der Schneeschmelze), dem Wasserentzug durch die Evapotranspiration sowie der Abflussbildung berechnet (Formel 3.7 und Abb. 3.3):

$$W_0(t+1) = W_0(t) + P(t) - E_{ai}(t) - QS_D(t) - QS_I(t) - QS_G(t) \quad (3.7)$$

mit:

$W_0(t)$ [mm]	Füllung des Bodenspeichers zum Zeitpunkt t
$P(t)$ [mm]	Wasser aus Niederschlag oder Schneeschmelze
$E_{ai}(t)$ [mm]	Aktuelle Evapotranspiration (Formel 3.2)
$QS_D(t)$ [mm]	Abflussbildung über wassergesättigten Anteilen der Bodenfläche (Formeln 3.9 und 3.10), hin zum Gebietsspeicher für Direktabfluss (Kap. 3.1.6)
$QS_I(t)$ [mm]	Wasserabgabe des Bodenspeichers durch laterale Drainage (Formel 3.11) zum Gebietsspeicher für Interflow (Kap. 3.1.6)
$QS_G(t)$ [mm]	Wasserabgabe des Bodenspeichers durch vertikale Perkolation (Formel 3.12) zum Gebietsspeicher für Grundwasser (Kap. 3.1.6)

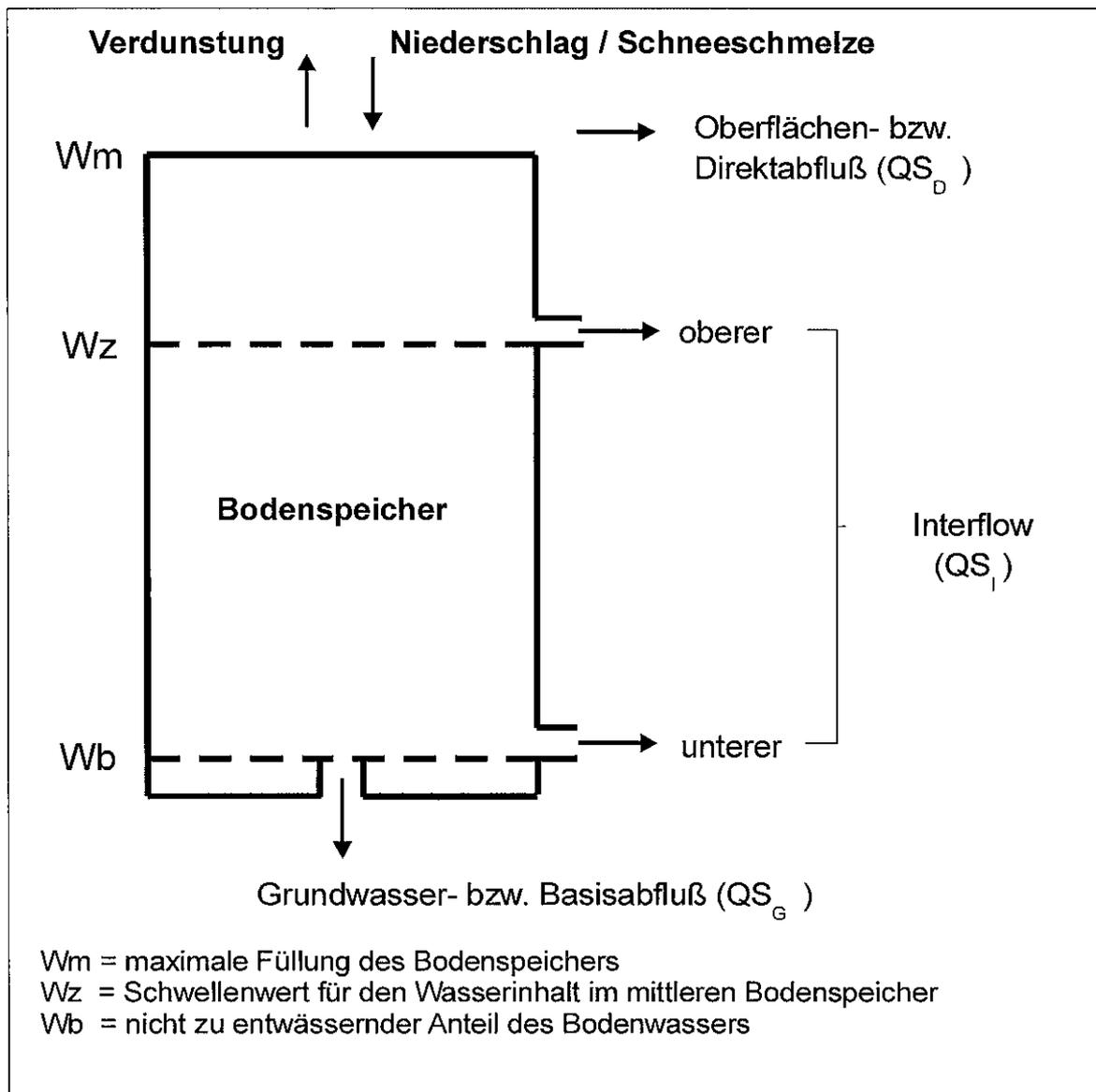


Abb. 3.3 Schematische Darstellung des Bodenwasserhaushaltsmodells
(nach FACKEL 1997, verändert)

Das Xinjiang-Verfahren in der vorgestellten Version berücksichtigt, dass ein höherer Anteil des auf den Boden fallenden Niederschlages (bzw. Wasser aus der Schneeschmelze) oberflächennah abfließt bei zunehmendem Anteil von wassergesättigten Böden im Einzugsgebiet sowie bei hohen gegenüber niedrigeren Niederschlagsintensitäten.

Ein Grundgedanke des Verfahrens ist die Annahme, dass aus der Integration der lokalen Bodenwasserspeicher über das betrachtete Einzugsgebiet eine gesamte Kapazität des Bodenwasserspeichers resultiert. Der Anteil der wassergesättigten Böden an der gesamten Bodenfläche im Einzugsgebiet s/S wird dabei als Funktion der mittleren Wassersättigung der Böden im Einzugsgebiet und eines Parameters b angesehen. Diese Beziehung wird als *Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion* bezeichnet.

Formel 3.8 beschreibt diesen Zusammenhang zwischen der mittleren Wassersättigung der Böden im Einzugsgebiet und dem Flächenanteil der wassergesättigten Böden (DKZR 1994):

$$\frac{s}{S} = 1 - \left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^b \quad (3.8)$$

mit:

s/S	[%]	Anteil der wassergesättigten Böden an der gesamten Bodenfläche des Einzugsgebietes
W_0	[mm]	aktuelle Füllung des Bodenspeichers
W_m	[mm]	maximaler Wasserinhalt im gesamten Bodenspeicher
b	[-]	Formparameter der Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion (Regionalisierung des Parameters b siehe Kap. 3.3.1)

Die Abhängigkeit der Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion von der Größenordnung des Parameters b ist in Abbildung 3.4 dargestellt. Die Graphik zeigt, dass sich nach Formel 3.8 mit relativ kleinen Werten des Parameters b (z.B. 0,1) erst bei einem nahezu gefüllten Bodenwasserspeicher nennenswerte Anteile an Sättigungsflächen im Einzugsgebiet bilden. Bei relativ großen Werten für b (z.B. b größer als 1,0) ergeben sich hingegen auch schon bei geringeren Füllungen des Bodenwasserspeichers größere Anteile von Sättigungsflächen im Einzugsgebiet. Für den Parameter b der Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion liegen verschiedene Regionalisierungsansätze vor, die z.T. in Kapitel 3.3.1 beschrieben sind.

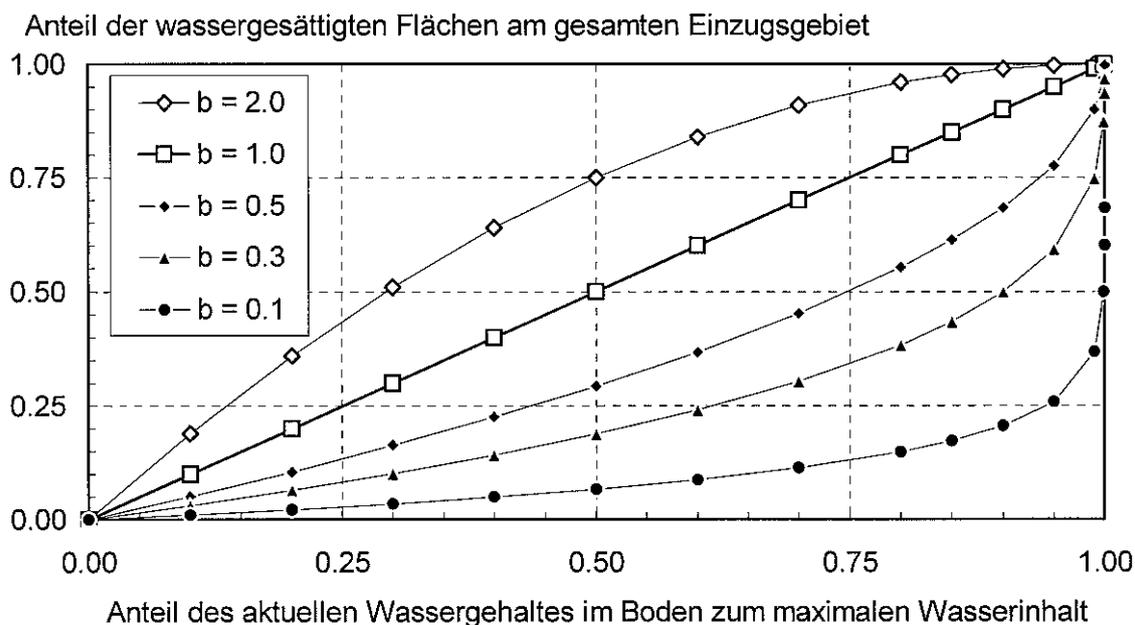


Abb. 3.4 Auswirkung des Formparameters b auf den Verlauf der Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion

Der Abfluss von den wassergesättigten Flächenanteilen des Bodenspeichers wird dabei wie folgt berechnet:

$$QS_D = P - (W_m - W_0)$$

für

$$\left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(1+b) W_m} \right) \leq 0 \text{ und } P + W_0 > W_m \quad (3.9)$$

bzw.

$$QS_D = P - (W_m - W_0) + W_m \left(\left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(b+1) W_m} \right) \right)^{b+1} \quad (3.10)$$

für

$$\left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(1+b) W_m} \right) > 0$$

mit:

QS_D	[mm]	Abflussbildung über den wassergesättigten Flächenanteilen des Bodenspeichers ("surface runoff")
P	[mm]	Niederschlag im Berechnungszeitschritt
W_0	[mm]	Füllung des Bodenspeichers zu Beginn des Berechnungszeitschrittes
W_m	[mm]	Maximaler Wasserinhalt im gesamten Bodenspeicher
b	[-]	Formparameter der Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion, (Regionalisierung des Parameters b siehe Kap. 3.3.1)

Die Wasserabgabe des Bodenspeichers durch laterale Drainage berechnet sich nach DKRZ (1994):

$$QS_I = D_{min} \frac{W_0}{W_m} \Delta t \quad \text{für} \quad W_B < W_0 < W_Z$$

bzw.

$$QS_I = \left(D_{min} \frac{W_0}{W_m} + (D_{max} - D_{min}) \left(\frac{W_0 - W_Z}{W_m - W_Z} \right)^c \right) \Delta t \quad \text{für} \quad W_0 \geq W_Z$$

bzw.

$$QS_I = 0 \quad \text{für} \quad W_0 \leq W_B \tag{3.11}$$

mit:

QS_I	[mm]	Wasserabgabe aus dem Bodenspeicher durch laterale Drainage ("drainage loss") in den Gebietsspeicher für Interflow (Kap. 3.1.6)
D_{min}	[mm/d]	Drainage (Entleerung) des Bodenspeichers bei Füllung W_Z , möglicher Eichparameter in LARSIM
W_0	[mm]	Füllung des Bodenspeichers, Beginn des Berechnungszeitschrittes
W_m	[mm]	Maximaler Wasserinhalt im gesamten Bodenspeicher
Δt	[d]	Berechnungszeitschritt
D_{max}	[mm/d]	Maximale Drainage (Entleerung) des Bodenspeichers bei Füllung W_m , möglicher Eichparameter in LARSIM
W_Z	[mm]	Schwellenwert für den Wasserinhalt im mittleren Bodenspeicher, möglicher Eichparameter in LARSIM
W_B	[mm]	Schwellenwert für den Wasserinhalt im tiefen Bodenspeicher. In LARSIM ist $W_B = 0,05 \cdot W_m$ (entsprechend DKRZ 1994: 82)
c	[-]	Parameter. In LARSIM ist $c = 1,5$ (DKRZ 1994: 82)

Der Schwellenwert W_B für den Wasserinhalt im tiefen Bodenspeicher sowie der Parameter c werden in LARSIM entsprechend den Annahmen im Atmosphärenmodell REMO (vgl. DKRZ 1994) gesetzt, um so die beabsichtigte Koppelung zwischen dem Hydrologie- und dem Atmosphärenmodell vorzubereiten.

Die Wasserabgabe des Bodenspeichers durch vertikale Perkolation berechnet sich nach DKRZ (1994):

$$QS_G = 0 \quad \text{für} \quad W_0 \leq W_B$$

bzw. (3.12)

$$QS_G = \beta (W_0 - W_B) \Delta t \quad \text{für} \quad W_0 > W_B$$

mit:

QS_G	[mm]	Wasserabgabe aus dem Bodenspeicher durch vertikale Perkolation ("percolation loss") im Berechnungszeitschritt in den Gebietsspeicher für Grundwasser (Kap. 3.1.6)
W_0	[mm]	Füllung des Bodenspeichers zum Beginn des Berechnungszeitschrittes
W_B	[mm]	Schwellenwert des Wasserinhaltes im tiefen Bodenspeicher. In LARSIM ist $W_B = 0,05 \cdot W_m$ (entsprechend DKRZ 1994)
β	[1/d]	Drainageindex tiefer Bodenspeicher, Kalibrierungsparameter in LARSIM
Δt	[d]	Berechnungszeitschritt

In LARSIM wurde bei der Koppelung zwischen Bodenmodell und Grundwasserspeicher - noch zusätzlich die Möglichkeit eines kapillaren Aufstieges vom Grundwasser in den Bodenspeicher berücksichtigt. Ein solcher Aufstieg kann erfolgen, wenn das Matrixpotential oberhalb der Grundwasseroberfläche niedriger ist, als es dem Gleichgewicht mit dem freien Wasserspiegel (Grund- oder Stauwasser) entspricht (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984: 167).

Dieser kapillare Aufstieg wird in LARSIM über eine stark vereinfachende Annahme modelliert, da die erforderlichen Systemdaten für eine detailliertere Berechnung (z.B. Porengrößenverteilung) für große Gebiete in der Regel nicht flächendeckend vorliegen. Die in LARSIM verwendete Arbeitsgleichung lautet:

$$Q_{kap} = \frac{W_{gr} - W_0}{W_{gr}} \cdot QMAX_{kap} \quad \text{für} \quad W_0 < W_{gr}$$

und (3.13)

$$Q_{kap} = 0 \quad \text{für} \quad W_0 \geq W_{gr}$$

mit:

Q_{kap}	[mm/d]	kapillarer Aufstieg vom Grundwasserspeicher in den Bodenwasserspeicher
W_{gr}	[mm]	Schwellenwert für den Wasserinhalt im Bodenspeicher, bei dessen Unterschreitung der kapillare Aufstieg aus dem Grundwasser einsetzt (in LARSIM: $W_{\text{gr}} = 0,1 \cdot W_{\text{max}}$)
W_0	[mm]	aktueller Inhalt des Bodenfeuchtespeichers
$Q_{\text{MAX}_{\text{kap}}}$	[mm/d]	Maximale kapillare Aufstiegsrate vom Grundwasserspeicher in den Bodenwasserspeicher (bei vollständig entleertem Bodenspeicher)

Die Größenordnung des kapillaren Aufstiegs vom Grundwasserspeicher in den Bodenwasserspeicher wird in einem Beispiel von BENECKE (1996: 393) bei einem Flurabstand von 60 cm für toniges Substrat mit 2 mm/d angegeben, für Feinsand mit 5 mm/d.

3.1.4 Hydrologische Modellbausteine für spezielle Landoberflächen

3.1.4.1 Hydrologische Modellbausteine für Wasseroberflächen

Für die im Systemdatensatz definierten Wasseroberflächen wird in LARSIM keine Schneemodellierung vorgenommen, d.h. es wird immer von unvereisten Wasseroberflächen ausgegangen, die ggf. fallenden Schnee sofort aufschmelzen. Der auf Wasseroberflächen fallende Niederschlag wird dem Gebietsspeicher für Direktabfluss (Kap. 3.1.6) zugeleitet, eine Modellierung eines Bodenwasserhaushaltes findet nicht statt.

Die Verdunstung von Wasseroberflächen (Seen und Fließgewässer) wird ab LARSIM Version 7/99 nach der Beziehung von PENMAN (1948), zitiert in DVWK (1996), nach folgender Beziehung berechnet:

$$E_w = \frac{\Delta \cdot \frac{R_{NE}}{L} \cdot f(v) \cdot (e_s - e)}{\Delta + \gamma} \quad (3.14)$$

mit:

E_w	[mm/d]	Verdunstung des Wassers
Δ	[hPa/°C]	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
R_{NE}	[W/m ²]	Nettostrahlung für Wasseroberfläche, s. Kap. 3.1.5
L	[Wd/(m ² mm)]	Latente Verdunstungswärme des Wassers für die Verdunstung von 1 mm/Tag (= 28,5 Wd/(m ² mm) für 15°C Wassertemperatur)
$f(v)$	[-]	Windfunktion des Dalton-Terms, lt. DVWK (1996) für Neckar- und Rheingebiet: $0,13 + 0,094 \cdot \text{Windgeschwindigkeit [m/s] in 2 m Höhe}$

e_s	[hPa]	Sättigungswasserdampfdruck bei Lufttemp. (2 m über Boden)
e	[hPa]	Wasserdampfdruck (2 m über Boden)
γ	[hPa/°C]	Psychrometerkonstante (= 0,66 für Temperaturen in °C)

In der LARSIM-Systemdatei wird bei der Angabe der Landnutzung - wie beispielsweise auch in Fernerkundungsdaten - nicht unterschieden, ob die Wasserflächen Seeflächen oder Fließgewässer sind. Deshalb wird in LARSIM das verdunstete Wasser der Wasseroberflächen im Teilgebiet dem Fließgewässer am Auslass des jeweiligen Teilgebietes entnommen. Damit wird vereinfacht angenommen, dass zwischen den ggf. vorhandenen Seen und Fließgewässern im Teilgebiet ein Wasseraustausch stattfindet.

Da in den üblicherweise verfügbaren Landnutzungsdatensätzen kleinere Fließgewässer meist nicht erfasst sind, besteht in LARSIM optional die Möglichkeit, die Wasseroberflächen des im Systemdatensatz definierten Gewässernetzes zusätzlich zu berücksichtigen. Bei dieser Berechnungsoption werden die Wasseroberflächen der im Systemdatensatz erfassten Gewässerteilstrecken, die eine Sohlbreite größer als 5 Meter aufweisen, ermittelt.

Anschließend wird für jedes Teilgebiet als Flächenanteil der freien Wasseroberflächen der größere Wert der entsprechenden Angabe im Landnutzungsdatensatz bzw. des für die Gewässerteilstrecke ermittelten Wertes zugewiesen. Durch diese Vorgehensweise wird vermieden, dass breite Fließgewässer doppelt erfasst werden bzw. dass Seeflächen nicht berücksichtigt werden.

Damit den Wasseroberflächen die o.g. Berechnungsverfahren zugeordnet werden, ist in der LARSIM-Systemdatei das Schlüsselwort "Wasser" für die entsprechende Landnutzungs-klasse zu vereinbaren. Bei einer Vereinbarung eines anderen Schlüsselwortes (z.B. "water") würde z.B. ansonsten die Schneemodellierung auch für die Flächenanteile mit Wasser durchgeführt werden.

3.1.4.2 Hydrologische Modellbausteine für bebauten Flächen

Bebaute Flächen werden in LARSIM zunächst in unterschiedliche Landnutzungs-klassen aufgegliedert, für die dann die vertikalen Wasserbewegungen jeweils getrennt berechnet werden. Diese Aufgliederung wird, entsprechend den Schlüsselwörtern in der LARSIM-Systemdatei wie folgt programmintern vorgenommen:

Siedlung =	35% versiegelt, 45% Wiese, 20% Mischwald
Siedlung, dicht =	50% versiegelt, 35% Wiese, 15% Mischwald
Siedlung, locker =	30% versiegelt, 50% Wiese, 20% Mischwald
versiegelt =	100% versiegelt

Für die versiegelten Flächen wird bei der Verdunstungsmodellierung lediglich die Interzeption sowie die Interzeptionsverdunstung berechnet, die Berechnung der Transpiration entfällt hingegen. Der verbleibende abflusswirksame Niederschlag wird dem Direktabfluss zugeleitet, eine Modellierung eines Bodenwasserhaushaltes sowie ggf. ein kapillarer Aufstieg vom Grund- zum Bodenwasser findet nicht statt.

3.1.5 Evapotranspiration

Bei der Bilanzierung des landgebundenen Wasserhaushaltes stellt die Evapotranspiration nach dem Niederschlag die wichtigste Komponente im Wasserkreislauf dar. Eine möglichst präzise Beschreibung der hiermit verbundenen Prozesse ist damit Voraussetzung für die Wasserhaushaltsmodellierung. Als Modell für die Berechnung der aktuellen Evapotranspiration wird in LARSIM das von MONTEITH (1979) hergeleitete Penman-Monteith-Verfahren verwendet, welches in einer Vielzahl von Untersuchungen bei unterschiedlichen meteorologischen Verhältnissen und Skalen eine gute Nachbildung der tatsächlichen Verhältnisse zeigte (z.B. BOUTEN 1995). In einer Bewertung des DVWK (1996: 112) wird dem Penman-Monteith-Verfahren als einzigem von 19 untersuchten Verdunstungsmodellen eine gute bis sehr gute Genauigkeit bei der Ermittlung der realen Verdunstung attestiert. Aus diesem Grunde wurde davon ausgegangen, dass dieses Verdunstungsmodell für die mesoskalige Wasserhaushaltsmodellierung hinreichend genau ist.

Die theoretischen Grundlagen dieses Verfahrens sind in die folgenden fünf Bereiche untergliedert:

- Grundgleichungen zur Berechnung der Evapotranspiration
- Strahlungsbilanz
- Bodenwärmestrom
- Aerodynamischer Widerstand
- Oberflächenwiderstand unter Berücksichtigung der Bodenfeuchte

Mit Hilfe der Penman-Monteith-Gleichung lässt sich die potentielle und aktuelle Evapotranspiration berechnen, wobei die aktuelle Evapotranspiration aus der Kopplung des Bodenwassergehaltes mit dem Gesamt-Oberflächenwiderstand resultiert.

Die Gleichung bezieht sich auf Pflanzen mit trockenen Blattoberflächen; bei nassen Blattoberflächen (der Inhalt des Interzeptionsspeichers ist größer als Null) wird zusätzlich die Interzeptionsverdunstung (s. Formel 3.2) mit berücksichtigt.

Da die direkte Messung einiger Gleichungsgrößen nicht möglich ist, wird zur Parametrisierung das Berechnungsschema von MORECS (Meteorological Office Rainfall and Evaporation Calculation System) des Britischen Wetterdienstes (THOMPSON et al. 1981) verwendet. Sofern nicht anders erwähnt, entsprechen die in den folgenden Unterkapiteln zusammengestellten Berechnungsansätze dem MORECS-Schema.

3.1.5.1 Grundgleichung zur Berechnung der Evapotranspiration

Die Grundgleichung des Berechnungsverfahrens von Penman-Monteith geht von folgender Beziehung aus (THOMPSON et al. 1981: 15):

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_{NE}-G) + \rho c_p (e_s - e)/r_a C}{\Delta + \gamma(1+r_s / r_a) C} \quad (3.15)$$

Hierbei ist:

$$C = 1 + \frac{b' r_a}{\rho c_p} \quad (3.16)$$

und:

$$b' = 4\varepsilon\sigma (273.15 + T_{scr})^3 \approx 6 \frac{W}{m^2 \text{ } ^\circ K} \quad (3.17)$$

mit:

λ	[J/kg]	Latente Verdunstungswärme (= 2.465.000 J/kg)
E	[kg/(m ² s)]	Verdunstungsrate des Wassers ("rate of water loss")
Δ	[hPa/°C]	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
R_{NE}	[W/m ²]	Nettostrahlung für Bodenoberfläche mit T_{scr}
G	[W/m ²]	Bodenwärmestrom
ρ	[kg/m ³]	Luftdichte (2 m über Boden)
c_p	[J/(kg °K)]	Spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck (=1005 J/(kg °K))
e_s	[hPa]	Sättigungswasserdampfdruck bei Lufttemperatur (2 m über Boden), Formel 3.48
e	[hPa]	Wasserdampfdruck (2 m über Boden), s. Formel 3.49
γ	[hPa/°C]	Psychrometerkonstante (= 0,66 für Temperaturen in °C)
r_s	[s/m]	Gesamt-Oberflächenwiderstand
r_a	[s/m]	aerodynamischer Widerstand für Wärme- und Wasserdampftransport
ε	[-]	Emissivität der Oberfläche
σ	[W/(m ² °K ⁴)]	Stefan-Boltzmann-Konstante (= 5,67·10 ⁻⁸ W/(m ² °K ⁴))
T_{scr}	[°C]	gemessene Lufttemperatur (2 m über Boden)

Die in Formel 3.15 eingehende Luftdichte ρ wird in LARSIM nach den vom Deutschen Wetterdienst (DWD 1987) beschriebenen Beziehungen aus dem Luftdruck und dem Mischungsverhältnis von Wasserdampf und trockener Luft berechnet. Die aktuelle Evapotranspiration berechnet sich aus Formel 3.15 mit:

$$E_a = \frac{E \cdot F_u}{\rho_w} \quad (3.18)$$

mit:

E_a	[mm/d]	Aktuelle Evapotranspiration
E	[kg/(m ² s)]	Verdunstungsrate des Wassers ("rate of water loss", Formel 3.15)
F_u	[s/d]	Umrechnungsfaktor von [m/s] auf [mm/d] (=8.64·10 ⁷)
ρ_w	[kg/m ³]	Dichte von Wasser (= 999.9 kg/m ³)

3.1.5.2 Strahlungsbilanz

Die Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche wird aus der Summe von kurz- und langwelliger Strahlungsbilanz berechnet:

$$R_{NE} = R_{NS} + R_{NL} \quad (3.19)$$

mit:

R_{NE}	[W/m ²]	Strahlungsbilanz für die Bodenoberfläche
R_{NS}	[W/m ²]	Kurzwellige Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche
R_{NL}	[W/m ²]	Langwellige Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche

Die Berechnung der *kurzwelliger Strahlungsbilanz* wird aufgrund der gemessenen Sonnenscheindauer vorgenommen:

$$R_{NS} = (1-\alpha) R_C \quad (3.20)$$

wobei:

$$R_C = R_A \left(\eta \left(a + \frac{b n}{N} \right) + c (1-\eta) \right) \quad (3.21)$$

mit:

R_{NS}	[W/m ²]	Kurzwellige Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche
α	[-]	Albedo (s. Tabelle 3.4)
R_C	[W/m ²]	Globalstrahlung an der Bodenoberfläche

R_A	[W/m ²]	Sonnenstrahlung an der Atmosphärenobergrenze (Formel 3.22)
a	[-]	empirischer Parameter (= 0,24)
b	[-]	empirischer Parameter (= 0,55 im Sommer, 0,50 im Winter)
n	[h]	gemessene Sonnenscheindauer am Tag (Dauer des wolkenfreien Himmels am Tag)
N	[h]	Zeitdauer von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang (Formel 3.23)
c	[-]	empirischer Parameter (= 0,15)
η	[-]	(0 für Tage ohne direkte Sonnenstrahlung, sonst 1)

Die bei der kurzwelligen Strahlungsbilanz eingehende Albedo wird nach Landnutzungen und Jahreszeiten aufgeschlüsselt. Die in LARSIM zu verwendenden Werte der Albedo sind als Systemdaten in einer Datei vorzugeben. Die im Wasserhaushaltsmodell Neckar verwendeten monatlichen Werte der Albedo sind in Tabelle 3.4 zusammengestellt. Die Werte wurden anhand der Literaturangaben von THOMPSON et al. (1981) und DVWK (1996) zusammengestellt. Albedowerte für Landnutzungsklassen ohne verfügbare Literaturangaben wurden vom Autor geschätzt. Sofern genauer ermittelte Angaben zur Albedo vorliegen, können diese in den Systemdatensatz von LARSIM eingearbeitet werden.

Tab. 3.4 Jahreszeitliche Werte der Albedo unterschiedlicher Landnutzungen im Wasserhaushaltsmodell Neckar

Landnutzung	Albedo [%] für kurzwellige Strahlung											
	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
versiegelt	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Acker*	10	10	10	14	23	25	25	24	15	13	10	10
Weinbau	15	15	18	22	22	22	22	22	22	20	17	15
Intensivobstbau	15	15	18	22	22	22	22	22	22	20	17	15
Brache (bewachsen)	17	17	21	25	25	25	25	25	25	21	19	17
unversiegelt, unbewachsen	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
intensives Grünland	17	17	21	25	25	25	25	25	25	21	19	17
Feuchtflächen	17	17	21	25	25	25	25	25	25	21	19	17
extensives Grünland	17	17	21	25	25	25	25	25	25	21	19	17
locker baumbestanden	15	15	16	21	21	21	21	21	21	18	16	15
Nadelwald	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Laubwald	10	10	10	17	17	17	17	17	17	17	10	10
Mischwald	14	14	14	15	15	15	15	15	15	15	14	14
Wasser	16	12	9	7	7	6	7	7	8	11	14	16

*Mittelwert für verschiedene Anbausorten

Die Sonnenstrahlung an der Atmosphärenobergrenze wird im MORECS-Schema ermittelt nach der Formel 3.22:

$$R_A = SOL \left(N \sin \delta \sin \varphi + \frac{12}{\pi} \cos \delta \cos \varphi \left(\sin \frac{\pi t_1}{12} - \sin \frac{\pi t_2}{12} \right) \right) \quad (3.22)$$

mit:

R_A	[W/m ²]	Sonnenstrahlung an der Atmosphärenobergrenze
SOL	[W/m ²]	Solarkonstante
N	[h]	Zeitdauer von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang (Formel 3.23)
δ	[Grad]	Deklination der Sonne = $0,41 \cos (2\pi (d-172) / 365)$ d = Tagesnummer (1. Januar = 1)
φ	[Grad]	Geographische Breite
t_1	[h]	Zeitpunkt Sonnenaufgang
t_2	[h]	Zeitpunkt Sonnenuntergang

Der Zeitpunkt von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang sowie die Tageslänge berechnet sich dabei nach THOMPSON et al. (1981: 15):

$$N = t_2 - t_1 \quad (3.23)$$

wobei

$$t_1 = \frac{12}{\pi} \arccos \left(\tan \delta \tan \varphi + \frac{0,0145}{\cos \delta \cos \varphi} \right) \quad \text{und} \quad t_2 = 24 \text{ h} - t_1$$

mit:

N	[h]	Zeitdauer von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang
t_1	[h]	Zeitpunkt Sonnenaufgang
t_2	[h]	Zeitpunkt Sonnenuntergang
δ	[Grad]	Deklination der Sonne = $0,41 \cos (2\pi (d-172) / 365)$ d = Tagesnummer (1. Januar = 1)
φ	[Grad]	Geographische Breite

Die langwellige Strahlungsbilanz wird nach dem MORECS-Ansatz über folgende Beziehung berechnet (THOMPSON et al. 1981: 17-18):

$$R_{NL} = \sigma K_{scr}^4 \left(1,28 \left(\frac{e_{scr}}{K_{scr}} \right)^{\frac{1}{7}} - \varepsilon \right) \left(0,2 + 0,8 \frac{n}{N} \right) \quad (3.24)$$

mit:

R_{NL}	[W/m ²]	Langwellige Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche
σ	[W/(m ² °K ⁴)]	Stefan-Boltzmann-Konstante (= 5,67·10 ⁻⁸ W/(m ² °K ⁴))
e_s	[hPa]	Sättigungswasserdampfdruck bei Lufttemperatur, Formel 3.48
K_{scr}	[°K]	gemessene Lufttemperatur (2 m über Boden)
ε	[-]	Emissivität (= 0,95)
n	[h]	gemessene Sonnenscheindauer am Tag (Dauer des wolkenfreien Himmel am Tag)
N	[h]	Zeitdauer von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang (Formel 3.23)

3.1.5.3 Bodenwärmestrom

Da genaue Daten über Temperaturmessungen in unterschiedlichen Bodentiefen und Wärmekapazitäten der verschiedenen Bodenarten nicht vorliegen, ist eine genaue Berechnung des Bodenwärmestromes nicht möglich. Die in MORECS vorliegende Parametrisierung beruht auf einer getrennten Berechnung des Bodenwärmestromes für Tag und Nacht und einem Monatsmittel der Bodenwärmespeicherung, das für Großbritannien gültig ist.

Für den Bodenwärmestrom am Tag gilt:

$$G_d = C_r R_{NL} + \frac{(1-\alpha) R_c}{t_2 - t_1} \quad (3.25)$$

mit:

G_d	[W/m ²]	Bodenwärmestrom am Tag
C_r	[-]	Koeffizient (0,3 für unbewachsenen Boden, = 0,2 für grasbedeckte Oberfläche und 0,3 - 0,03 LAI (Tab. 3.3) für vegetationsbedeckte Oberfläche)
R_{NL}	[W/m ²]	Netto-Bilanz der langwelligen Strahlung (Formel 3.24)
α	[-]	Albedo (s. Tabelle 3.4)

R_c	[W/m ²]	Globalstrahlung an der Bodenoberfläche (Formel 3.21)
t_2	[h]	Zeitpunkt Sonnenuntergang
t_1	[h]	Zeitpunkt Sonnenaufgang

Für den Bodenwärmestrom in der Nacht gilt:

$$G_n = \frac{P - (t_2 - t_1) G_d}{2t_1} \quad (3.26)$$

mit:

G_n	[W/m ²]	Bodenwärmestrom in der Nacht
P	[Wh/m ²]	Mittlere tägl. Wärmespeicherung im Boden (tabellierte Werte in MORECS: Jan. bis Dez: -137, -75, 30, 167, 236, 252, 213, 69, -85, -206, -256, -206)
t_2	[h]	Zeitpunkt Sonnenuntergang
t_1	[h]	Zeitpunkt Sonnenaufgang
G_d	[W/m ²]	Bodenwärmestrom am Tag

3.1.5.4 Aerodynamischer Widerstand

Der aerodynamische Widerstand für den Wärme- und Wasserdampftransport wird über getrennte Ansätze für Landnutzungen mit effektiven Bestandshöhen über bzw. unter 10 m berechnet. Die effektive (d.h. für den aerodynamischen Widerstand wirksame) Bestandshöhe bei Laubwald wird dabei für Monate ohne volle Blattausbildung gegenüber der tatsächlichen Bestandshöhe reduziert.

Für Bestandshöhen unter 10 m bzw. Laubwälder in der Vegetationsruhezeit wird der aerodynamische Widerstand berechnet zu (THOMPSON et al. 1981: 20):

$$r_a = \frac{6.25}{u_{m,10}} \left(\ln \left(\frac{10}{z_0} \right) \right)^2 \quad (3.27)$$

mit:

r_a	[s/m]	aerodynamischer Widerstand für Wärme- und Wasserdampftransport
$u_{m,10}$	[m/s]	gemessene Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe
z_0	[m]	Rauhigkeitslänge der Oberfläche (= 0,1 • Bestandshöhe)

Für effektive Bestandshöhen größer gleich 10 m wird der aerodynamischer Widerstand über folgende Beziehung berechnet (THOMPSON et al. 1981: 21):

$$r_a = \frac{94}{u_{m,10}} \quad (3.28)$$

mit

r_a	[s/m]	aerodynamischer Widerstand für Wärme- und Wasserdampftransport
$u_{m,10}$	[m/s]	gemessene Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe (Messwerte der nächstgelegenen Klimastation)

Die in LARSIM zu verwendenden Werte der effektiven Bestandshöhen sind als Systemdaten in einer Datei vorzugeben. Beim Wasserhaushaltsmodell Neckar wurde von den in Tabelle 3.5 zusammengestellten effektiven Bestandshöhen ausgegangen.

Tab. 3.5 Jahreszeitliche Werte der effektiven Bestandshöhen im Wasserhaushaltsmodell Neckar

Landnutzung	Effektive (für den aerodynamischen Widerstand wirksame) Bestandshöhe [m]											
	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
Siedlung, dicht	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Siedlung, locker	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Acker*	,05	,05	,05	,20	,40	,60	,60	,40	,20	,10	,05	,05
Weinbau	0,7	0,7	0,7	1,0	1,5	1,8	1,8	1,8	1,8	1,5	1,0	0,7
Intensivobstbau	1,0	1,0	1,0	1,5	2,5	3,0	3,0	3,0	3,0	2,5	1,0	1,0
Brache (bewachsen)	,15	,15	,15	,20	,35	,50	,50	,50	,50	,40	,20	,15
unversiegelt, unbewachsen	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05
intensives Grünland	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15
Feuchtflächen	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15
extensives Grünland	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15
locker baumbestanden	1,0	1,0	1,5	1,5	3,5	6,0	6,0	6,0	6,0	3,5	1,5	1,0
Nadelwald	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Laubwald	2	2	2	2	6	10	10	10	10	6	2	2
Mischwald	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Wasser	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05

* Mittelwert für verschiedene Anbausorten

3.1.5.5 Oberflächenwiderstand unter Berücksichtigung der Bodenfeuchte

Die in LARSIM zu verwendenden Werte des Oberflächenwiderstandes sind als Systemdaten in einer Datei vorzugeben. Beim Wasserhaushaltsmodell Neckar wurde von den in Tabelle 3.6 zusammengestellten Stomatawiderständen ausgegangen. Diese Werte wurden den Angaben von THOMPSON et al. (1981) entnommen bzw. für die dort nicht enthaltenen Landnutzungsklassen geschätzt.

Tab. 3.6 Oberflächen- bzw. Stomatawiderstände für verschiedene Landnutzungs-kategorien

Landnutzung	Tageswerte des Stomatawiderstandes [s/m] bei guter Wasserversorgung											
	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
versiegelt	(Oberflächenwiderstand 500 ganzjährig)											
Acker*	40 ganzjährig											
Weinbau	70 ganzjährig											
Intensivobstbau	70 ganzjährig											
Brache (bewachsen)	70 ganzjährig											
unversiegelt, unbewachsen	100 , modifiziert nach Formel 3.29											
intensives Grünland	80	80	60	50	40	60	60	70	70	70	80	80
Feuchtf Flächen	40 ganzjährig											
extensives Grünland	80	80	60	50	40	60	60	70	70	70	80	80
locker baumbestanden	70 ganzjährig											
Nadelwald	70 , modifiziert nach Formel 3.30 und 3.31											
Laubwald	80 ganzjährig											
Mischwald	75 ganzjährig											
Wasser	0 ganzjährig											

* Mittelwert für verschiedene Anbausorten

Der Oberflächenwiderstand ist außer vom Stomatawiderstand auch von anderen, z.T. landnutzungsspezifischen Einflussgrößen abhängig. Wichtigste Einflussgrößen dabei sind die aktuelle Bodenfeuchte sowie die aktuelle Tages- bzw. Nachtlänge (Tag-/Nachtwerte des Stomatawiderstandes). Für Boden ohne Vegetationsbedeckung wird der Oberflächenwiderstand berechnet zu (THOMPSON et al. 1981: 29):

$$r_{ss} = 100 \frac{s}{m} \quad \text{für } nFk > 20 \text{ mm} \tag{3.29}$$

$$r_{ss} = \frac{100 x_{\max}}{x + 0,01 x_{\max}} \quad \text{für } nFk \leq 20 \text{ mm}$$

mit:

r_{ss}	[s/m]	Oberflächenwiderstand für unbewachsenen Boden
nFk	[mm]	nutzbare Feldkapazität des Bodens
x_{max}	[mm]	maximale Füllung des Speichers für frei verfügbares Bodenwasser (Formel 3.32)
x	[mm]	aktuelle Füllung des Speichers für frei verfügbares Bodenwasser

Bei der Berechnung des Oberflächenwiderstandes für Vegetation wird zunächst von einem durch die Bodenfeuchte unbeeinflussten Oberflächenwiderstand ausgegangen (Tab. 3.6). Dieser unbeeinflusste Oberflächenwiderstand wird für Nadelbäume noch um den Einfluss der Lufttemperatur (Formel 3.30) und des Sättigungsdefizites (Formel 3.31) korrigiert:

$$r_{sco, Nadelbäume} = 10^4 \frac{s}{m} \quad T_{scr} < -5 \text{ °C}$$

$$r_{sco, Nadelbäume} = \frac{25 \cdot 70}{(T_{scr} + 5)} \frac{s}{m} \quad -5 \text{ °C} < T_{scr} < 20 \text{ °C} \quad (3.30)$$

$$r_{sco, Nadelbäume} = 70 \frac{s}{m} \quad T_{scr} > 20 \text{ °C}$$

mit:

r_{sco}	[s/m]	Oberflächenwiderstand der Pflanze bei guter Wasserversorgung
T_{scr}	[°C]	gemessene Lufttemperatur (in 2 m Höhe)

Der nach Formel 3.30 ermittelte Oberflächenwiderstand für Nadelbäume wird anschließend zur Berücksichtigung des Sättigungsdefizites der Luft modifiziert über:

$$r_{sco, Nadelbäume} = \frac{r_{sco, Nadelbäume} (\delta e = 0)}{(1 - 0.05 \delta e)} \quad \delta e < 20 \text{ hPa} \quad (3.31)$$

$$r_{sco, Nadelbäume} = 10^4 \frac{s}{m} \quad \delta e > 20 \text{ hPa}$$

mit:

r_{sco}	[s/m]	Oberflächenwiderstand der Pflanze bei guter Wasserversorgung
δe	[hPa]	Sättigungsdampfdruckdefizit der Luft

Um den Einfluss der Bodenfeuchte auf den Oberflächenwiderstand von Vegetation nachzubilden, wird im MORECS-Modell angenommen, dass dieser Oberflächenwiderstand deutlich zunimmt, wenn die Füllung des Bodenwasserspeichers geringer wird als 60% der Gesamtkapazität des Bodenspeichers. Somit wird angenommen, dass das gesamte Bodenwasser auf zwei Speicher mit folgenden Kapazitäten aufgeteilt ist:

$$Y_{\max} = P_y \cdot nFk$$

und

$$X_{\max} = (1 - P_y) \cdot nFk$$
(3.32)

mit:

Y_{\max}	[mm]	maximale Füllung des Speichers für gebundenes Bodenwasser
P_y	[-]	Schwellenwert für den Anteil des für Pflanzen gebundenen Bodenwassers an der nutzbaren Feldkapazität (bei MORECS 0.60, kann in LARSIM auch gebietspezifisch angegeben werden)
nFk	[mm]	nutzbare Feldkapazität des Bodens
X_{\max}	[mm]	maximale Füllung des Speichers für frei verfügbares Bodenwasser

Das Wasser des einen Speichers ist für Pflanzen frei verfügbar, während das im zweiten Speicher befindliche Wasser mit zunehmender Entleerung des Speichers fester gebunden ist. Eine Entleerung des zweiten Speichers findet erst statt, wenn der erste Speicher bereits entleert ist. Die aktuelle Füllung der jeweiligen Bodenspeicher berechnet sich zu:

$$x = \max (W_0 - Y_{\max}; 0)$$

und

$$y = \min (W_0; Y_{\max})$$
(3.33)

mit:

x	[mm]	aktuelle Füllung des Speichers für freies Bodenwasser
W_0	[mm]	aktuelle Füllung des Bodenspeichers (Formel 3.7)
Y_{\max}	[mm]	max. Füllung des Speichers für gebundenes Bodenwasser
y	[mm]	aktuelle Füllung des Speichers für gebundenes Bodenwasser

Der Einfluss der Bodenfeuchte auf den Oberflächenwiderstand wird dann durch die folgende Beziehung wiedergegeben:

$$r_{scb} = r_{sco} \left(3,5 \left(1 - \frac{y}{y_{max}} \right) + \exp \left(0,2 \frac{y_{max}}{y-1} \right) \right) \quad (3.34)$$

mit:

r_{scb}	[s/m]	Oberflächenwiderstand der Pflanze unter Berücksichtigung der aktuellen Bodenfeuchte
r_{sco}	[s/m]	Oberflächenwiderstand der Pflanze bei guter Wasserversorgung
Y_{max}	[mm]	maximale Füllung des Speichers für gebundenes Bodenwasser
y	[mm]	aktuelle Füllung des Speichers für gebundenes Bodenwasser

Der Gesamt-Oberflächenwiderstand vegetationsbedeckter Landnutzungen am Tage setzt sich aus der Summe der Widerstände für unbewachsenen Boden und für Vegetation zusammen (GRANT 1975). Für den Oberflächenwiderstand am Tag gilt:

$$\frac{1}{r_{sT}} = \frac{(1-A)}{r_{scb}} + \frac{A}{r_{ss}} \quad (3.35)$$

wobei

$$A = 0,7^{LAI} \quad (3.36)$$

mit:

r_{sT}	[s/m]	Gesamt-Oberflächenwiderstand am Tag (Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang)
r_{scb}	[s/m]	Oberflächenwiderstand der Pflanze unter Berücksichtigung der aktuellen Bodenfeuchte
r_{ss}	[s/m]	Oberflächenwiderstand für unbewachsenen Boden
A	[-]	Bedeckungsgrad des Bodens mit Vegetation
LAI	[-]	leaf area index, pflanzenspezifischer und jahreszeitlich variabler Index für die Größe der Blattoberflächen (Tab. 3.3)

Für den Nachtwert, bei dem die Stomata geschlossen sind, lautet die Beziehung:

$$\frac{1}{r_{sN}} = \frac{LAI}{2500} + \frac{1}{r_{ss}} \quad (3.37)$$

mit:

r_{sN}	[s/m]	Gesamt-Oberflächenwiderstand in der Nacht
LAI	[-]	leaf area index (Tab. 3.3)
r_{ss}	[s/m]	Oberflächenwiderstand für unbewachsenen Boden

Der zur Berechnung der Verdunstung auf Tageswertbasis verwendete Oberflächenwiderstand für vegetationsbedeckte Böden ergibt sich somit zu:

$$\frac{1}{r_s} = \frac{N}{24} \frac{1}{r_{sT}} + \left(1 - \frac{N}{24}\right) \frac{1}{r_{sN}} \quad (3.38)$$

mit:

r_s	[s/m]	Gesamt-Oberflächenwiderstand, 24-Stundenwert
N	[h]	Zeitdauer von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang (Formel 3.23)
r_{sT}	[s/m]	Gesamt-Oberflächenwiderstand für den Tag (Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang)
r_{sN}	[s/m]	Gesamt-Oberflächenwiderstand für die Nacht

3.1.6 Abflusskonzentration im Einzugsgebiet

Bei den vorigen Betrachtungen wurde auf den vertikalen Wassertransport in der Schnee-, Vegetations- und Bodenschicht eingegangen. Dabei wurde hergeleitet, wie sich die Wasserabgaben aus dem Bodenspeicher, getrennt nach Direktabfluss, Interflow und Grundwasserabfluss berechnen (Formel 3.7).

Im nächsten Schritt ist der laterale Transport dieser Abflusskomponenten innerhalb eines Teileinzugsgebietes zu erfassen. Dieser laterale Transport in der Fläche wird als Abflusskonzentration bezeichnet. In LARSIM können die lateralen Transporte über verschiedene, optional wählbare Modellansätze nachgebildet werden. Bei den üblichen Anwendungen wird die Abflusskonzentration über das im Folgenden beschriebene Parallelspeichermodell nachgebildet. Dabei wird davon ausgegangen, dass die vom Bodenwassermodell abgegebenen Abflusskomponenten jeweils einem Gebietsspeicher für Direktabfluss, Interflow bzw. Grundwasser zufließen. Diese Gebietsspeicher können als obere bzw. tiefere Bodenschicht

sowie als Grundwasserspeicher interpretiert werden. Die Gebietsspeicher werden jeweils als Einzellinearspeicher behandelt. Die Wasserabgabe aus den jeweiligen Einzellinearspeichern ist dabei proportional zu ihren Speicherinhalten:

$$Q_{EL} = \frac{1}{RK_{EL}} \cdot V_{EL} \quad (3.39)$$

mit:

Q_{EL}	[m ³ /s]	Abfluss aus dem Einzellinearspeicher
EL	[-]	Index = D für Direktabfluss, I für Interflow und G für Grundwasserabfluss
RK_{EL}	[s]	Rückhaltekonstante des Einzellinearspeichers (s. Kap. 3.3.2)
V_{EL}	[m ³]	Volumen (Speicherinhalt) im Einzellinearspeicher

Der Gebietsspeicher für Grundwasser weist dabei die größte Rückhaltewirkung auf, der Gebietsspeicher für den Direktabfluss die niedrigste. Die Rückhaltekonstanten der jeweiligen Einzellinearspeicher sind dabei in LARSIM mit einem Index für die Fließzeit in den Teileinzugsgebieten gekoppelt (Formel 3.57), um die Rückhaltewirkung des Einzugsgebietes mit Gebietscharakteristiken (Gebietsform, Gefälle) in Zusammenhang zu bringen. Die Wasserabgabe aus den Teileinzugsgebieten zu den in LARSIM erfassten Gerinnestrecken ist gleich der Summe der Abflüsse aus den drei Gebietsspeichern:

$$Q_{TGB} = Q_D + Q_I + Q_G \quad (3.40)$$

mit:

Q_{TGB}	[m ³ /s]	im Teileinzugsgebiet gebildeter Abfluss
Q_D	[m ³ /s]	Abfluss aus dem Gebietsspeicher für Direktabfluss
Q_I	[m ³ /s]	Abfluss aus dem Gebietsspeicher für Interflow
Q_G	[m ³ /s]	Abfluss aus dem Gebietsspeicher für Grundwasser

3.1.7 Translation und Retention im Gerinne

Nach dem lateralen Wassertransport aus der Einzugsgebietsfläche in das Gerinne, der als flächenbezogener Prozess betrachtet wurde, ist durch das Wasserhaushaltsmodell der Wassertransport im Gerinne zu beschreiben. Dabei wird im LARSIM die durch die Laufzeit des Wassers im Gerinne bedingte Translation und die durch Ausuferungen bewirkte Retention im Gerinne berücksichtigt. Andere gerinnebezogene Prozesse, wie beispielsweise eine Interaktion zwischen Gerinne und Grundwasserkörper, werden in LARSIM hingegen vernachlässigt.

Die Berechnung von Translation und Retention im Gerinne wird in LARSIM in Abhängigkeit von der Gerinnegeometrie und den Rauigkeitsverhältnissen im Gerinne durchgeführt, um so das Einführen weiterer Eichparameter in das Wasserhaushaltsmodell zu vermeiden. Um den Berechnungsaufwand dafür einzugrenzen, werden bei dem in LARSIM verwendeten hydrologischen Ansatz einige vereinfachende Annahmen getroffen. So werden einheitliche geometrische Verhältnisse innerhalb der betrachteten Gerinnestrecke vorausgesetzt, die durch ein Doppeltrapezprofil beschrieben werden. Weiterhin wird bei der Ermittlung der Wasserstands-Durchfluss-Beziehung ein stationär gleichförmiger Abfluss angenommen. Das hydrologische Verhalten der Gewässerteilstrecke kann dann durch einen Einzellinearspeicher beschrieben werden, dessen (variable) Speicherkonstante abhängig ist vom aktuellen Wasserstand bzw. von Abfluss und Fließgeschwindigkeit im Profil. Die Speicherkonstante der Gewässerteilstrecke kann dabei als Schwerpunktlaufzeit einer Hochwasserwelle gedeutet werden. Von WILLIAMS (1969) wird hierzu eine Arbeitsgleichung zur abfluss- bzw. wasserstandsabhängigen Ermittlung der Speicherkonstante gegeben:

$$RK_i = \frac{L \cdot A_{n,i}}{3600} \cdot \frac{3}{QZ_{i-1} + QZ_i + QA_{i-1}}$$

mit n aus: (3.41)

$$Q_n \leq \frac{QZ_{i-1} + QZ_i + QA_{i-1}}{3} \leq Q_{n+1}$$

mit:

RK	[h]	Speicherkonstante für die Gewässerteilstrecke
i	[-]	Index für den Berechnungszeitschritt
L	[m]	Länge der Gewässerteilstrecke
A	[m ²]	benetzter Querschnitt des Flussprofils
n	[-]	Index für den Wasserstand im Gewässerprofil
QA	[m ³ /s]	Abfluss aus der Gewässerteilstrecke
QZ	[m ³ /s]	Zufluss in die Gewässerteilstrecke

Der in Formel 3.41 verwendete benetzte Querschnitt des Flussprofils wird unter Annahme eines stationär gleichförmigen Abflusses in der Gewässerteilstrecke nach der Beziehung von Manning-Strickler (Formel 3.42) und den geometrischen Verhältnissen eines Doppeltrapezprofils beschrieben:

$$Q = A \cdot EK \cdot K_S \cdot \left(\frac{A}{U} \right)^{\frac{2}{3}} \cdot I^{\frac{1}{2}} \quad (3.42)$$

mit:

Q	[m ³ /s]	stationär gleichförmiger Abfluss nach Manning-Strickler
A	[m ²]	benetzter Querschnitt des Flussprofils
EK	[-]	mögliche Kalibrierungsgröße in LARSIM zur Modifizierung der Rauigkeitsbeiwerte
K _S	[m ^{1/3} /s]	Geschwindigkeitsbeiwert nach Manning-Strickler
U	[m]	benetzter Umfang des Flussprofils
I	[-]	Gefälle der Flussstrecke

Als Arbeitsgleichung zur Berechnung der Abflussverformung durch einen Einzellinearspeicher wird entsprechend dem Programm FGMOD folgende Beziehung verwendet:

$$\begin{aligned} QA_i = & QZ_i \cdot \left(1 - \frac{RK_i}{TA} \cdot \left(1 - e^{-\frac{TA}{RK_i}} \right) \right) \\ & + QZ_{i-1} \cdot \left(\frac{RK_i}{TA} \cdot \left(1 - e^{-\frac{TA}{RK_i}} \right) - e^{-\frac{TA}{RK_i}} \right) \\ & + QA_{i-1} \cdot e^{-\frac{TA}{RK_i}} \end{aligned} \quad (3.43)$$

mit:

QA	[m ³ /s]	Abfluss aus der Gewässerteilstrecke
i	[-]	Index für den Berechnungszeitschritt
QZ	[m ³ /s]	Zufluss in die Gewässerteilstrecke
RK	[h]	Speicherkonstante der Gewässerteilstrecke
TA	[h]	Berechnungszeitschritt

3.1.8 Seeretention

Grundlage des in LARSIM verwendeten Berechnungsverfahrens ist die Kontinuitätsgleichung in der Form:

$$V_{S(t+1)} = \frac{\Delta t}{2} \cdot (QZ_{S(t)} + QZ_{S(t+1)} - QA_{S(t)} - QA_{S(t+1)}) + V_{S(t)} \quad (3.44)$$

mit:

V_S	[m ³]	Speicherinhalt im See (bzw. in der Talsperre)
QZ_S	[m ³ /s]	Zufluss in den See
QA_S	[m ³ /s]	Abfluss aus dem See
Δt	[s]	Intervalllänge des Berechnungszeitschritts

Bei gegebener Volumen-Abfluss-Kennlinie für den See bzw. die Talsperre wird über diese Beziehung die Ganglinien für Seeinhalt und -abgabe iterativ aus der Zuflussganglinie berechnet.

3.1.9 Talsperren, Rückhaltebecken und Flussverzweigungen

LARSIM enthält umfangreiche Möglichkeiten zur Berücksichtigung von Einleitern, Flussverzweigungen und Ausleitungen sowie zur Nachbildung gesteuerter Rückhaltebecken und Talsperren.

3.1.9.1 Rückhaltebecken mit konstanten Regelabfluss

Die Berechnung eines Rückhaltebeckens mit konstanten Regelabfluss erfolgt auf Basis folgender, im Systemdatensatz von LARSIM anzugebender Kenndaten:

- gewöhnlicher Hochwasserschutzraum
- konstanter Regelabfluss (bis Erreichen des gewöhnlichen HW-Rückhaltereaumes)
- Volumen-Abfluss-Kennlinie der Hochwasserentlastungsanlage

Bei den entsprechenden Vereinbarungen in der Steuerungsdatei wird der Abfluss aus dem Rückhaltebecken, solange noch gewöhnlicher HW-Rückhalteraum verfügbar ist, auf einen konstanten Regelabfluss reduziert. Erst nach Überschreitung des gewöhnlichen Hochwasserschutzraumes erfolgt zusätzlich ein Abfluss über die Hochwasserentlastung des Beckens. Die Retention im außergewöhnlichen HW-Rückhalteraum wird dabei iterativ über das Verfahren der Seeretention berechnet.

3.1.9.2 Steuerung eines Rückhaltebeckens auf einen Pegel im Unterwasser

Um eine entsprechende Steuerung mit LARSIM zu simulieren, müssen die Abflüsse aus dem Einzugsgebiet zwischen Rückhaltebecken und Steuerpegel in gespeicherter Form vorliegen. Diese sind zunächst in einem ersten Simulationslauf zu berechnen. Anschließend kann in einem zweiten Lauf die gewünschte Steuerung simuliert werden, wobei das Rückhaltebecken so gesteuert wird, dass die Abgabe aus dem Rückhaltebecken plus der Summe der Abflussganglinien aus dem Einzugsgebiet zwischen dem Rückhaltebecken und dem Steuerpegel den vorgegebenen Regelabfluss am Steuerpegel nicht überschreitet.

Hiermit wird eine Steuerung mit konstanten Regelabfluss an einem Pegel flussabwärts des Rückhaltebeckens simuliert. Zu beachten ist dabei, dass bei einer solchen Steuerung in der Praxis Regelungsverluste infolge von Wellenlaufzeiten, Messungenauigkeiten sowie Dämpfungen in der Regelungselektronik auftreten. LARSIM berechnet somit also eine idealisierte Steuerung.

3.1.9.3 Talsperren

Für die Simulation einer Talsperren-Steuerung in LARSIM sind folgende Kenndaten der Talsperre im Systemdatensatz anzugeben:

Systemdaten

- Beckeninhaltslinie: Wasserstand [m+NN], Speicherinhalt [1000 m³]
- Kennlinie der HW-Entlastung: Wasserstand [m+NN], Abfluss über HW-Entlastung [m³/s]

Betriebsvorschriften

- Maximal zulässige Absenkgeschwindigkeit pro Tag [cm/Tag]
- Jahreszeitlicher Verlauf der Betriebs-Sollganglinie (Soll-Speicherinhalt pro Datum)
- Maximal zulässige Abgabe (Abfluss pro Datum)

3.1.9.4 Verzweigungen, Wasseraus- und -einleitungen

Ein Wasserhaushaltsmodell wie LARSIM simuliert in sich geschlossen den gesamten Wasserhaushalt eines Einzugsgebietes. In der Praxis können jedoch auch Fremdwassereinleitungen in Einzugsgebiete einen nennenswerten Anteil am Wasserhaushalt einnehmen, wie dies etwa im Neckargebiet als Folge der Bodensee-Wasserüberleitung der Fall ist. Solche Wassereinleitungen können daher in LARSIM für jeden Knotenpunkt im Modellaufbau berücksichtigt werden. Es können sowohl konstante wie auch zeitlich variable Einleitungen erfasst werden. Weiterhin ist mit LARSIM eine Berücksichtigung von Wasserausleitungen sowie Flussverzweigungen möglich. Dabei sind für die Ausleitungs- bzw. Verzweigungsstellen Abflussschwellenwerte anzugeben, bei deren Überschreitung ein vom Anwender zu definierender Prozentsatz des Überschreitungsabflusses ausgeleitet bzw. verzweigt wird.

3.2 Umrechnung meteorologischer Messwerte

3.2.1 Korrektur des Niederschlagsmessfehlers

Die Messung des Niederschlages ist systematischen Messfehlern unterworfen, die seit langem Gegenstand hydrometeorologischer Untersuchungen sind. Einen Überblick hierzu wird von SEVRUK (1989) gegeben. Diese Messfehler werden einerseits von der Bauart des Messgerätes, andererseits von den Aufstellungsbedingungen und den meteorologischen Faktoren bestimmt. Die wichtigsten Fehlergrößen sind:

- Windfehler (bei Aufstellung des Niederschlagsmessers über dem Bodenniveau)
- Benetzungsverluste am Messgerät
- Verdunstungsverluste

Da der Niederschlag die bestimmende Eingangsgröße für die Modellierung des Wasserhaushaltes darstellt, enthält LARSIM eine Korrektur des Messfehlers um diese drei wichtigsten Einflussfaktoren. Zusätzlich ist in LARSIM ein Korrekturfaktor für die Umrechnung der punktbezogenen Messdaten in Gebietsniederschläge enthalten. Die Korrekturen werden nach folgenden Beziehungen durchgeführt:

$$\begin{aligned} N_G &= (N_{\text{mess}} \cdot K_G) \\ N_{G, \text{korr}} &= (N_G \cdot F_{\text{wind}}) + K_{BV} \end{aligned} \quad (3.45)$$

mit:

N_G	[mm]	Gebietsniederschlag für ein Teileinzugsgebiet
N_{mess}	[mm]	mittels Thiessen- oder Rasterpunktverfahren (s. Kap. 3.2.3) aus gemessenen Niederschlagsdaten räumlich interpolierter Niederschlagsmesswert
K_G	[-]	Korrekturfaktor für die Umrechnung von gemessenen Niederschlägen auf die Teilgebietsfläche. Dient z.B. zum Ausgleich, wenn die maßgeblichen Stationen systematisch höhere Niederschläge als die Umgebung aufweisen.
$N_{G, \text{korr}}$	[mm]	um den Messfehler korrigierter Gebietsniederschlag für ein Teileinzugsgebiet
F_{wind}	[-]	Faktor zur Erfassung des windbedingten Fehlers bei der Niederschlagsmessung (Formel 3.46)
K_{BV}	[mm]	Verluste bei der Niederschlagsmessung durch Benetzung und -Verdunstung (Tab. 3.7)

Die in LARSIM verwendeten Korrekturverfahren für die Messfehler beziehen sich jeweils auf den vom Deutschen Wetterdienst als Standardgerät eingesetzten Hellmann-Niederschlagsmesser ohne Windschutz mit einer Auffangfläche von 200 cm² und einer Messhöhe von einem Meter über der Bodenoberfläche.

Windfehler:

Bei einer Aufstellung von Niederschlagsmessern über dem Bodenniveau findet beim gleichzeitigen Auftreten von Niederschlag und Wind infolge von Luftdruckunterschieden ein teilweises Verdriften des Niederschlages über die Messeinrichtung statt. Als Folge wird im Niederschlagsmesser weniger Niederschlag aufgefangen als in einer Messstelle auf Bodenniveau. Die Größenordnung des Verdriftens ist einerseits abhängig von der Windgeschwindigkeit, andererseits von der Art und Struktur des Niederschlages. So werden beispielsweise Schneeflocken oder sehr kleine Niederschlagströpfchen stärker verdriftet als Niederschläge mit relativ großen Tropfen. Dieser windbedingte Fehler wird in LARSIM nach einem Verfahren von SEVRUK (1989) korrigiert. Dabei wird die Lufttemperatur als Index für die Art und Struktur des Niederschlages verwendet.

Der Korrekturfaktor für den Niederschlag berechnet sich zu:

$$\begin{aligned}
 F_{wind} &= 1 + (0.550 \cdot v^{1,40}) && \text{für } T_L < -27 \text{ °C} \\
 F_{wind} &= 1 + (0.280 \cdot v^{1,30}) && \text{für } T_L \geq -27 \text{ °C und } < -8 \text{ °C} \\
 F_{wind} &= 1 + (0.150 \cdot v^{1,18}) && \text{für } T_L \geq -8 \text{ °C und } < T_0 \\
 F_{wind} &= 1 + (0.015 \cdot v^{1,00}) && \text{für } T_L \geq T_0
 \end{aligned} \tag{3.46}$$

mit:

F_{wind}	[-]	Korrekturfaktor für den Windfehler
v	[m/s]	Windgeschwindigkeit auf Höhe des Niederschlagsmessers (1 m über der Bodenoberfläche)
T_L	[°C]	Lufttemperatur (Messhöhe 2 m)
T_0	[°C]	Grenzwert für die Lufttemperatur (0°C bei SEVRUK (1989) bzw. -2°C in LARSIM)

Abbildung 3.5 zeigt die entsprechenden Zusammenhänge zwischen Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und Korrekturfaktor.

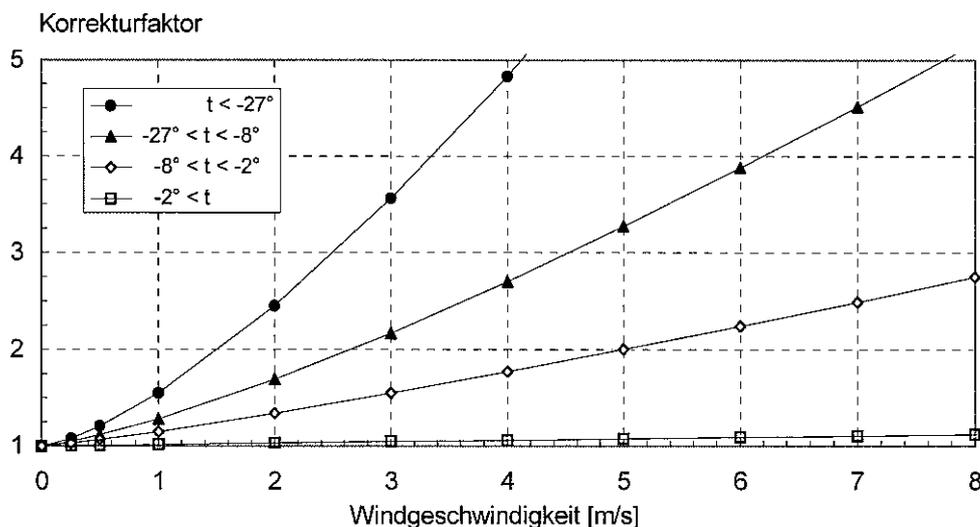


Abb. 3.5 Faktor zur Korrektur des windbedingten Niederschlagsmessfehlers in Abhängigkeit von Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit

Messfehler durch Benetzungsverluste und Verdunstung:

Ein weiterer systematischer Fehler bei der Niederschlagsmessung stellt der Wasserverlust infolge der Benetzung von Auffangtrichter und Kanne sowie der Verdunstung aus der Kanne dar. In LARSIM kann dieser Verlust entsprechend den vom Deutschen Wetterdienst (DWD 1995) für das Nordostdeutsche Tiefland berechneten mittleren monatlichen Fehlerwerten (Tab. 3.7) korrigiert werden.

Tab. 3.7 Benetzungs- und Verdunstungsverluste des Hellmann-Niederschlagsmessers für das Nordostdeutsche Tiefland (nach DWD 1995)

Benetzungs- und Verdunstungsverluste [mm] für	Tageswert der Niederschlagshöhe [mm]													
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6-0,8	0,9-1,2	1,3-1,7	1,8-2,4	2,5-3,4	3,5-4,4	4,5-6,0	6,1-8,9	≥ 9,0
Sommer (Mai bis Okt.)	0,07	0,11	0,13	0,15	0,16	0,18	0,20	0,24	0,27	0,31	0,34	0,36	0,41	0,47
Winter (Nov. bis April)	0,04	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10	0,12	0,14	0,16	0,18	0,20	0,22	0,26	0,30

3.2.2 Umrechnung von Taupunkttemperatur und Globalstrahlung

In LARSIM kann anstelle der relativen Luftfeuchte als Eingangsdaten optional die Taupunkttemperatur verwendet werden. Die Taupunkttemperatur wird dann programmintern über folgende Beziehungen in die relative Luftfeuchte bzw. in den Wasserdampfdruck umgerechnet (WEISCHET 1983):

$$RF = \frac{e_s(t_{\text{Taupkt.}})}{e_s(t_{\text{Luft}})} \quad (3.47)$$

$$e_s = 6,1078 \cdot 2,71828^{\left(\frac{17,08085 \cdot t}{234,175 + t}\right)} \quad (3.48)$$

$$e = e_s \cdot RF \quad (3.49)$$

mit:

RF	[-]	Relative Luftfeuchte
e_s	[hPa]	Sättigungswasserdampfdruck für gegebene Temperatur
$t_{\text{Taupkt.}}$	[°C]	Taupunkttemperatur (2 m über Boden)
t_{Luft}	[°C]	Lufttemperatur (2 m über Boden)
e	[hPa]	Wasserdampfdruck

Sofern in LARSIM als Eingangsdaten die Globalstrahlung anstelle der Sonnenscheindauer verwendet wird, entfällt die Berechnung der Globalstrahlung nach Formel 3.21. Da jedoch in die Berechnung der langwelligen Strahlungsbilanz nach dem MORECS-Schema (Formel 3.24) ebenfalls die Sonnenscheindauer eingeht, wird diese nach folgender Beziehung vereinfacht aus der gemessenen Globalstrahlung abgeschätzt (DVWK 1996: 26):

$$n = \left(\frac{R_C}{R_A} - a \right) \cdot \frac{N}{b} \quad (3.50)$$

mit:

n	[h]	geschätzte Sonnenscheindauer am Tag
R _C	[W/m ²]	gemessene Globalstrahlung an der Bodenoberfläche
R _A	[W/m ²]	Sonnenstrahlung an Atmosphärenobergrenze (Formel 3.22)
N	[h]	Zeitdauer von Sonnenauf- bis -untergang (Formel 3.23)
a	[-]	empirischer Koeffizient, = 0,19
b	[-]	emp. Koeffizient, je nach Monat zwischen 0,53 und 0,57

3.2.3 Übertragung meteorologischer Messwerte auf die Fläche

Für die Berechnung des Wasserhaushaltes mit LARSIM werden die in Tabelle 3.8 aufgeführten meteorologischen Zeitreihen benötigt.

Tab. 3.8 Für LARSIM benötigte meteorologische Zeitreihen

Messgröße	Einheit	Dateneigenschaft
Niederschlag	mm	Summenwert pro Zeitschritt
Lufttemperatur	°Celsius	Mittelwert pro Zeitschritt
rel. Luftfeuchtigkeit (bzw. Taupunkttemperatur)	% (°Celsius)	Mittelwert pro Zeitschritt
Windgeschwindigkeit	m/s	Mittelwert pro Zeitschritt
Sonnenscheindauer (bzw. Globalstrahlung)	Stunden (W/m ²)	Summenwert pro Zeitschritt
Luftdruck	hPa (=mbar)	Mittelwert pro Zeitschritt

Diese meteorologischen Größen können bei einem Einsatz von LARSIM in einem gekoppelten Atmosphären-Hydrologie-Modell direkt als flächenbezogene Werte aus dem meteorologischen Modell übernommen werden. Bei dem Betrieb des Wasserhaushaltsmodells mit gemessenen meteorologischen Daten müssen hingegen die von Niederschlags- bzw. Klimastationen als Punktmessungen vorliegenden Werte auf die Fläche der Teileinzugsgebiete übertragen werden.

Bei dieser Übertragung wird in LARSIM zwischen drei Effekten unterschieden:

- Repräsentativität der Punktmessungen für die Fläche der Teileinzugsgebiete
- Berücksichtigung des horizontalen Abstandes zwischen der Messstation und dem Schwerpunkt des Teileinzugsgebietes
- Berücksichtigung des vertikalen Abstandes (Höhendifferenz) zwischen der Messstation und der Bezugshöhe im Teileinzugsgebiet

Die für die einzelnen meteorologischen Messgrößen verwendeten Verfahren zur Umrechnung der Punktmessungen auf die mittleren Verhältnisse in den Teileinzugsgebieten sind in Tabelle 3.9 aufgeführt und werden im folgenden Text kurz erläutert.

Tab. 3.9 In LARSIM eingesetzte Verfahren zur Umrechnung meteorologischer Punktmessungen auf die Teileinzugsgebiete

Meteo- rologische Messgröße	In LARSIM eingesetzte Verfahren zur Umrechnung meteorologischer Punktmessungen auf die Teileinzugsgebiete		
	Repräsentativität der Punktmessung für die Fläche	horizontale räumliche Übertragung	vertikale räumliche Übertragung (Höhenabhängigkeit)
Niederschlag	Modifizierung der Messdaten über Korrekturfaktor mögl. ¹⁾	Rasterpunkt- oder Thiessen- Verfahren	keine Berück- sichtigung einer Höhenabhängigkeit
Lufttemperatur	Annahme einer repräsentativen Messstation	Rasterpunkt- oder Thiessen- Verfahren	Temperaturgradient 0,65 °C pro 100 Höhenmeter
rel. Luft- feuchtigkeit / Taupunkttemp.	Annahme einer repräsentativen Messstation	Rasterpunkt- oder Thiessen- Verfahren	keine Berück- sichtigung einer Höhenabhängigkeit
Wind- geschwindigkeit	Annahme einer repräsentativen Messstation	Rasterpunkt- oder Thiessen- Verfahren	logarithmisches Windprofil in Bodennähe ²⁾
Sonnenschein- dauer / Global- strahlung	Annahme einer repräsentativen Messstation	Rasterpunkt- oder Thiessen- Verfahren	keine Berück- sichtigung einer Höhenabhängigkeit
Luftdruck	Annahme einer repräsentativen Messstation	Rasterpunkt- oder Thiessen- Verfahren	Druckgradient von 12,5 hPa pro 100 Höhenmeter

¹⁾ Siehe Korrekturfaktor K_G in Formel 3.45

²⁾ für die Umrechnung der Windgeschwindigkeit in 10 m über Boden-
oberfläche auf die Windgeschwindigkeit in 1 m über Bodenoberfläche

Repräsentativität der Punktmessung für die Fläche:

Bei der Übertragung des punktuell gemessenen Niederschlages auf Teilgebiete ist in LARSIM ein Korrekturfaktor K_G vorgesehen (Formel 3.45), der z.B. zum Ausgleich dient, wenn die für das Teilgebiet verwendeten Niederschlagsstationen systematisch höhere Niederschläge als die Umgebung aufweisen. Dies kann beispielsweise der Fall sein, wenn eine Niederschlagsstation in einer Luvlage eines Gebirges liegt.

Für die übrigen meteorologischen Messgrößen wird angenommen, dass an den jeweiligen Messstationen repräsentative Werte gemessen werden.

Übertragung der Punktmessung auf die Teileinzugsgebiete:

Bei der Übertragung der meteorologischen Punktmessungen auf die Teileinzugsgebiete kann zwischen den folgenden beiden Übertragungsverfahren gewählt werden (vgl. LUDWIG 1989):

- Modifiziertes Rasterpunktverfahren: Die meteorologische Größe für das betrachtete Teilgebiet und Zeitintervall ist gleich dem entfernungs-gewichteten Mittel der gemessenen meteorologischen Werte an den in den vier Quadranten dem Teilgebietsschwerpunkt nächstgelegenen Messstationen.
- Modifiziertes Thiessen-Verfahren: Die meteorologische Größe für das betrachtete Teilgebiet und Zeitintervall ist gleich dem gemessenen meteorologischen Wert an der dem Teilgebietsschwerpunkt nächstgelegenen Messstation.

Bei beiden Umrechnungsverfahren wird die Lage der Teileinzugsgebiete durch ihren Flächenschwerpunkt definiert.

Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit bei der räumlichen Übertragung:

Bei der räumlichen Übertragung von gemessenen Luftdruckdaten wird in LARSIM die Höhenabhängigkeit des Luftdrucks in Anlehnung an die barometrische Höhenformel (z.B. WEISCHET 1983) berücksichtigt. Nach dieser Formel gilt:

$$p_2 = p_1 \cdot e^{\left(- \frac{g \cdot (h_2 - h_1)}{R \left(1 + \frac{T_1 + T_2}{2} \right)} + \log p_1 \right)} \quad (3.51)$$

mit:

p_1, p_2 [hPa]	Luftdruck auf Höhe 1 bzw. 2
g [m/s ²]	Erdbeschleunigung (=9,81 m/s ²)
h_1, h_2 [m]	Höhe 1 bzw. 2
R [J/kg/°K]	Gaskonstante (=287 J/kg/°K für Luft)
T_1, T_2 [°K]	Lufttemperatur auf Höhe 1 bzw. 2

Für die in der Nähe der Erdoberfläche vorherrschenden Werte für Lufttemperatur und Luftdruck ergibt sich damit eine Änderung des Luftdruckes um etwa 12,5 hPa pro 100 Höhenmeter. In LARSIM erfolgt daher bei der Übertragung des Luftdruckes von der nächstgelegenen Klimastation auf die Rasterfläche eine Höhenkorrektur des Luftdruckes um den oben genannten Gradienten. Bei der räumlichen Übertragung von Daten der Lufttemperatur wird programmintern als Gradient der Lufttemperatur ein Wert von 0,65 ° C pro 100 Höhenmeter (WEISCHET 1983) verwendet.

Im Zusammenhang mit der Korrektur des Windfehlers bei der Niederschlagsmessung ist eine Umrechnung der an Klimastationen in 10 m Höhe gemessenen Windgeschwindigkeiten auf die Höhe der Niederschlagsmessung in 1 m Höhe erforderlich. Hierzu wird in LARSIM entsprechend dem MORES-Berechnungsschema zur Berechnung der Verdunstung (THOMPSON et al. 1981 bzw. Kap. 3.1.5) für den bodennahen Bereich ein logarithmisches Windprofil zugrundegelegt. Diese Annahme ist eine Vereinfachung der tatsächlichen Verhältnisse, die strenggenommen nur für eine neutrale Atmosphärenschichtung zulässig ist. Im Rahmen der hier Wasserhaushaltsmodellierung wurde jedoch dieser vereinfachende Ansatz gewählt, um die Anzahl der erforderlichen Modellparameter, Systemdaten und Messdaten möglichst niedrig zu halten. Somit wird in LARSIM folgende Umrechnungsbeziehung verwendet:

$$u_2 = \frac{\ln(h_2 / z_0)}{\ln(h_1 / z_0)} \cdot u_1 \quad (3.52)$$

mit

h_1	[m]	Höhe 1 über Bodenoberfläche, hier: Höhe des Anemometers (üblicherweise 10 m)
h_2	[m]	Höhe 2 über Bodenoberfläche, hier: Höhe des Niederschlagsmessers (üblicherweise 1 m)
u_1	[m/s]	Windgeschwindigkeit auf Höhe 1
u_2	[m/s]	Windgeschwindigkeit auf Höhe 2
z_0	[m]	Rauhigkeitslänge, nach THOMPSON et al. (1981: 20) gleich dem 0,1-fachen der Bestandshöhe, hier: $z_0 = 0,03$ m für Wiese

Bei Einsetzen der genannten Größen in die Gleichung ergibt sich, dass nach diesem Ansatz die Windgeschwindigkeit in 1 m über der Bodenoberfläche einer Wiese etwa das 0,6-fache des in 10 m Höhe gemessenen Wertes beträgt. Mit der vom DVWK (1996: 85) angegebenen Umrechnungsbeziehung ergibt sich für gewelltes Gelände bzw. ebenes Gelände mit zahlreichen Hindernissen ebenfalls ein Umrechnungsfaktor von 0,60 bei den o.g. Bezugshöhen.

3.3 Regionalisierung hydrologischer Modellparameter

Die Anwendung von hydrologischen Konzeptmodellen zur Berechnung des Wasserhaushaltes erfordert eine Anpassung von Modellparametern an das jeweilige Untersuchungsgebiet, um die gebietspezifischen hydrologischen Verhältnisse möglichst nachzubilden. Bei dieser Anpassung werden die Werte für Modellparameter so kalibriert, dass sich eine möglichst gute Übereinstimmung zwischen den gemessenen und den berechneten hydrologischen Zeitreihen (i.d.R. Abflussganglinien) ergibt. Diese Vorgehensweise kann eine optimale Anpassung der Modellparameter für das jeweilige Untersuchungsgebiet ergeben, hat jedoch den Nachteil, dass die kalibrierten Werte der Parameter nicht ohne weiteres auf Gebiete ohne Abflussmessungen übertragbar sind.

Aus diesem Grunde wird versucht, die Anzahl der zu kalibrierenden Modellparameter möglichst gering zu halten bzw. die Werte der Modellparameter möglichst aus Gebietskenngrößen abzuleiten, um auch eine Modellanwendung ohne Kalibrierung zu ermöglichen. Die letztgenannte Ableitbarkeit der Modellparameter aus Gebietskenngrößen, die eine regionale Übertragbarkeit gewährleisten soll, wird als *Regionalisierung* bezeichnet (BECKER 1992).

Einen Überblick internationaler Forschungsarbeiten auf dem Gebiet der Regionalisierung wird von LIEBSCHER (1992) gegeben: So werden von der Organisation der Vereinten Nationen für Erziehung, Wissenschaft und Kultur (UNESCO) seit 1965 hydrologische Forschungsprogramme durchgeführt, im Zeitraum von 1965 bis 1974 als Internationale Hydrologische Dekade (IHD), danach als Internationales Hydrologisches Programm (IHP). Dabei wurden u.a. hydrologische Repräsentativ- und Versuchsgebiete sowie Themen der vergleichenden regionalen Hydrologie behandelt. Eine Zusammenfassung von Ergebnissen hierzu geben FALKEMARK & CHAPMAN (1989). Im Rahmen der IHP-Projekte FRENED (Flow Regime from Experimental and Network Data) bzw. FRIEND (Flow Regimes from International Experimental and Network Data) wurden auf Basis umfangreicher Datengrundlagen Aspekte zum Abflussregime vergleichend untersucht (z.B. ROALD et al. 1989 sowie DEMUTH 1993). Im Rahmen des Weltklimaprogrammes (WCP) der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) werden ebenfalls Fragen der Regionalisierung untersucht sowie weltweit erhobene Abflussdaten zusammengestellt und analysiert (WMO 1988b und GRDC 1993). Das WCP-Projekt GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment, WMO 1988a) beinhaltet umfangreiche Forschungen zur Verbesserung des Prozessverständnisses sowie zur modelltechnischen Nachbildung des regionalen und globalen Wasser- und Energiekreislaufes. Weitere Internationale Aktivitäten auf dem Gebiet der Regionalisierung werden vom Internationalen Rat wissenschaftlicher Unionen (ICSU) sowie der Internationalen Assoziation für Hydrologische Wissenschaften (IAHS) initiiert. Eine Zusammenstellung verschiedener Arbeiten hierzu wird u.a. von DIEKKRÜGER & RICHTER (1997) gegeben. Beiträge aus dem deutschsprachigen Raum zum Forschungsschwerpunkt "Regionalisierung in der Hydrologie" der Deutschen Forschungsgemeinschaft sind von der DFG (1992) zusammengestellt.

Die in LARSIM verwendbaren Regionalisierungsverfahren für Parameter des Bodenspeichers sowie der Gebietspeicher werden im Folgenden beschrieben sowie Hinweise auf weitere Regionalisierungsverfahren gegeben.

3.3.1 Regionalisierung von Modellparametern für den Bodenspeicher

Der Bodenspeicher stellt im Hinblick auf die Wasserbilanz sowie die Aufteilung des Niederschlages in die Abflusskomponenten den sensitivsten Modellbaustein bei der Modellkalibrierung von LARSIM dar (FACKEL 1997). Gleichzeitig ist der Boden bei großräumiger Betrachtung eine äußerst heterogene, von zahlreichen Faktoren abhängige Größe. So wird die Ausbildung der verschiedenen Bodentypen u.a. von der Geologie, dem Klima, der Nutzung und dem Wasserdargebot bestimmt. Flächendeckende Angaben über die Bodenverhältnisse stellen daher immer eine mehr oder weniger starke Generalisierung dar.

Bei dem hier verwendeten Xinanjiang-Verfahren spiegelt sich die Bedeutung und gleichzeitig die schwierige Erfassbarkeit des Bodenspeichers in der relativ großen Anzahl von kalibrierbaren Parametern wieder. Von FACKEL (1997) wurde die Sensitivität dieser Modellparameter untersucht sowie Regionalisierungsverfahren für die Parameter geprüft.

Für den Formparameter b der Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion wurde dabei für das Wesergebiet folgender Zusammenhang mit dem Anteil der Bewaldung im Teileinzugsgebiet sowie der mittleren Höhendifferenz der Nebenzubringer im Teileinzugsgebiet ermittelt:

$$b = \min \left(\frac{1}{0,0225 + 0,2177 \cdot \text{Wald} + 0,0273 \cdot \Delta H}; 0,5 \right) \quad (3.53)$$

mit:

b	[-]	Formparameter der Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion
Wald	[%]	Flächenanteil der Landnutzung Wald am Teileinzugsgebiet (Rasterfläche)
ΔH	[m]	mittlere Höhendifferenz für die Hauptwasserläufe im Teileinzugsgebiet, bezogen auf gerasterte Einzugsgebiete mit Kantenlänge der Raster von 13,9 Kilometer

Für das Wesergebiet konnte über diese Beziehung mit einem Bestimmtheitsmaß von 0,84 die bei der Modellkalibrierung ermittelten Werte für den Formparameter b nachgebildet werden. Es ist allerdings anzumerken, dass die in Formel 3.53 einfließende mittlere Höhendifferenz ΔH von der Flächengröße der Teileinzugsgebiete abhängig ist. Da der Einfluss von ΔH auf das Ergebnis allerdings deutlich geringer ist als derjenige des Waldanteiles, dürfte die Anwendung von Formel 3.53 auch für Rasterkantenlängen von 10 bis 20 Kilometer noch zulässig sein.

Eine weitere Regionalisierung des Parameters b wurde von ABDULLA (1995) für das Arkansas Red River Einzugsgebiet als Funktion vom mittleren Jahresniederschlag und von Bodenkennwerten entwickelt:

$$\begin{aligned} \sqrt{b} = & -3.1014 + 6.4409 \cdot \sqrt{n} - 2.72485 \cdot \sqrt{Fk} \\ & - 0.02367 \cdot \sqrt{k_s} - 0.02515 \cdot \sqrt{C} + 0.2736 \cdot \sqrt{I_N} \end{aligned} \quad (3.54)$$

mit:

b	[-]	Formparameter der Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion
n	[m ³ /m ³]	Gesamtporenvolumen des Bodens
Fk	[m/m]	Feldkapazität (pro Tiefe des Bodens)
k _s	[mm/d]	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
C	[%]	Flächenanteil des SCS-Bodentyps C (Böden mit geringem Versickerungsvermögen, Böden mit feiner bis mäßig feiner Textur oder mit wasserstauender Schicht)
I _N	[mm/d]	Mittlere jährliche Niederschlagsintensität

In der Arbeit von FACKEL (1997) wurde die Beziehung nach Formel 3.54 für das Wesergebiet überprüft und zeigte nach einer Modifizierung des Ansatzes über einen Umrechnungsfaktor nahezu so gute Ergebnisse wie die Regionalisierung nach Formel 3.53. Allerdings lagen die erforderlichen Bodenkenngrößen für das Wesergebiet nicht direkt vor und mussten über relativ aufwendige Verfahren aus anderen Daten abgeleitet werden.

Ein anderer Weg zur Ermittlung des Formparameters der Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion wurde von DÜMENIL & TODINI (1992) für das Klimamodell ECHAM (DKZR 1994) eingeschlagen. Hier lautet die verwendete Beziehung:

$$b = \max \left(\frac{\sigma_h - \sigma_0}{\sigma_h + \sigma_{\max}} ; 0,01 \right) \quad (3.55)$$

mit:

b	[-]	Formparameter der Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion
σ _h	[m]	Standardabweichung der Geländehöhe im Einzugsgebiet
σ ₀	[m]	Parameter (= 100 m)
σ _{max}	[m]	1.500 m für ECHAM T21-Auflösung (≈ 600 km • 600 km); 1.000 m für ECHAM T42-Auflösung (≈ 300 km • 300 km)

Die von DÜMENIL & TODINI (1992: 137) ermittelten Werte für b liegen im Bereich zwischen 0,01 bis 0,5. Da sich die Formel 3.55 jedoch auf Flächenauflösungen von 90.000 km² bis 360.000 km² bezieht, kann dieser Regionalisierungsansatz nicht bei Modellierungen mit mesoskaliger Flächenauflösung verwendet werden.

3.3.2 Regionalisierung von Modellparametern für die Abflusskonzentration

Das in LARSIM implementierte Modell für die Berechnung der Abflusskonzentration in den Teileinzugsgebieten erfordert die Bestimmung der Rückhaltekonstanten für die Gebietsspeicher von Direktabfluss, Interflow und Grundwasserabfluss. Diese Rückhaltekonstanten können nicht direkt aus Gebietsdaten berechnet werden, da sie durch eine Vielzahl unterschiedlicher Faktoren beeinflusst werden.

In LARSIM wird entsprechend der Vorgehensweise in FGMOD (LUDWIG 1982) davon ausgegangen, dass die Werte für die Rückhaltekonstanten auch im Zusammenhang mit der Fließzeit im Teilgebiet stehen. Teilgebiete mit kleinem Fließzeitindex (steile Gebiete, gedrungene Gebietsform) haben demnach geringere Retentionsgrößen als solche mit großem Fließzeitindex (flache Gebiete, langgestreckte Gebietsform).

Als Index für die Fließzeit im Teilgebiet wird eine vom U.S. Soil Conservation Service entwickelte Beziehung verwendet (KIRPICH 1940), die auf einfach ermittelbaren Gebietsdaten aufbaut:

$$T_{ind} = u_F \cdot \left(0,868 \cdot \frac{L^3}{\Delta H} \right)^{0,385} \quad (3.56)$$

mit:

T_{ind}	[s]	Index für die Fließzeit im Teilgebiet
u_F	[s/h]	Umrechnungsfaktor Stunde in Sekunde (= 3600 s/h)
L	[km]	mittlere Länge der Hauptwasserläufe im Teileinzugsgebiet
ΔH	[m]	mittlere Höhendifferenz für die Hauptwasserläufe im Teileinzugsgebiet

Die Rückhaltekonstante für die Gebietsspeicher ergibt sich aus dem nach Formel 3.56 ermittelten Fließzeitindex multipliziert mit einem dimensionslosen Kalibrierungsparameter:

$$\begin{aligned} RK_D &= EQ_D \cdot T_{IND} \\ RK_I &= EQ_I \cdot T_{IND} \\ RK_G &= EQ_G \cdot T_{IND} \end{aligned} \quad (3.57)$$

mit:

RK_D	[s]	Rückhaltekonstante des Einzellinearspeichers für den Direktabfluss
EQ_D	[-]	Kalibrierungsparameter für die Rückhaltekonstante Direktabfluss

T_{ind}	[s]	Index für die Fließzeit im Teilgebiet
RK_I	[s]	Rückhaltekonstante des Einzellinearspeichers für den Interflow
EQ_I	[-]	Kalibrierungsparameter für die Rückhaltekonstante Interflow
RK_G	[s]	Rückhaltekonstante des Einzellinearspeichers für den Grundwasserabfluss
EQ_G	[-]	Kalibrierungsparameter für die Rückhaltekonstante Grundwasserabfluss

Mit dieser Formulierung wird erreicht, dass sich die Kalibrierungsparameter für unterschiedliche Teilgebiete in wesentlich engeren Wertebereichen bewegen als die Parameter (Retentionskonstanten) selbst. Bei der Anwendung von LARSIM können so die Kalibrierungsparameter für alle Teilgebiete innerhalb einer Region mit gleichmäßigem Abflusscharakter in der Regel einheitlich belassen werden.

Von HOLLE & LUDWIG (1985) wurde für den Kalibrierungsparameter der Rückhaltekonstante Direktabfluss die folgende Abhängigkeit von der Flächengröße des Teileinzugsgebietes ermittelt:

$$EQ_D = 36 \cdot F_T^{-0,385} \quad (3.58)$$

mit:

EQ_D	[-]	Kalibrierungsparameter für die Rückhaltekonstante Direktabfluss
F_T	[km ²]	Flächengröße des Teileinzugsgebietes

Die von Holle und Ludwig untersuchte Direktabflusskomponente bezieht sich allerdings auf Untersuchungen mit Hochwasser-Flussgebietsmodellen, bei denen mit Stundenwerten als Diskretisierungszeitschritt gearbeitet wurde. Bei Wasserhaushaltsmodellierungen auf Tageswertbasis werden diese schnell reagierenden Abflusskomponenten jedoch nicht detailliert, sondern nur zeitlich gemittelt nachgebildet. Es ist daher im Einzelfall zu prüfen, ob ein über Formel 3.58 berechneter Wert für EQ_D auch bei der Wasserhaushaltsmodellierung verwendbar ist.

Abschließend sei noch auf die Arbeiten von SCHWARZE et al. (1997) hingewiesen, in denen ein Zusammenhang zwischen der Rückhaltekonstante des Grundwasserspeichers und geologischen Strukturen hergestellt wird. Der entsprechende Ansatz wurde jedoch noch nicht in LARSIM implementiert, da er bisher nur für Mittelgebirgs-Einzugsgebiete mit paläo- und mesozoischen Festgesteinen hergeleitet ist. Derzeit ist eine flächendeckende Übertragung dieses Ansatzes auf andere Einzugsgebiet nicht möglich.

3.4 Gütemaße zur Beurteilung der Simulationsqualität und hydrologische Maßzahlen

Für eine objektive Beurteilung der Simulationsqualität eines Modells, in diesem Falle für den Vergleich zwischen einer gemessenen und einer über das Modell berechneten Abflussganglinie, können unterschiedliche Gütemaße verwendet werden. Eine Zusammenstellung und Bewertung solcher Gütemaße im Hinblick auf die Anwendung bei Niederschlags-Abfluss-Modellen wird von AITKEN (1973) gegeben. Von LARSIM werden die folgenden drei Gütemaße zur Beurteilung der Simulationsqualität berechnet:

Bestimmtheitsmaß nach Bravais-Pearson:

$$r^2 = \frac{\left(\sum_{i=1}^n (Q_{gem,i} - MQ_{gem}) - (Q_{ber,i} - MQ_{ber}) \right)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{gem,i} - MQ_{gem})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (Q_{ber,i} - MQ_{ber})^2} \quad (3.59)$$

mit:

r^2	[-]	Bestimmtheitsmaß nach Bravais-Pearson, Wertebereich: $0 \leq r^2 \leq 1$
i	[-]	Index für das Berechnungsintervall
$1, n$	[-]	Index für das erste bzw. letzte Berechnungsintervall
$Q_{gem,i}$	[m ³ /s]	Tagesmittelwert des gemessenen Abflusses, Zeitschritt i
MQ_{gem}	[m ³ /s]	Mittelwert des gemessenen Abflusses über alle betrachteten Zeitschritte
$Q_{ber,i}$	[m ³ /s]	Tagesmittelwert des berechneten Abflusses, Zeitschritt i
MQ_{ber}	[m ³ /s]	Mittelwert des berechneten Abflusses über alle betrachteten Zeitschritte

Das Bestimmtheitsmaß beschreibt den Anteil der durch eine Regression erklärbaren Streuung an der Gesamtstreuung bei einem Vergleich der gemessenen mit den berechneten Abflüssen.

Das Bestimmtheitsmaß wird zwar oft in der Literatur verwendet, ist aber dennoch in der Anwendung als hydrologisches Gütemaß problematisch, da systematische Ordinatenverschiebungen zwischen gemessenen und berechneten Abflüssen über dieses Gütemaß nicht erkannt werden (AITKEN 1973: 123). Das bedeutet beispielsweise, dass eine über die Zeitreihe konstante Differenz zwischen gemessenen und berechneten Abflüssen, unabhängig von der Größe der Differenz, keine Auswirkungen auf den Wert des Bestimmtheitsmaßes hat.

Modelleffizienz nach NASH & SUTCLIFFE (1970):

$$E_Q = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{gem, i} - MQ_{gem})^2 - \sum_{i=1}^n (Q_{ber, i} - MQ_{gem})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{gem, i} - MQ_{gem})^2} \quad (3.60)$$

mit:

E_Q	[-]	Modelleffizienz nach NASH & SUTCLIFFE (1970), Wertebereich: $E < 1$
i	[-]	Index für das Berechnungsintervall
$1, n$	[-]	Index für das erste bzw. letzte Berechnungsintervall
$Q_{ber, i}$	[m ³ /s]	Tagesmittelwert des berechneten Abflusses, Zeitschritt i
MQ_{gem}	[m ³ /s]	Mittelwert des gemessenen Abflusses über alle betrachteten Zeitschritte
$Q_{gem, i}$	[m ³ /s]	Tagesmittelwert des gemessenen Abflusses, Zeitschritt i

Bei der Modelleffizienz wirken sich, im Gegensatz zum Bestimmtheitsmaß, auch über die Zeitreihe konstante Differenzen zwischen gemessenen und berechneten Abflüssen auf das ermittelte Gütemaß aus.

Modelleffizienz nach NASH & SUTCLIFFE (1970) für logarithmierte Abflusswerte:

Die Berechnung dieses Gütemaßes erfolgt entsprechend Formel 3.60, es werden jedoch als Eingangsgrößen für den Abfluss logarithmierte Abflussdaten verwendet. Dadurch werden Abweichungen im Niedrigwasserbereich stärker gewichtet als solche im Hochwasserbereich. Die Arbeitsgleichung lautet:

$$E_{lnQ} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\ln Q_{ber, i} - M \ln Q_{gem})^2}{\sum_{i=1}^n (\ln Q_{gem, i} - M \ln Q_{gem})^2} \quad (3.61)$$

mit:

E_{lnQ}	[-]	Logarithmierte Modelleffizienz nach NASH & SUTCLIFFE (1970), Wertebereich: $E_{ln} < 1$
i	[-]	Index für das Berechnungsintervall

l, n	[-]	Index für das erste bzw. letzte Berechnungsintervall
$Q_{\text{ber},i}$	[m ³ /s]	Tagesmittelwert des berechneten Abflusses, Zeitschritt i
$M\ln Q_{\text{gem}}$	[m ³ /s]	Mittelwert des logarithmierten gemessenen Abflusses über alle betrachteten Zeitschritte
$Q_{\text{gem},i}$	[m ³ /s]	Tagesmittelwert des gemessenen Abflusses, Zeitschritt i

3.5 Spezielle Anwendungen von LARSIM

3.5.1 Einsatz von LARSIM als operationelles Wasserhaushaltsmodell

Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM wurde im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (LfU) weiterentwickelt für die *operationelle Vorhersage* des Abflusskontinuums. Die LfU beabsichtigt, das LARSIM-Modell für den Neckar im Laufe des Jahres 2000 in einem täglichen, operationellen Betrieb zunächst für die Vorhersage von Niedrigwasser zu testen.

Der hierbei eingesetzte operationelle Berechnungsmodus unterscheidet sich von einem Simulationslauf dadurch, dass als hydrometeorologische Eingangsdaten vor dem aktuellen Berechnungszeitpunkt (=Simulationszeitraum) Messdaten verwendet werden, im Vorhersagezeitraum nach dem Berechnungszeitpunkt hingegen Vorhersagedaten aus Wettermodellen. Der Raumbezug dieser Eingangsdaten kann unterschiedlich sein, z.B. stationsbezogen für die Messdaten und rasterbezogen für die Vorhersagedaten. Diese unterschiedlichen Raumbezüge werden in LARSIM dann jeweils auf die Teilgebiete des Wasserhaushaltsmodell umgerechnet.

Im operationellen Berechnungsmodus ist LARSIM auf einen Berechnungszeitschritt von einer Stunde ausgelegt. Dabei sind den Ereignisdaten programmintern folgende Zeitbezüge zugeordnet: für hydrometeorologische Messdaten und Abflussvorhersagen die Mitteleuropäische Zeit (MEZ), für vorhergesagte Klimadaten hingegen der UTC-Zeitbezug, da dies bei nationalen und internationalen Klimamodellen der übliche Zeitbezug ist. Die hierdurch bedingte Zeitverschiebung von einer Stunde zwischen MEZ und UTC ist programmintern berücksichtigt.

Auf Datenbasis von aktuellen Klimamessungen sowie numerischen Wettervorhersagen können so mit LARSIM u.a. Abflussvorhersagen berechnet und ausgegeben werden. Weitere mögliche Ausgabegrößen sind flächendeckende Vorhersagen für Verdunstung, Bodenfeuchte, Schneehöhen sowie zur Grundwasserneubildung.

3.5.1.1 Operationeller Programmablauf

Für die operationelle Vorhersage kann LARSIM in einer automatisierten Ablaufsteuerung eingesetzt werden, bei der von Seiten des Anwenders keine Eingriffe erforderlich sind. Der Programmablauf ist im wesentlichen Folgender:

- Der programminterne Vorhersagezeitpunkt wird auf die aktuelle Systemzeit des Rechners gesetzt (volle Stunde).
- Automatisches Einlesen der Inhalte aller modellinternen Wasserspeicher, die beim letzten Modellaufruf abgespeichert wurden, und Setzen des Berechnungsbeginns auf den Zeitpunkt des letzten Modellaufrufes, mindestens jedoch zwei Tage vor den aktuellen Vorhersagezeitpunkt (LARSIM-Option: WHM-ZUSTAND EINLESEN)
- Automatisiertes Erkennen und Einlesen der aktuell verfügbaren hydrometeorologischen Messdaten für die in den Dateien MESKLIMA.STM und PEGEL.STM definierten meteorologischen und hydrologischen Messstationen.
- Erstellung eines Protokolls zur aktuellen Datenlage für hydrometeorologische Zeitreihen (Datei JJJMMTT.LOG).

- Einlesen der aktuell verfügbaren meteorologischen Vorhersagen des numerischen Wettervorhersagemodells (z.B. Lokalmodell des DWD) für Niederschlag, Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit, Luftdruck, Lufttemperatur und relative Luftfeuchte.
- Durchführung der Wasserhaushaltsmodellierung.
- Abspeichern der Inhalte aller modellinternen Wasserspeicher für den Vorhersagezeitpunkt (LARSIM-Option: WHM-ZUSTAND AUSGEBEN)
- Ausgabe der simulierten und vorhergesagten Ausgabegrößen (z.B. Abflussvorhersagen).

3.5.1.2 Behandlung von Lückenwerten in hydrometeorologischen Eingangsdaten

Für einen automatisierten operationellen Modelleinsatz ist es entscheidend, dass vom Modell eventuelle Lückenwerte in hydrometeorologischen Eingangsdaten erkannt und durch geeignete Interpolationsverfahren geschlossen werden. Dies wird bei der operationellen Wasserhaushaltsmodellierung mit LARSIM folgendermaßen erreicht:

Lückenwerte bei gemessenen Niederschlägen werden über die Messwerte an benachbarten Stationen mit dem Rasterpunktverfahren gefüllt. Dabei wird zeitschrittabhängig ermittelt, an welchen benachbarten Stationen Messwerte vorliegen.

Lückenwerte bei übrigen gemessenen Klimadaten (Wind, Lufttemperatur, Globalstrahlung, rel. Luftfeuchte, Luftdruck) werden über die Messwerte an benachbarten Stationen mit dem Rasterpunktverfahren gefüllt. Dabei wird zeitschrittabhängig ermittelt, an welchen benachbarten Stationen Messwerte vorliegen. Sofern an keiner anderen Klimastation Messdaten verfügbar sind, werden die Lückenwerte über "alte" numerische Wettervorhersagen gefüllt, sofern solche Vorhersagen vorliegen. Sofern keine "alten" Wettervorhersagen vorliegen und die LARSIM-Option PERSISTENZ KLIMADATEN gesetzt ist, wird der zuletzt verfügbare Klimamesswert zum Füllen der Lücke verwendet.

Lückenwerte bei vorhergesagten Niederschlägen: Sofern die vorliegenden Niederschlags-Vorhersagen den gewählten Vorhersagezeitraum nicht vollständig abdecken, werden die resultierenden Lückenwerte auf den Niederschlagswert Null gesetzt.

Lückenwerte bei übrigen vorhergesagten Klimadaten: Sofern die vorliegenden Klimavorhersagen den gewählten Vorhersagezeitraum nicht vollständig abdecken, können die zuletzt vorliegenden Werte für Klimagrößen im Vorhersagezeitraum durch die Option PERSISTENZ KLIMADATEN zeitlich extrapoliert werden .

Lückenwerte in gemessenen Abflussdaten können optional durch modellierte Abflüsse ersetzt werden.

3.5.1.3 ARIMA-Modell

Im Berechnungsmodus als operationelles Wasserhaushaltsmodell wird für jeden Pegel, für den im Simulationszeitraum die gemessenen Abflüsse in das Modell übernommen werden, die vorhergesagte Abflussganglinie um die Abweichung zwischen dem gemessenen und dem modellierten Abfluss zum Vorhersagezeitpunkt korrigiert (ARIMA 0-1-0 Korrektur), sofern ein gemessener Abflusswert für diesen Zeitpunkt vorliegt.

Liegt zum Vorhersagezeitpunkt kein gemessener Abflusswert vor, wird ersatzweise der gemessene Abfluss einen Zeitschritt vor dem Vorhersagezeitpunkt für die ARIMA 0-1-0 Korrektur verwendet. Sofern für diesen Zeitschritt ebenfalls kein Messwert vorliegt, wird für den entsprechenden Pegel keine ARIMA-Korrektur vorgenommen.

3.5.2 Anwendung von LARSIM für Gebiete außerhalb Mitteleuropas

Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM kann auch für Untersuchungsgebiete außerhalb Mitteleuropas eingesetzt werden. Beispiele hierzu sind die Untersuchungen für das Thika-Chania-Gebiet in Kenia (GATHENYA 1999) sowie der Lauffähigkeitstest für den Rio Taquari in Brasilien (GERLINGER & TUCCI 1999).

Beim Einsatz von LARSIM für außereuropäischen Gebiete sind folgende Parametrisierungen bzw. Randbedingungen, die auf mitteleuropäische Verhältnisse abgestimmt sind, abzuändern bzw. auf ihre Gültigkeit hin zu überprüfen:

- Die in LARSIM verwendete *Korrektur des systematischen Niederschlagsmessfehlers* um die Windverdriftung gilt nur für Hellmann-Niederschlagsmesser mit einer Messhöhe von 1 m über Boden. Das Verfahren zur Korrektur des systematischen Niederschlagsmessfehlers um die Benetzung und die Verdunstung wurde für Norddeutschland ermittelt (Kapitel 3.2.1).
- In LARSIM wird davon ausgegangen, dass die *Messung der Windgeschwindigkeit in 10 m über Boden* erfolgt. Sofern eine andere Messhöhe vorliegt, sind die programm-internen Faktoren zur Umrechnung der Windgeschwindigkeit auf die Verhältnisse in 1 m Höhe bzw. 2 m Höhe abzuändern.
- Die Werte der Parameter a, b und c für die Berechnung der *kurzwelligigen Strahlungsbilanz* aus der gemessenen Sonnenscheindauer in Formel 3.21 gelten für Mitteleuropa. Bei Berechnung der kurzwelligigen Strahlungsbilanz aus der gemessenen Globalstrahlung entfällt dieser Hinweis, dann sind jedoch die Koeffizienten in Formel 3.50 den jeweiligen Verhältnissen anzupassen.
- Die zur Berechnung von Sonnenauf- und -untergang erforderliche Angabe der geographischen Breite (Formel 3.23) wird von LARSIM nur dann korrekt zugeordnet, wenn die *Koordinatenangaben* für Teilgebiete und meteorologische Stationen in Rechts- und Hochwerten (oder alternativ in Geographischen Koordinaten) angegeben werden. Andere Koordinatensysteme werden von der vorliegenden LARSIM-Version nicht unterstützt.
- Die *Parametrisierung der Vegetation* (Blattflächenindices, Albedo, Stomatawiderstände, effektive Bestandshöhe) sind an die jeweiligen Verhältnisse anzupassen.
- Der programmintern festgelegte *Temperaturgradient* pro Höhenmeter (Kapitel 3.2.3) ist auf seine Gültigkeit hin zu prüfen.
- Die Angaben zum mittleren *Bodenwärmestrom* (Parameter P in Formel 3.26) sind auf ihre Gültigkeit hin zu prüfen.

Die Untersuchungen von GATHENYA (1999) zeigen, dass bei einer entsprechenden Anpassung der Parametrisierung auch der Wasserhaushalt außereuropäischer Gebiete mit LARSIM gut erfasst werden kann.

4 Wasserhaushaltsmodell für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet

4.1 Zielsetzung bei der Wasserhaushaltsmodellierung für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet

Die Wasserhaushaltsmodelle für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet wurde im Rahmen des Forschungsvorhabens Baltic Sea Experiment (BALTEX 1994 und 1995) erstellt. Ziel dieses Teilprojektes innerhalb von BALTEX war die Entwicklung und das Testen von hydrologischen Modellansätzen, die als Baustein für gekoppelte Atmosphären-Hydrologie-Modelle einsetzbar sind. Durch die dabei angestrebte verbesserte modelltechnische Nachbildung des landgebundenen Wasserhaushaltes in den Atmosphärenmodellen soll unter anderem Folgendes ermöglicht werden:

- Bessere Modellierung der unteren Randbedingungen für das Atmosphärenmodell (Bodenfeuchte).
- Verifikation der über das Atmosphärenmodell berechneten Komponenten des Wasserkreislaufes (z.B. Evapotranspiration) über Abflüsse großer Flusssysteme.
- Bessere Koppelung von Atmosphären-Modellen mit ozeanischen Zirkulationsmodellen.

Die Untersuchungen für das Wasserhaushaltsmodell wurden vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) gefördert und vom Ingenieurbüro Dr. Ludwig, Karlsruhe (BREMICKER, LUDWIG & RICHTER 1997), sowie im Rahmen einer Doktorarbeit (BREMICKER 1998) durchgeführt. Diese Bearbeitungen wurden mit dem Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, sowie dem Institut für Atmosphärenphysik des Forschungszentrums Geesthacht abgestimmt, die beide im Rahmen von BALTEX ein regionales Klimamodell für das Ostsee-Einzugsgebiet betreiben (JACOB 1995).

Aufgrund der über das Atmosphärenmodell vorgegebenen horizontalen Flächenaufteilung waren für das Wasserhaushaltsmodell Modellansätze zu verwenden, mit denen die Prozesse bezogen auf rasterbasierte Flächenaufteilungen mit Größen von etwa 100 km² bis 500 km² nachgebildet werden können. Weiterhin war zu beachten, dass die verwendeten hydrologischen Modellkomponenten möglichst global einsetzbar sind und auf flächendeckend vorhandenen bzw. leicht ermittelbaren Systemdaten basieren.

Die Untersuchungen zur Anwendbarkeit der hydrologischen Modellansätze wurden am Beispiel des Wesereinzugsgebietes durchgeführt, da hierfür im Rahmen eines DFG-Schwerpunktprogrammes umfangreiche Datengrundlagen für die Verifizierung des Modells zur Verfügung standen. Für die Modellkalibrierung und -verifikation wurde das Wasserhaushaltsmodell Weser mit gemessenen meteorologischen Eingangsdaten betrieben, damit die Ergebnisse der hydrologischen Modellierung nicht von Berechnungsungenauigkeiten der Klimasimulation beeinflusst sind. Auf Grundlage der für das Wesergebiet gewonnen Erfahrungen wurde anschließend ein Wasserhaushaltsmodell für das gesamte Ostsee-Einzugsgebiet erstellt. Für das Wasserhaushaltsmodell des Ostsee-Einzugsgebietes wurde abschließend ein Lauffähigkeitstest durchgeführt. Die Kalibrierung und Verifizierung dieses Modells bleibt weiteren Arbeiten vorbehalten.

4.2 Modellaufbau

4.2.1 Datengrundlagen für den Aufbau der Wasserhaushaltsmodelle für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet

Entsprechend der Zielsetzung im Forschungsvorhaben BALTEX wurden für den Aufbau der Wasserhaushaltsmodelle für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet nur global verfügbare Systemdaten verwendet, um deren Eignung zum Aufbau von großskaligen Wasserhaushaltsmodellen zu testen.

Eine Übersicht solcher globalen Umweltdatenbanken wird von der Global Resource Information Database GRID (LANGAAS 1992) gegeben. Die dort beschriebenen Datenbanken enthalten u.a. Angaben zur Landnutzung, Bodentypen, Albedowerten sowie monatliche Mittelwerte von Temperatur, Niederschlag und Bewölkungsgrad. Ein vom Projekt "Basic Geographic Information of the Baltic Drainage Basin" erstellter Bericht (BGIS 1994) gibt für das Ostsee-Einzugsgebiet eine Übersicht der derzeit verfügbaren digitalen und kartographischen Umweltinformationen.

Auf Grundlage dieser Übersichten wurden folgende globale Datengrundlagen für den Aufbau der Wasserhaushaltsmodelle ausgewählt: Die "Digital Chart of the World" (DCW 1992), aus der digitalisierte Flussläufe, Seen und Siedlungsflächen entnommen wurden, sowie "Olson's World Ecosystem Complexes" (MOLLEMAN & BODEN 1985), das die vorherrschende Landnutzung bezogen auf ein geographisches Gitter mit 30 Minuten Auflösung enthält.

Als weitere Datengrundlagen wurden topographische Übersichtskarten 1:200.000 für das Wesergebiet sowie hydrogeologische Karten 1:1.500.000 für Europa verwendet. Als Geländemodell für das Ostsee-Einzugsgebiet wurde ein im Rahmen des BALTEX-Projektes vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellter Datensatz (unveröffentlicht) verwendet. Die Tabelle 4.1 enthält eine Zusammenstellung der verwendeten Datengrundlagen.

Tab. 4.1 Für den Aufbau der Wasserhaushaltsmodelle für das Weser- und Ostsee-Einzugsgebiet verwendete Datengrundlagen

Datentyp	räumliche Auflösung	Quellenangabe
Geländehöhen	30 Sekunden	Deutscher Wetterdienst (unveröffentlicht)
	1 : 200.000	Topographische Übersichtskarten, Orohydrographische Ausgabe, Institut für Angewandte Geodäsie, Frankfurt a. M.
Vegetationsklassen	30 Minuten	Olson's World Ecosystem Complexes (MOLLEMAN & BODEN 1985)
Digitales Flussnetz, digitale Umrisse von Seen und Siedlungen	Polygone	Digital Chart of the World (DCW 1992)
Mittlere Abflussspende (zur Berechnung der Gerinnegeometrie)	große Flusssysteme	International Hydrogeological Map of Europe 1: 1.500.000 (BGR 1985)
Flusslängen	1 : 200.000	Topographische Übersichtskarte, Orohydrographische Ausgabe, Institut für Angewandte Geodäsie, Frankfurt a. M.

Die Datengrundlagen sind abgestimmt auf die vorzubereitende Anwendung des Wasserhaushaltsmodells als Baustein eines gekoppelten Hydrologie-Atmosphärenmodells. Sie ermöglichen auch den rationellen Aufbau ähnlich strukturierter Wasserhaushaltsmodelle für andere Regionen der Erde, sofern die hydrologischen Verhältnisse dort vergleichbar zu den mitteleuropäischen Verhältnissen sind. Für kleinräumigere hydrologische Untersuchungen dürfte die Verwendung detaillierter Datengrundlagen sinnvoll sein.

Datenbanken mit geometrischen Angaben zu Flussquer- oder Längsprofilen sind in den genannten Übersichten nicht aufgeführt, ebenso fehlen länderübergreifende Angaben zu Volumen- und Abflusskennlinien für Seen.

4.2.2 Flächeneinteilung und Nachbildung des Flussnetzes

Die Wasserhaushaltsmodelle für das Weser- und Ostsee-Einzugsgebiet weisen eine rasterbezogene Modellstruktur auf, die kompatibel mit derjenigen des zu koppelnden meteorologischen Modells sind. Dabei wird jeder Rasterpunkt des meteorologischen Modells als Mittelpunkt der im hydrologischen Modell erfassten Fläche betrachtet. Für das Wesergebiet ist als meteorologisches Modell das Deutschlandmodell des Deutschen Wetterdienstes (EDELMAHN & MAJEWSKI 1993) vorgesehen, für das Ostsee-Einzugsgebiet das Regionale Klimamodell REMO (JACOB 1995).

Die horizontalen Rasterpunkte beider meteorologischer Modelle liegen auf einem sphärischen Gitter. Der Koordinaten-Nordpol dieses Gitters wurde aus rechentechnischen Gründen in den Pazifik verlegt (auf 32,5° Nord und 170,0° West). Man spricht somit von einem rotierten sphärischen Gitter. Die Rasterpunkte sind im Gitternetz äquidistant, der Längen- und Breitenabstand beträgt jeweils 0,125° für das Deutschlandmodell bzw. 0,167° für REMO. Der in Kilometern angegebene Abstand in der Breitenrichtung zwischen zwei Rasterpunkten ist dadurch abhängig von der jeweiligen Lage im Gitternetz.

Im Wasserhaushaltsmodell für das Weser-Einzugsgebiet beträgt die kürzeste horizontale Entfernung zwischen zwei Rasterpunkten ca. 13,81 km, die längste ca. 13,89 km. Der Abstand in der Längenrichtung zwischen zwei Rasterpunkten beträgt ca. 13,9 km und ist unabhängig von der geographischen Lage der Rasterpunkte. Die mittlere Flächengröße einer Rasterfläche beträgt somit für das Wesermodell etwa 193 km² (Tab. 4.2).

Tab. 4.2 Angaben zur Flächeneinteilung der Wasserhaushaltsmodelle für das Weser- und Ostsee-Einzugsgebiet

Kenngröße	Wasserhaushaltsmodell	
	Weser-Einzugsgebiet	Ostsee-Einzugsgebiet (ohne Meeresfläche)
Flächengröße des Untersuchungsgebietes	45.810 km ² (Pegel Bremerhaven/Unterweser)	1,73 · 10 ⁶ km ² (nach BERGSTRÖM & CARLSSON 1993)
Mittlere Größe der Rasterflächen	193 km ²	342 km ²
Anzahl der Rasterflächen	239	5076

Im Wasserhaushaltsmodell für das Ostsee-Einzugsgebiet beträgt die kürzeste Entfernung zwischen zwei Rasterpunkten in Breitenrichtung ca. 18,1 km, die längste beträgt ca. 18,6 km. Der Abstand in der Längsrichtung zwischen zwei Rasterpunkten beträgt unabhängig von der geographischen Lage ca. 18,6 km. Die mittlere Flächengröße einer Rasterfläche im Wasserhaushaltsmodell für das Ostsee-Einzugsgebiet beträgt somit etwa 342 km².

Alle Rasterflächen, deren Fläche zu mehr als 50% im Einzugsgebiet der Weser bzw. der Ostsee liegen, werden in die Wasserhaushaltsmodelle einbezogen. Rasterflächen mit einem Festlandanteil von weniger 50% gelten als Meer. Für das rund 46.000 km² große Wesergebiet ergeben sich somit 239 Rasterflächen für das Wasserhaushaltsmodell, für das ca. 1,73 Millionen km² große Ostsee-Einzugsgebiet 5076 Rasterflächen. Die rasterbezogenen Einzugsgebiete von Weser und Ostsee sind in Abbildung 4.1 dargestellt.

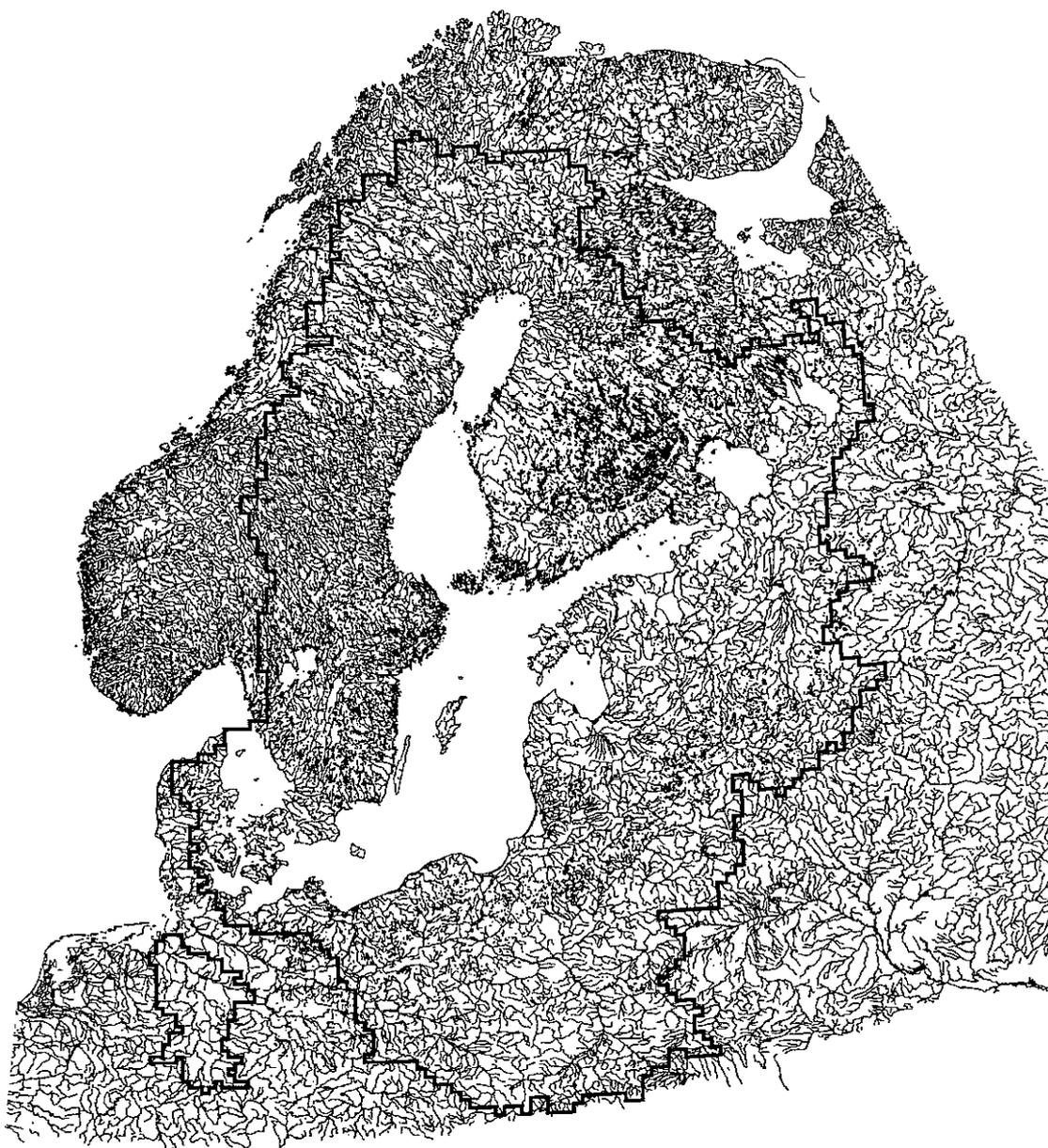


Abb. 4.1 Rasterbezogene Einzugsgebietsgrenzen für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet und digitales Flussnetz (Flussnetz aus DCW 1992)

Zur Nachbildung des natürlichen Flussnetzes wird für jede Rasterfläche angegeben, wohin die oberirdische Entwässerung erfolgt. Dies ist entweder eine angrenzende Rasterfläche oder das Meer. Hierzu wurde vereinbart, dass nur solche Rasterflächen angrenzend sind, die mit der betrachteten Rasterfläche eine gemeinsame Kante haben. Es wird weiterhin vereinfacht davon ausgegangen, dass das in einer Rasterfläche gebildete Grundwasser auch innerhalb der gleichen Rasterfläche dem maßgeblichen Vorfluter zufließt bzw. im Gebiet gespeichert oder verdunstet wird. Ein möglicher unterirdischer Wassertransport zwischen einzelnen Rasterflächen wird somit im Modell aufgrund der notwendigen Vereinfachungen bei der mesoskaligen Wasserhaushaltsmodellierung sowie im Anbetracht der verfügbaren Datengrundlagen nicht erfasst. Die Vernetzung der einzelnen Rasterflächen erfolgte somit nach folgenden Gesichtspunkten:

- Für jede Rasterfläche wird nur eine Abflussstelle festgelegt. Bei mehreren Abflussstellen wird nur diejenige des maßgeblichen Vorfluters berücksichtigt. Der maßgebliche Vorfluter ist der Vorfluter mit dem größten Einzugsgebiet.
- Wo die starre Nachbildung des natürlichen Flussnetzes nach diesem Schema zu groben Verzerrungen führt, wird die Abflussrichtung abweichend von der tatsächlichen Fließrichtung des Vorfluters festgelegt. Dies ist z.B. notwendig zur Trennung zweier bedeutender Flüsse, die zwar dieselbe Rasterfläche durchfließen, nicht aber ineinander münden.
- Abflüsse in Kanälen werden zunächst nicht berücksichtigt.

Prinzipiell können jedoch auch mehrere Ausflüsse aus einer Rasterfläche berücksichtigt werden. Dies kann z.B. bei künstlichen Flussüberleitungen erforderlich sein.

Die Nachbildung des Gewässernetzes für das Weser- bzw. Ostsee-Wasserhaushaltsmodell erfolgte anhand eines ausgedruckten, digital vorliegenden Datensatzes (DCW 1992), der Küstenlinien, Flüsse, Seen, Gletscher und Kanäle als Polygonzüge enthält. Für das Wesermodell wurde das digital vorliegende Gewässernetz (DCW 1992) anhand der orohydrographischen Karte 1 : 200.000 überprüft und gegebenenfalls erweitert bzw. korrigiert. Solche Korrekturen waren beispielsweise notwendig, um die im digitalen Datensatz teilweise enthaltenen Verbindungen unterschiedlicher Flüsse im Quellbereich aufzutrennen. Für das Wasserhaushaltsmodell des Ostsee-Einzugsgebiets erfolgte diese Überprüfung anhand der hydrogeologischen Karte 1 : 1,5 Mio. (BGR 1985). Die Bestimmung der maßgeblichen Vorfluter erfolgte ebenfalls anhand dieser Karten. Die so ermittelte Flächenvernetzung für das Weser- bzw. Ostsee-Einzugsgebiet sind in den Abbildungen 4.2 und 4.3 dargestellt.

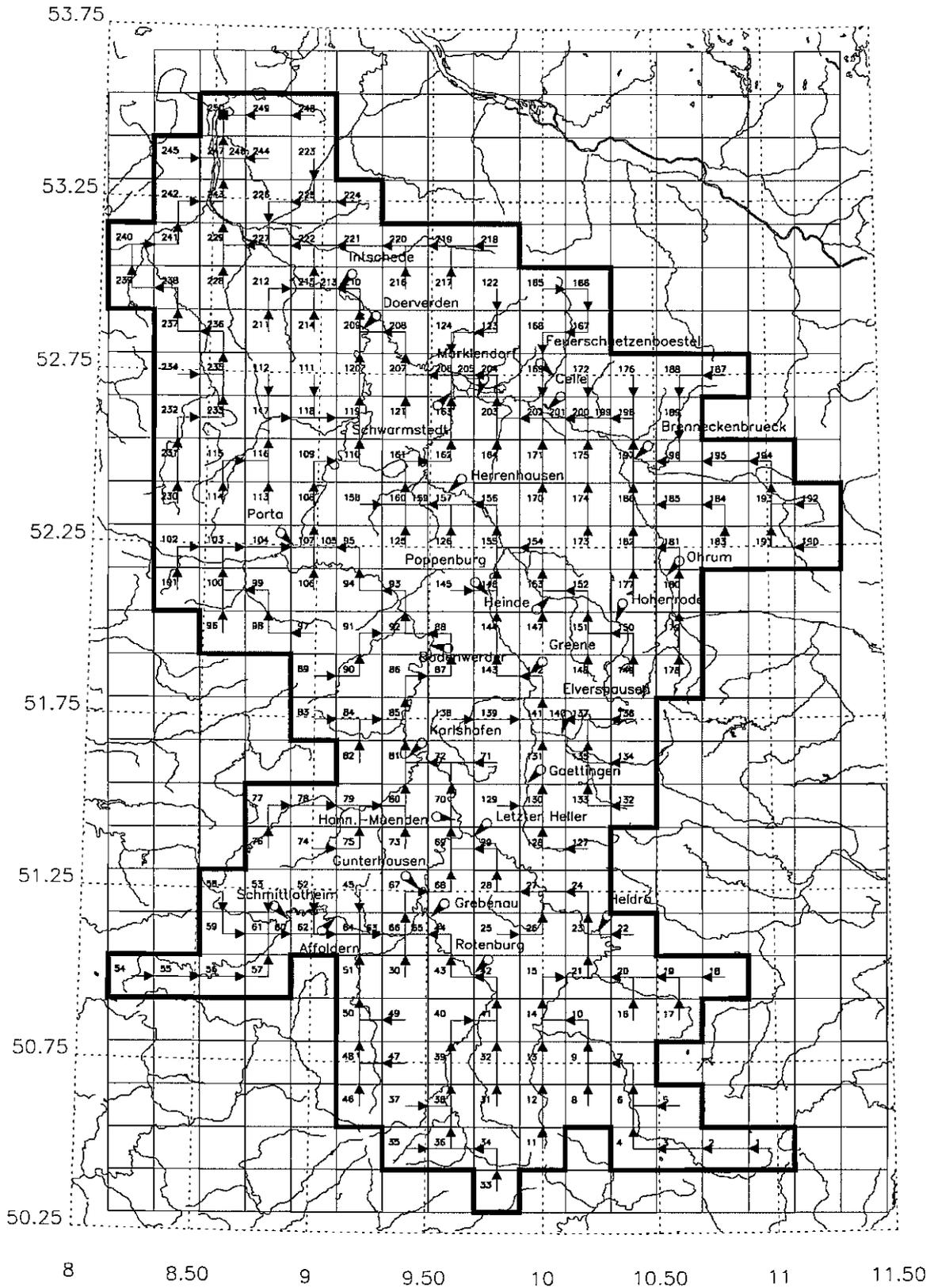


Abb. 4.2 Weser-Einzugsgebiet mit digitalem Flussnetz, Rasterflächen des Wasserhaushaltsmodells, Pegeln und Flächenvernetzung zum Flusssystem

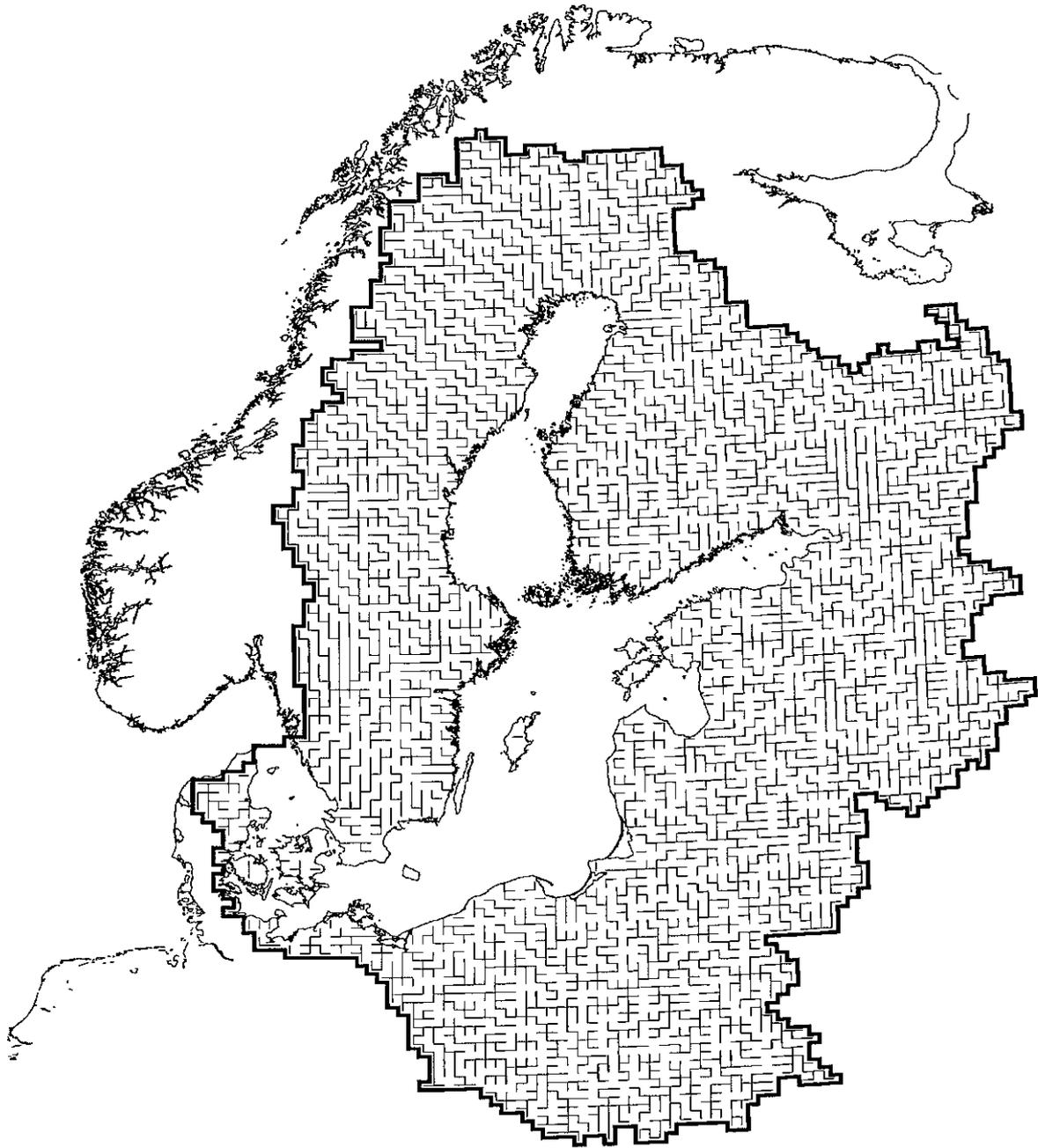


Abb. 4.3 Ostsee-Einzugsgebiet mit Vernetzung der Rasterflächen

Eine automatische Auswertung der Flussvernetzung anhand des digitalen Gewässernetzes erschien aufgrund mancher Mängel der Datengrundlage (unterbrochene Flussläufe, falsche Typisierung von Kanal/Fluss) nicht sinnvoll.

Aufgrund der vorgegebenen Rasterstruktur der Gebietseinteilung kann die Form und Flächengröße der natürlichen Einzugsgebiete nur näherungsweise wiedergegeben werden. Es ergeben sich daher Differenzen zwischen den natürlichen Einzugsgebieten und den über die Rasterflächen nachgebildeten Einzugsgebieten. Das Verhältnis der Flächengrößen zwischen natürlichen Einzugsgebiet und dem durch das Modell erfassten Einzugsgebiete zeigt Abbildung 4.4 für 17 Pegelstandorte im Wesergebiet.

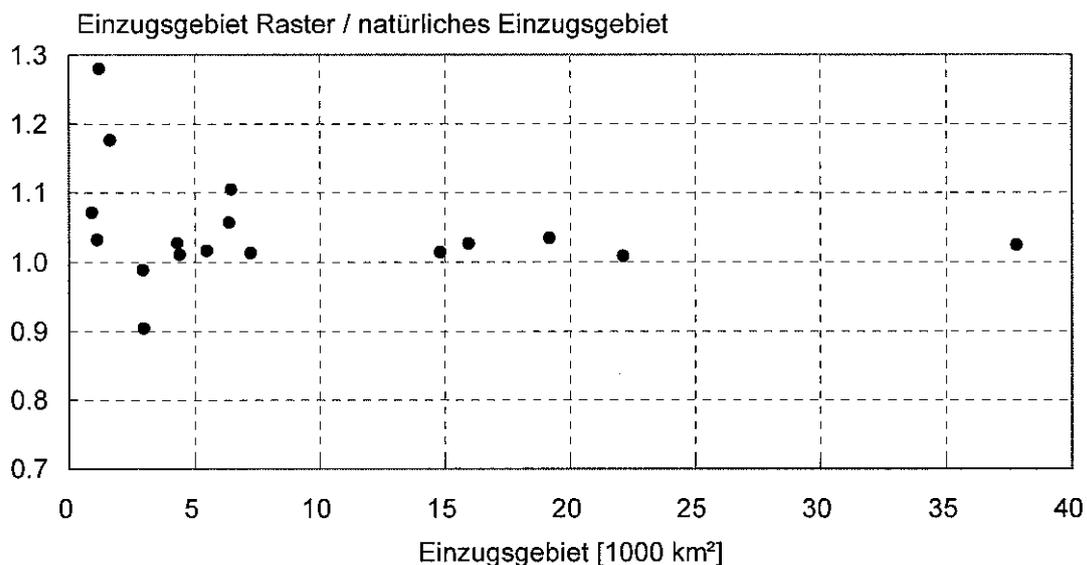


Abb. 4.4 Verhältnis der Flächengrößen zwischen gerasterten und natürlichen Einzugsgebieten für 17 Pegel im Wesergebiet

Die Darstellung zeigt, dass die Flächenraasterung insbesondere bei kleinen Einzugsgebieten (in der Größenordnung von nur wenigen Rasterflächen) zu deutlichen Flächenabweichungen gegenüber den natürlichen Einzugsgebieten führen kann. Mit zunehmendem Einzugsgebiet verringern sich die relativen Fehler zwischen gerasterten und natürlichen Einzugsgebiet jedoch schnell.

Damit sich diese Abweichungen in den Einzugsgebietsflächen nicht bei einem Vergleich von gemessenen zu berechneten Abflussfrachten an Pegeln auswirken, besteht in LARSIM die Möglichkeit, die Flächengrößen von Rasterflächen mittels Korrekturfaktoren an vorhandene Informationen für Einzugsgebietsflächen anzupassen. Für das Wesermodell wurde eine entsprechende Flächenkorrektur vorgenommen. Für das Wasserhaushaltsmodell des Ostsee-Einzugsgebietes wurden die rasterbasierten Flächengrößen hingegen vorerst unverändert übernommen.

Die für die Weser und das Ostsee-Einzugsgebiet gewählte Vorgehensweise bei der Vernetzung der Rasterflächen ist nicht zwingend vorgegeben. Alternativ dazu können beispielsweise auch diagonale Verbindungen zwischen Rasterflächen zugelassen werden, was im Einzelfall eine bessere Nachbildung des realen Flussnetzes erlauben kann (Kapitel 5.2.2, Neckar). Die hier beschriebene Flächenraasterung für großskalige hydrologische Modelle wurde auch in anderen Anwendungsbereichen bereits erfolgreich angewendet (z.B. Hochwasservorhersagemodell für das Moselgebiet, BREMICKER 1997).

4.2.3 Ermittlung gerinnebezogener Systemdaten

Für die Berechnung der Translation und Retention in den Flussläufen werden für jedes Zwischeneinzugsgebiet geometrische Daten für den das Gebiet durchquerenden Flusslauf benötigt. Dabei wird aus modelltechnischen Gründen nur die Gewässerteilstrecke des Flusses mit dem größten Einzugsgebiet flussaufwärts berücksichtigt. Diese Gewässerteilstrecke wird im Folgenden als Hauptvorfluter bzw. maßgebliche Gewässerteilstrecke in der Rasterfläche bezeichnet (Abb. 4.5). In Einzugsgebieten ohne Zufluss aus anderen Gebieten ("Quelleinzugsgebiet") gibt es hingegen per definitionem keinen durchquerenden Flusslauf oder Hauptvorfluter, und somit entfällt für diese Gebiete eine Ermittlung gerinnespezifischer Daten.

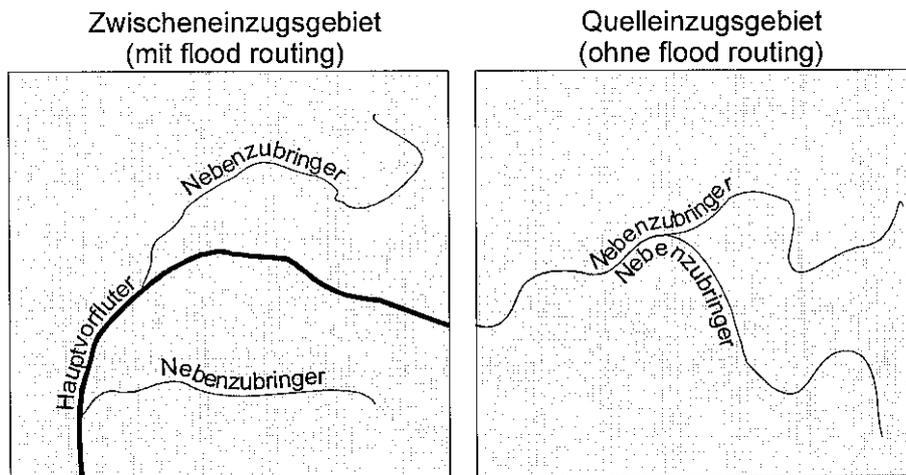


Abb. 4.5 Schematische Darstellung der "maßgeblichen" Gewässerteilstrecke (= Hauptvorfluter) im Teileinzugsgebiet

Die Gerinnegeometrie dieser maßgeblichen Gewässerteilstrecke wird vereinfacht als Doppeltrapezprofil beschrieben (Abb. 4.6).

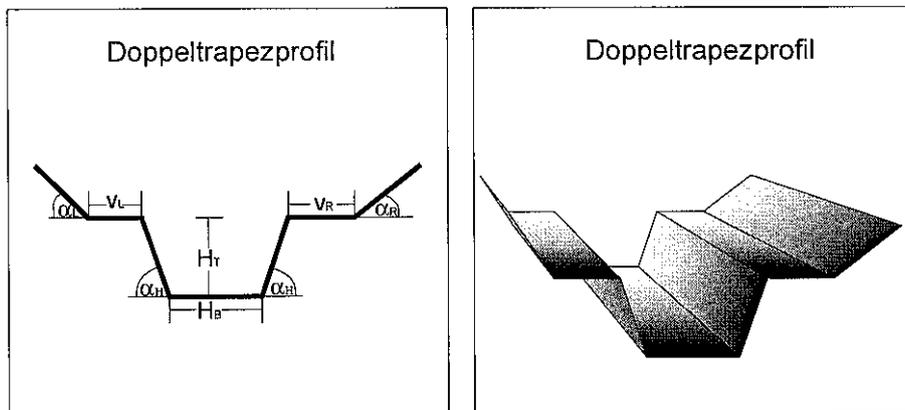


Abb. 4.6 Schematische Darstellung der bei LARSIM als Doppeltrapezprofil erfassten Gerinnegeometrie

Als Angaben zur Beschreibung des Doppeltrapezprofils werden von LARSIM die nachfolgend beschriebenen Daten benötigt:

Die *obere bzw. untere Stationierung der Gewässerteilstrecke* entspricht jeweils dem Abstand zum Meer. Die Längen der Gewässerteilstrecke wurden für das Wesergebiet auf Basis der topographischen Karten 1 : 200.000 sowie den im Gewässerkundlichen Jahrbuch (NLW 1984) angegebenen Stationierungen von Pegeln ermittelt. Für das Ostsee-Einzugsgebiet wurden sie überschlägig auf Basis des digitalen Flussnetzes (DCW 1992) ermittelt.

Die *Hauptbettiefen und -breiten* wurden für beide Untersuchungsgebiete nach dem morphologischen Ansatz von LEOPOLD & MADDOCK (1953) und ZELLER (1965) abgeschätzt. Dieses Verfahren beruht auf Korrelationsanalysen vieler unterschiedlicher Einzugsgebiete und ermöglicht eine Abschätzung der Profildaten anhand der Flächengröße des Einzugsgebietes sowie der 2-jährlichen Hochwasserabflusspende, die als gerinnebildender Abfluss angesehen wird. Dabei werden für die Flüsse folgende Annahmen getroffen:

- Die im Flussgerinne transportierten Sedimente sind bodenmechanisch und hydraulisch mit denjenigen der Flusssohle und -böschung identisch.
- Die Flussgerinne haben hinsichtlich der Gerinnegeometrie und des Sedimenttransports ihren Beharrungszustand erreicht.

Die Regimekenngrößen der Flüsse werden bei diesem Ansatz als Funktionen des gerinnebildenden Abflusses beschrieben. Diese Regimegleichungen lauten:

$$\begin{aligned}
 T_H &= A_t \cdot HQ_2^\alpha \\
 W_H &= A_b \cdot HQ_2^\beta \\
 v_H &= A_v \cdot HQ_2^\delta
 \end{aligned}
 \tag{4.1}$$

dabei gilt nach dem Kontinuitätsgesetz:

$$\alpha + \beta + \delta = 1 \quad \text{und} \quad A_t \cdot A_b \cdot A_v = 1$$

mit:

T_H	[m]	Tiefe des Hauptbettes
W_H	[m]	Wasserspiegelbreite des Hauptbettes
v_H	[m/s]	mittlere Fließgeschwindigkeit im Hauptbett
A_t, A_b, A_v	[-]	Koeffizienten, siehe Tabelle 4.3
HQ_2	[m ³ /s]	Hochwasserscheitelabfluss mit zweijährlicher Wiederkehrzeit
α, β, δ	[-]	Exponenten, siehe Tabelle 4.3

In einer Untersuchung von ALLEN, ARNOLD & BYARS (1994) wurden die Exponenten bzw. Koeffizienten für Formel 4.1 anhand von 674 Querprofilen unterschiedlicher Flüsse in den USA ermittelt. Anhand der dabei erhaltenen Arbeitsgleichungen (Tab. 4.3) wurden für die erfassten Flussstrecken im Weser- bzw. Ostsee-Einzugsgebiet die Tiefe des Hauptbettes sowie die Breite des (bordvollen) Wasserspiegels berechnet.

Tab. 4.3 Regimegleichungen für den morphologischen Ansatz (nach LEOPOLD & MADDOCK 1953)

Angaben zum Hauptbett	Regimegleichungen für den morphologischen Ansatz nach LEOPOLD & MADDOCK (1953), nach der Auswertung von ALLEN et al. (1994) für 674 Querprofile in den USA	
	bei Verwendung anglo-amerikanischer Einheiten (feet)	bei Verwendung metrischer Einheiten
Wassertiefe	$T_H = 0,340 \cdot HQ_2^{0,341}$	$T_H = 0,349 \cdot HQ_2^{0,341}$
Wasserspiegelbreite	$W_H = 1,22 \cdot HQ_2^{0,557}$	$W_H = 2,71 \cdot HQ_2^{0,557}$
mittlere Fließgeschwindigkeit*	$v_H = 2,42 \cdot HQ_2^{0,1035}$	$v_H = 1,07 \cdot HQ_2^{0,1035}$

* Die Fließgeschwindigkeit wird in der vorliegenden Arbeit nicht über die Regimegleichung ermittelt, sondern durchflussabhängig über Formel 3.42 (Manning-Strickler-Gleichung) mit $v = Q/A$ berechnet.

Als gerinnebildender Abfluss wird von ALLEN, ARNOLD & BYARS (1994) der 2-jährliche Hochwasserscheitelabfluss HQ_2 angegeben. Das HQ_2 für das Wesergebiet wurde aus der mittleren jährlichen Abflusspende und der Einzugsgebietsfläche berechnet. Die hierzu verwendete Regressionsbeziehung wurde auf der Basis von Daten für 16 Pegel aus dem Wesereinzugsgebiet (NLW 1984) ermittelt und lautet:

$$HQ_2 = a_T \cdot A_{Eo}^{-b_T} \cdot MQ^{c_T} \quad (4.2)$$

mit:

HQ_2	[m ³ /s]	Hochwasserscheitelabfluss mit zweijähriger Wiederkehrzeit
A_{Eo}	[km ²]	Größe des Einzugsgebiets
MQ	[m ³ /s]	Mittlerer jährlicher Abfluss, berechnet aus der Größe des Einzugsgebiets und der mittleren jährlichen Abflusspende Mq . Mq wurde entnommen aus der Hydrogeologischen Karte von Europa (BGR 1985)
a_T, b_T, c_T	[-]	Kalibrierungsparameter, hier: $a_T = 32,97, b_T = 0,186, c_T = 0,986$

Die *Breiten des linken und rechten Vorlandes* wurden mangels anderer Daten vorerst gleich der Wasserspiegelbreite des Hauptbettes gesetzt. Bei Vorliegen zusätzlicher Informationen können auch andere Vorlandbreiten im Modell berücksichtigt werden.

Die *Böschungsneigungen im Hauptbett sowie im linken und rechten Vorland* beziehen sich auf eine Annäherung der tatsächlichen Profilform durch ein Doppel-Trapez-Profil. Für das Hauptbett wurden im gesamten Untersuchungsraum vorerst die Böschungsneigungen mit 1,5 (Breite Böschung/Höhe Böschung), für die Vorländer mit 5 (Breite Böschung/Höhe Böschung) angenommen.

Die *Rauhigkeitsbeiwerte (nach Manning-Strickler)* für das Hauptbett bzw. die Vorländer der Flussstrecken wurden zunächst für alle im Modell erfassten Flussstrecken auf einen Wert von $35 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ bzw. $25 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ gesetzt. Dies liegt im Bereich der von RÖSSERT (1988) angegebenen Wertebereiche der Rauhigkeitsbeiwerte für natürliche Flüsse mit mäßigem Geschiebe und für Vorländer.

Das *Gefälle der Gewässerteilstrecken* wurde für das Wesergebiet anhand der topographischen Karten 1 : 200.000, für das Ostsee-Einzugsgebiet auf Basis des digitalen Geländemodells sowie jeweils der Länge der Gewässerteilstrecken berechnet.

Die hier vorgestellten Ansätze zur Ermittlung gerinnespezifischer Systemdaten stellen jeweils starke Vereinfachungen der tatsächlichen Verhältnisse dar. Sie ermöglichen aber andererseits eine, wenn auch grobe, Beschreibung des Gerinnesystems großflächiger Einzugsgebiete mit schlechter Datenbasis. Daher sind diese Ansätze gerade im Hinblick auf eine Anwendung in gekoppelten Atmosphären-Hydrologie-Modellen von besonderem Interesse.

4.2.4 Ermittlung flächenbezogener Systemdaten

Als flächenspezifische Systemdaten gehen in das Wasserhaushaltsmodell für das Weser- bzw. Ostsee-Einzugsgebiet ein:

- *Geometrische Kenngrößen*, die zur Berechnung der Abflusskonzentration in den Rasterflächen erforderlich sind.
- Angaben zur *Landnutzung*, die für die Berechnung der aktuellen Evapotranspiration erforderlich sind.
- Angaben zur *nutzbaren Feldkapazität* der Böden für verschiedene Klassen der Landnutzung zur Berechnung des Bodenwasserhaushaltes und des pflanzenverfügbaren Wassers sowie Angaben zur maximalen kapillaren Aufstiegsrate vom Grundwasser in den Bodenspeicher.

Im einzelnen wurden hierzu folgende Kennwerte flächendeckend für das Weser- bzw. Ostsee-Einzugsgebiet erhoben:

Als *geometrische Kenngrößen* werden für jede Rasterfläche im Untersuchungsgebiet die räumliche Lage des Gebietsschwerpunktes (geographische Breite und Länge) sowie die Flächengröße angegeben. Weiterhin werden der höchste und tiefste Punkt innerhalb der Rasterfläche als Index der Reliefenergie und der Höhenverhältnisse erfasst. Diese Werte wurden für das Wesergebiet anhand von Topographischen Übersichtskarten 1 : 200.000 ermittelt, für das Ostsee-Einzugsgebiet anhand eines digitalen Höhenmodells des Deutschen Wetterdienstes. Der Index für die mittlere Länge der Zuflüsse innerhalb der Rasterflächen wurde einheitlich gleich der halben Kantenlänge des Rasters gesetzt.

Die *Flächenanteile der einzelnen Landnutzungen* in den Rasterflächen wurden wie folgt ermittelt: Der Anteil von Siedlungen und Seeflächen wurde durch Verschneidung eines digitalen Kartensatzes (DCW 1992) mit der Rastergeometrie des Wasserhaushaltsmodells berechnet. Die Flächenanteile von Nadel- und Mischwald, Ackerland, Wiese und Taiga wurden auf Basis von Olson's World Ecosystem Complexes (MOLLEMANN & BODEN 1985) bestimmt. Dazu wurden die Flächenanteile der Vegetationsklassen in den Rasterflächen des Wasserhaushaltsmodells entfernungsgerichtet aus der vorherrschenden Landnutzung der jeweils vier nächstgelegenen Rasterflächen in Olson's World Ecosystem Complexes berechnet.

Für das gesamte Weser- bzw. Ostsee-Einzugsgebiet ergeben sich die in Tabelle 4.4 genannten mittleren Nutzungsanteile. Der Flächenanteil von Siedlungen wird programmintern vereinfacht umgesetzt in 35% versiegelte Fläche, 45% Wiese und 20% Mischwald. Der Flächenanteil für Taiga wird umgesetzt in 50% Wasser und 50% Nadelwald.

Tab. 4.4 Mittlere Anteile der Landnutzungen für das Weser- bzw. Ostsee-Einzugsgebiet

mittlerer Anteil der Landnutzung	Wasser	Siedlung	Nadelwald	Mischwald	Ackerland	Wiese	Taiga
Weser-Einzugsgebiet	1%	5%	7%	15%	35%	37%	0%
Ostsee-Einzugsgebiet	6%	1%	7%	21%	17%	20%	28%

Die *nutzbare Feldkapazität des Bodens* wurde in Abhängigkeit von der jeweiligen Landnutzung festgelegt, da die in Kapitel 4.2.1 aufgeführten globalen Umweltdatenbanken (LANGAAS 1992 bzw. BGIS 1994) keine Informationen hierzu enthielten. Somit wurden die im Berechnungsschema MORECS (THOMPSON et al. 1981) getroffenen Annahmen übernommen (Tab. 4.5), die sich auf Böden mittlerer Feldkapazität und mittlere vegetationspezifische Durchwurzelungstiefen beziehen. Beim Vorliegen detaillierter Informationen können im Systemdatensatz von LARSIM jedoch die Feldkapazitäten spezifisch für jede Rasterfläche und jede darin enthaltene Landnutzungs-kategorie angegeben werden.

Tab. 4.5 In den Wasserhaushaltsmodellen für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet verwendete Werte für die nutzbare Feldkapazität des Bodens

Landnutzung	versiegelte Fläche	Wald	Ackerland	Wiese
nutzbare Feldkapazität	0 mm	175 mm	140 mm	125 mm

Für die maximale *kapillare Aufstiegsrate* vom Grundwasser in den Bodenspeicher konnte aus den aufgeführten Datengrundlagen keine Angaben entnommen werden. Aus diesem Grunde wurde nach einigen Testrechnungen für das gesamte Wesergebiet ein Wert von 0,25

mm pro Tag angesetzt. Kapillare Aufstiegsraten dieser Größenordnung treten bei hohem Matrixpotential in gröber bis fein texturierten Böden und einem Abstand zwischen Grundwasser und der verdunstenden Oberfläche von etwa 1 m auf (BENECKE 1996: 393).

4.3 Modellkalibrierung für das Weser-Einzugsgebiet

Das Wasserhaushaltsmodell für das Weser-Einzugsgebiet wurde zunächst anhand gemessener Abflüsse kalibriert. Diese Kalibrierung von Modellparametern ist insbesondere für solche Teilkomponenten im Wasserhaushalt sinnvoll, deren maßgeblichen Systemeigenschaften nicht flächendeckend für größere Einzugsgebiet erfassbar sind. Ein Beispiel hierfür ist die messtechnisch nicht großräumig erfassbare räumliche sowie zeitliche Heterogenität im Mikro- und Makroporensystem der Bodenkörper (BORK, 1992). Die dadurch bedingten Unsicherheiten in der Kenntnis der entsprechenden Systemeigenschaften führen z.B. dazu, dass sich mit unkalibrierten, rein physikalisch basierten Bodenwassermodellen die realen Verhältnisse in heterogenen Einzugsgebieten oft nur unbefriedigend nachbilden lassen.

4.3.1 Hydrometeorologische Datengrundlagen

Das Wasserhaushaltsmodell Weser wurde anhand hydrometeorologischer Messdaten für den Zeitraum vom 1.1.1982 bis zum 31.12.1985 kalibriert. Dazu standen Zeitreihen auf Tageswertbasis für 175 Niederschlagsstationen und zwischen 16 und 32 Messstationen für die übrigen meteorologischen Parameter zur Verfügung (Tab. 4.6). Weiterhin wurden für die Kalibrierung des Modells gemessene Abflusszeitreihen für 17 Pegel im Wesergebiet verwendet.

Tab. 4.6 Anzahl der verfügbaren hydrometeorologischen Messstationen für die Kalibrierung des Wesermodells

Messgröße, Einheit	Anzahl Messstationen	Datenquelle*
Niederschlag [mm/d]	175	DWD
Lufttemperatur [°C]	32	DWD
relative Luftfeuchtigkeit [%]	32	DWD
Windgeschwindigkeit [m/s]	31	DWD
Sonnenscheindauer [h]	22	DWD
Luftdruck [hPa]	16	DWD
Abfluss [m ³ /s]	17	BfG, NLÖ

* DWD = Deutscher Wetterdienst, Offenbach
 BfG = Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz
 NLÖ = Niedersächsisches Landesamt für Ökologie, Hildesheim

Die Lage der meteorologischen Messstellen ist in Abbildung 4.7 dargestellt. Deutlich erkennbar in der Abbildung ist das Fehlen verfügbarer Niederschlags- und Klimastationen in östlichen Randbereichen des Wesergebietes. Betroffen davon sind in erster Linie das Einzugsgebiet der Werra bis ungefähr zum Pegel Heldra sowie das Einzugsgebiet der Aller

flussaufwärts des Pegels Brenneckenbrück (vgl. Abbildung 4.2). Die meteorologischen Daten für dieses in der früheren DDR gelegene Gebiet konnten zum Zeitpunkt der Datenbeschaffung noch nicht vom Deutschen Wetterdienst bereitgestellt werden. Da jedoch die gemessenen Abflussganglinien der dieses Gebiet erfassenden Pegel in LARSIM einlesbar sind, wurde auf eine nachträgliche Beschaffung der Daten verzichtet.

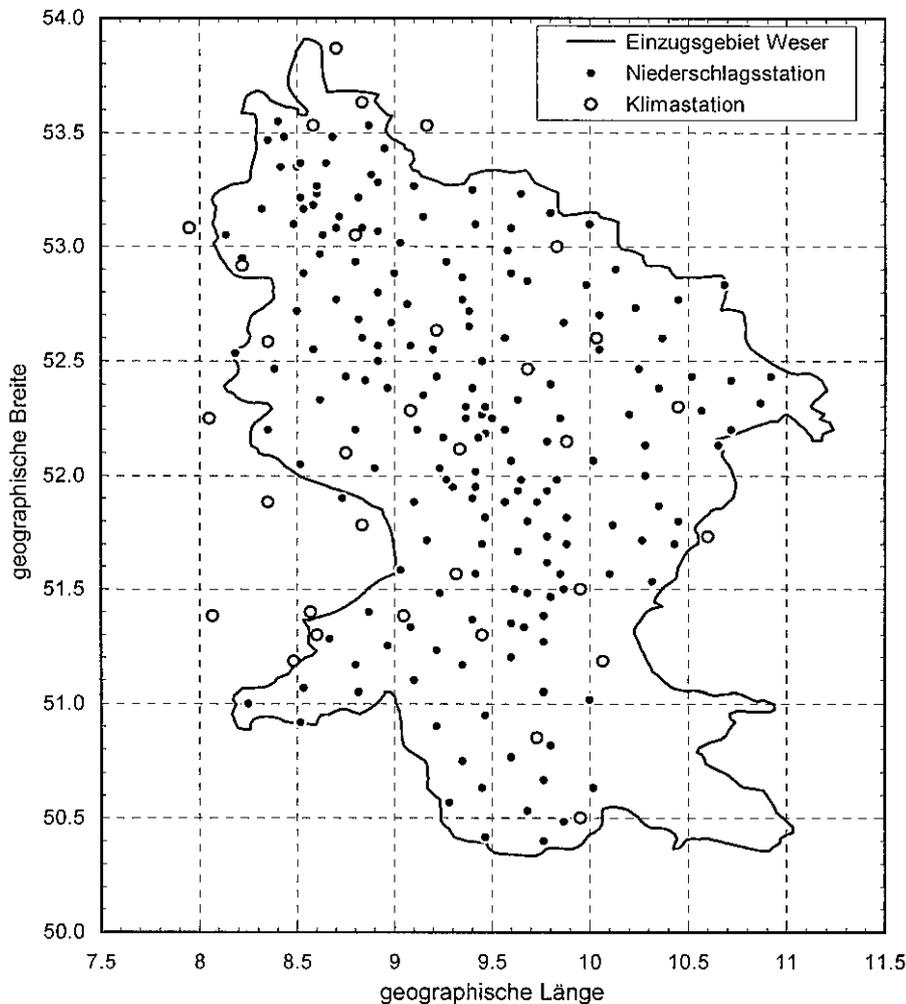


Abb. 4.7 Lage der für die Kalibrierung und Verifizierung des Wesermodells verwendeten meteorologischen Messstellen

4.3.2 Startwerte für Speicherfüllungen

Bei der Modellkalibrierung sind, wie bei jedem Berechnungslauf mit einem Wasserhaushaltsmodell, zunächst Startwerte für die Füllung der Bodenspeicher sowie der Gebietspeicher zum Zeitpunkt des Simulationsbeginns anzugeben. Um einen Einfluss dieser nicht als Messgröße vorliegenden Startwerte auf die Berechnungsergebnisse im Kalibrierungszeitraum nach Möglichkeit auszuschließen, wurden der Simulationsbeginn auf den 1.1.1981 gelegt, also 12 Monate vor dem für die Modellkalibrierung auszuwertenden Berechnungszeitraum. Gleichzeitig wurde versucht, möglichst realistische Startwerte für die Speicherfüllungen vorzugeben. Dabei wurde wie folgt vorgegangen:

- Die Füllung der Bodenspeicher wurde einheitlich für das gesamte Gebiet zu 85% der nutzbaren Feldkapazität angenommen.
- Die Füllung der Gebietspeicher für Grundwasser, Zwischenabfluss und Direktabfluss zum Simulationsbeginn wird programmintern über Formel (3.39) berechnet aus vorgegebenen Abflussangaben an Pegeln sowie den Speicherkonstanten der Gebietspeicher. Dazu wurde für jeden berücksichtigten Pegel im Untersuchungsgebiet abgeschätzt, zu welchen Anteilen sich der gemessene Abfluss zum Simulationsbeginn aus den Komponenten Grundwasserabfluss, Zwischenabfluss und Direktabfluss zusammensetzt:
 - Der Grundwasserabfluss zum Simulationsbeginn wurde berechnet über die Einzugsgebietsfläche des Pegels und einer Grundwasserabflussspende (hier: $0,003 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ für das Wesergebiet, geschätzt auf Basis der gemessenen Abflussganglinie für den Pegel Intschede).
 - Der Interflowanteil zum Simulationsbeginn für die einzelnen Pegel wurde aus dem Verlauf der Abflusszeitreihe geschätzt.
 - Der Direktabfluss wurde anschließend aus der Differenz zwischen der Summe von Grundwasserabfluss und Interflow zum Messwert berechnet.

Die so ermittelten Startwerte sind von BREMICKER (1998) tabellarisch zusammengestellt.

4.3.3 Auswahl der Kalibrierungsparameter

Bei der Modellkalibrierung für das Wesergebiet wurden für die verschiedenen hydrologischen Teilmodelle folgende Parameter verwendet:

- *Gebietsniederschlag*: Kalibrierungsparameter für die Umrechnung des punktuell gemessenen und anschließend um die Messfehler korrigierten Niederschlages in den Gebietsniederschlag ist ein Korrekturfaktor K_G (Formel 3.45).
- *Schneemodellierung*: Der bei der Schneemodellierung verwendete Kalibrierungsparameter "Grenztemperatur" T_L (Formel 3.3) für den Übergang vom Regen- in Schneeniederschlag wurde für das gesamte Wesergebiet auf einen mittleren, in der Literatur (SFB 1980) angegebenen Wert von $+1^\circ$ Celsius gesetzt.
- *Evapotranspiration*: Der Anteil des für Pflanzen schwerer verfügbaren Bodenwassers am gesamten Inhalt des Bodenwasserspeichers P_y (Formel 3.32), der in die Berechnung der Evapotranspiration eingeht, wurde nach einigen Voruntersuchungen auf einen Wert von 50% für das gesamte Wesergebiet gesetzt und liegt damit in der Größenordnung des von THOMPSON et al. (1981) verwendeten Wertes von 60%.
- *Bodenspeichermodell*: Bei den Untersuchungen von FACKEL (1997) zum Bodenspeichermodell zeigte sich, dass nur für 2 der insgesamt 5 Parameter eine Kalibrierung sinnvoll ist. Für einen der beiden verbleibenden Parameter wurde eine Regionalisierungsfunktion hergeleitet (Formel 3.53), so dass für die vorliegende Arbeit für das Bodenmodell nur der Drainageindex β des tiefen Bodenspeichers (Formel 3.12) kalibriert wurde.

Für den Drainageindex des mittleren Bodenspeichers wurde nach einigen Voruntersuchungen ein Wert von $1,1 \cdot 10^{-9} \text{ m/s}$ verwendet, für den Drainageindex des oberen Bodenspeicher ein Wert von $2,8 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$. Änderungen dieser beiden Parameter wirken sich jedoch in einem eher geringen Maße auf das Simulationsergebnis aus (vgl. die

Sensitivitätsanalyse von FACKEL 1997) und können durch Anpassungen der Parameter für die Rückhaltekonstante des Interflow- bzw. Direktabflussspeichers in ihrer Wirkung teilweise kompensiert werden. Aus diesem Grunde wurde von einer Kalibrierung dieser Werte abgesehen. Der Anteil des tiefen und mittleren Bodenwasserspeichers am gesamten Inhalt des Bodenwasserspeichers wird entsprechend den Annahmen des DKZR (1994) auf 90% gesetzt.

- *Abflusskonzentration*: Die Parameter für die Rückhaltekonstanten der Gebietspeicher für Grundwasserabfluss, Interflow und Direktabfluss (EQG, EQI bzw EQD in Formel 3.57) wurden kalibriert. Die Rückhaltekonstanten für die Gebietspeicher ergeben sich somit aus den genannten Kalibrierungsparametern und der Fließzeit nach Kirpich (Formel 3.56).
- *Wassertransport im Gerinne*: Die den Wassertransport im Gerinne beeinflussenden Parameter für die Rauigkeitsbeiwerte von Hauptbett, linken und rechten Vorland (EK in Formel 3.42) wurden auf den Wert 1,0 gesetzt, d.h. die geschätzten Rauigkeitsbeiwerte von $35 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ für das Hauptbett bzw. von $25 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ die Vorländer werden direkt für die Berechnungen verwendet.

Die Kalibrierung weiterer Modellparameter erschien in Anbetracht der relativ groben Datenauflösung für Systemdaten und hydrometeorologische Daten nicht sinnvoll. Somit wurden für die flächendetaillierte Kalibrierung des Wasserhaushaltsmodells Weser die fünf folgenden Modellparameter verwendet:

- Korrekturfaktor KG für die Umrechnung des punktuell gemessenen Niederschlages in den Gebietsniederschlag
- Drainageindex β für den tiefen Bodenspeicher
- Parameter EKD für den Rückhalt im Gebietspeicher für Direktabfluss
- Parameter EKI für den Rückhalt im Gebietspeicher für Interflow
- Parameter EKG für den Rückhalt im Gebietspeicher für Grundwasserabfluss

4.3.4 Vorgehensweise bei der Modellkalibrierung

Im nächsten Schritt erfolgte die Kalibrierung der fünf o.g. Parameter des Wasserhaushaltsmodells für das rund 38.000 km^2 große Einzugsgebiet der Weser bis zum Pegel Intschede. Für das Einzugsgebiet flussabwärts des Pegels Intschede liegen aufgrund der Tidebeeinflussung keine für die Kalibrierung verwendbaren Abflussdaten vor.

Die Kalibrierung erfolgte im Trial and error-Verfahren. Grund hierfür war einerseits, dass noch nicht für alle Parameter mathematische Optimierungsverfahren im Programm implementiert sind, andererseits ermöglicht dieses Verfahren dem Bearbeiter ein "Kennenlernen" des Modells im Hinblick auf Sensitivitäten einzelner Parameter und die generelle Anpassbarkeit des Modells an unterschiedliche Gebietscharakteristiken. Zielkriterium bei der Ermittlung der Werte für die Kalibrierungsparameter war die Maximierung der Modelleffizienz nach Nash & Sutcliffe (Formel 3.60) für die untersuchten Pegel.

Bei der Modellkalibrierung wurde das Einzugsgebiet der Weser bis zum Pegel Intschede in 17 Teileinzugsgebiete untergliedert, deren Abfluss von jeweils von einem Pegel kontrolliert wird. Die Teileinzugsgebiete (Tab. 4.7) weisen Flächengrößen zwischen ca. 900 km^2 und 4.300 km^2 auf.

Prinzipiell können zwei verschiedene Vorgehensweisen bei der Modellkalibrierung unterschieden werden: die sequentielle und die simultane Kalibrierung (LUDWIG, 1978). Bei der sequentiellen Kalibrierung werden im Modell die simulierten Abflüsse an den Pegeln durch die Messdaten ersetzt, bevor die Berechnung für das flussabwärts gelegene Gebiet fortgesetzt wird. Dabei können sich jedoch zum Beispiel als Folge von Unstimmigkeiten in den Abflussmessdaten bzw. in den Systemdaten sehr unterschiedliche Werte für die Kalibrierungsparameter ergeben, die nicht den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen.

Aus diesem Grunde wurde für das Wesergebiet eine simultane Modellkalibrierung vorgenommen. Dabei werden die an Pegeln gemessenen Abflussganglinien nur für die Ermittlung der Simulationsqualität verwendet und gehen nicht in die weiteren Berechnungen des Modells ein. Zusätzlich wird versucht, für die Modellparameter über größere Gebietsteile einheitliche Werte zu ermitteln. Der Einfluss der Modellparameter auf die berechneten Abflüsse ist bei dieser Vorgehensweise besser erkennbar als bei der sequentiellen Kalibrierung und fehlerhafte Abflussdaten wirken sich weniger auf das Ergebnis der Modellkalibrierung aus.

Abweichend von dieser Vorgehensweise wurden jedoch aus den im Folgenden genannten Gründen für drei Pegel die gemessenen Abflussganglinien in das Modell als Eingangsdaten für die flussabwärts gelegenen Gewässerstrecken eingelesen:

- Pegel Affoltern/Eder (1.452 km² Einzugsgebiet), um die Abflussregelung durch die Eder-Talsperre zu berücksichtigen, sowie die
- Pegel Heldra/Werra (4.302 km² Einzugsgebiet) und Pegel Brenneneckenbrück/Aller (1.639 km² Einzugsgebiet), da für die entsprechenden Einzugsgebiete keine ausreichenden meteorologischen Messdaten vorlagen.

Die Werte der Kalibrierungsparameter werden für alle Rasterflächen innerhalb der Teileinzugsgebiete zwischen Pegeln als gleich angesehen, da keine Zusatzinformationen vorliegen, die eine flächendifferenziertere Bestimmung der Parameter erlauben. Dabei wurden die Werte der einzelnen Parameter wie folgt ermittelt:

- Der Korrekturfaktor zur Umrechnung der punktuell gemessenen Niederschläge auf die Flächen der Teileinzugsgebiete wurde so angepasst, dass sich im Untersuchungszeitraum eine gute Übereinstimmung von gemessenen und berechneten Abflussfrachten an Pegeln ergibt. In Anbetracht der Ungenauigkeiten von Wasserstands-Abfluss-Beziehungen, die den gemessenen Abflüssen zugrundeliegen, wurden Abweichungen in der Abflussfracht unterhalb von 5% als vernachlässigbar angesehen.
- Der Drainageindex des tiefen Bodenspeichers und die Kalibrierungsgröße für die Rückhaltekonstante des Grundwasserspeichers wurde so gewählt, dass sich in Niedrigwasserphasen eine möglichst gute Übereinstimmung zwischen gemessener und berechneter Abflussganglinie ergab.
- Die Kalibrierungsgrößen für die Rückhaltekonstanten des Interflow- und Direktabflussspeichers wurden so gewählt, dass sich in Mittelwasser- bzw. Hochwasserphasen eine möglichst gute Übereinstimmung zwischen gemessener und berechneter Abflussganglinie ergab.

4.3.5 Ergebnisse der Modellkalibrierung

4.3.5.1 Werte für Modellparameter

Die bei der Kalibrierung ermittelten Parameterwerte sind bei BREMICKER (1998) zusammengestellt. Sie zeigen für das Wesergebiet jeweils Schwankungsbereiche unterhalb einer Größenordnung. Dies kann in Anbetracht der z.T. recht unterschiedlichen Naturräume (von den Mittelgebirgen des Ostthessischen Berglandes bis hin zum Norddeutschen Tiefland) als moderat bezeichnet werden.

Die größten regionalen Unterschiede ergaben sich für die Kalibrierungsgröße des Interflow-Speichers mit einer Spannweite etwa um den Faktor 7. Die Schwankungsbereiche der übrigen Modellparameter lagen knapp über bis deutlich unter dem Faktor 3. Eine Analyse möglicher Zusammenhänge zwischen den ermittelten Werten für die Kalibrierungsparameter und Geofaktoren wie Geologie, mittlerem Jahresniederschlag, Landnutzung o.ä. war nicht Bestandteil dieser Arbeit und bleibt daher weiteren Untersuchungen vorbehalten.

Lediglich auf die ermittelten Werte für den Korrekturfaktor zur Umrechnung des punktuell gemessenen Niederschlages auf die Teilgebietsfläche sei kurz eingegangen, da er eine maßgebliche Korrekturgröße für die Wasserbilanz darstellt. Dieser Korrekturfaktor weist ein flächengewichtetes Mittel von 0,96 auf, d.h. im Mittel konnte der gemessene Niederschlag nach der Korrektur um die Messfehler durch Windeinfluss sowie Verdunstungs- und Benetzungsverluste nahezu unverändert für die Ermittlung des Gebietsniederschlages verwendet werden.

Für die Einzugsgebiete der Pegel Heinde/Innerste und Marklendorf/Aller musste jedoch mit einem Korrekturfaktor von 0,80 ein deutlich von 1,00 abweichender Wert verwendet werden, um die gemessene Abflussfracht am Pegel nachzubilden. Die Gründe, weshalb für diese Einzugsgebiete diese relativ starke Modifizierung des gemessenen Niederschlages notwendig war, können vielfältig sein. Möglicherweise sind die verwendeten Niederschlagsmessstellen nicht repräsentativ für die Einzugsgebiete bzw. es gibt eine relativ starke anthropogene Beeinflussung der Wasserbilanz z.B. durch landwirtschaftliche Bewässerung. Es können jedoch auch durchaus fehlerhafte Angaben zur Landnutzung, die als Folge der grob aufgelösten Eingangsdaten möglich sind, dazu führen, dass im Modell eine zu geringe Gebietsverdunstung berechnet wird. Im Rahmen der vorliegenden Betrachtungen sind diese Fragestellungen jedoch eher kleinräumigerer Natur und werden daher nicht weiter behandelt.

Die insgesamt für hydrologische Modelle als moderat zu beurteilende Schwankungsbreite für die Werte der Kalibrierungsparameter deutet jedoch darauf hin, dass sich auch bei einer Modellierung mit einheitlichen Kalibrierungsparametern über das gesamte Wesergebiet noch eine relativ gute Simulationsqualität ergeben dürfte. Ein entsprechender Berechnungslauf wurde durchgeführt und ist in Kapitel 4.4.2 ausgewertet.

4.3.5.2 Vergleich gemessener und berechneter Abflussganglinien

Einen Vergleich der berechneten und gemessenen Abflussganglinien für alle in die Modellkalibrierung einbezogenen Pegel des Wesergebietes ermöglichen die in Tabelle 4.7 zusammengestellten Gütemaße. Bei der Interpretation der Gütemaße ist zu beachten, dass aus den o.g. Gründen für die Pegel Heldra/Werra, Affoltern/Eder und Brenneckentrück/Aller der gemessene Abfluss in das Modell übernommen wurde. Dadurch sind die berechneten

Abflüsse für die flussabwärts davon gelegenen Pegel nur für den in der dritten Spalte angegebenen Flächenanteil des Einzugsgebietes über das Modell berechnet.

Tab. 4.7 Angaben zur Simulationsgüte für den Kalibrierungszeitraum 1982 bis 1985

Pegel/Gewässer	Einzugsgebiet [km ²]	Anteil simuliertes EZG ¹⁾	LAG ²⁾ [Tage]	Gütemaße (1982 - 1985)			
				Bestimmtheitsmaß r^2	Modell-effizienz E_Q	log. Modell-effiz. E_{lnQ}	$\frac{\Sigma Q_{ber}}{\Sigma Q_{gem}}$
Letzter Heller/Werra	5.487	22 %	0	0,97	0,95	0,98	1,01
Grebenau/Fulda	2.975	100 %	-1	0,86	0,86	0,86	0,99
Schmittlotheim/Eder	1.202	100 %	0	0,87	0,86	0,87	0,99
Guntershausen/Fulda	6.366	77 %	-1	0,91	0,91	0,89	1,00
Karlshafen/Weser	14.794	61 %	-1	0,94	0,93	0,95	1,00
Bodenwerder/Weser	15.929	64 %	-1	0,95	0,93	0,95	1,00
Porta/Weser	19.162	70 %	-1	0,96	0,94	0,95	1,00
Dörverden/Weser	22.128	74 %	-1	0,95	0,92	0,94	1,03
Elvershausen/Rhume	1.119	100 %	0	0,77	0,75	0,80	1,01
Greene/Leine	2.920	100 %	-1	0,87	0,85	0,89	1,01
Heinde/Innerste	899	100 %	-1	0,67	0,66	0,78	1,01
Schwarmstedt/Leine	6.453	100 %	-1	0,87	0,87	0,89	1,02
Celle/Aller	4.387	63 %	-1	0,90	0,89	0,91	1,00
Marklendorf/Aller	7.232	77 %	-2	0,89	0,89	0,87	1,00
Intschede/Weser	37.788	80 %	-2	0,94	0,93	0,94	1,02

¹⁾ sofern an Oberliegerpegeln die gemessene Abflussganglinien in das Modell übernommen wurde, wurde nur der Abfluss aus dem angegebenen Flächenanteil über das Modell simuliert

²⁾ LAG = Zeitverschiebung für die berechnete Abflussganglinie, bei der sich die beste Übereinstimmung zu den Messdaten ergibt

Am Beispiel des Pegels Guntershausen/Fulda sei dies erläutert: Für 77% des rund 6.400 km² großen Einzugsgebietes werden die Abflüsse über das Modell berechnet, für die restlichen 23%, nämlich das Einzugsgebiet der Edertalsperre, werden hingegen im Modell die gemessenen Abflüsse des Pegels Affoltern/Eder übernommen.

Als Beispiele der Berechnungsqualität im Kalibrierungszeitraum sind in den Abbildungen 4.8 bis 4.10 die gemessenen und berechneten Abflüsse für die Pegel Grebenau/Fulda, Karlshafen/Weser und Intschede/Weser dargestellt.

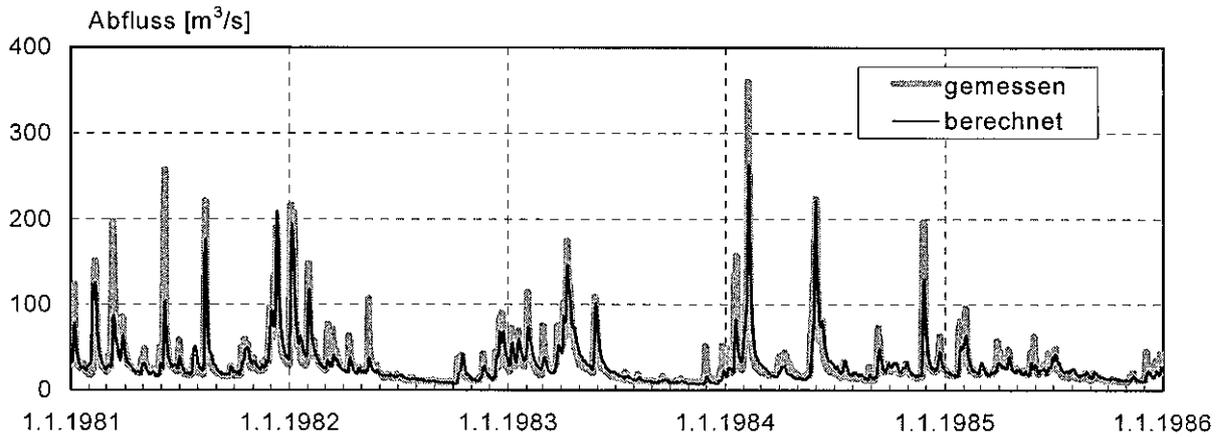


Abb. 4.8 Gemessene und mit LARSIM berechnete Abflüsse für den Pegel Grebenau/Fulda (Einzugsgebiet 2.975 km²), Kalibrierungszeitraum

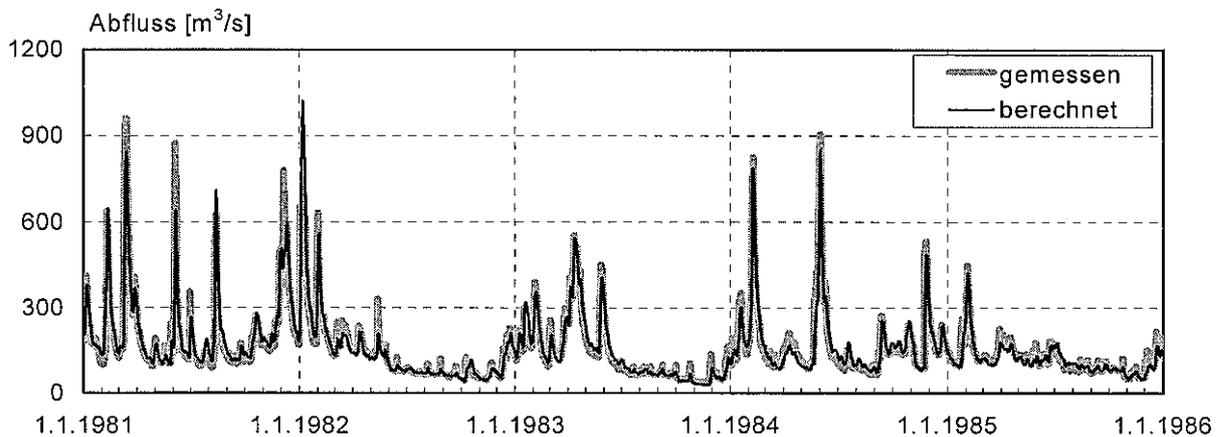


Abb. 4.9 Gemessene und mit LARSIM berechnete Abflüsse für den Pegel Karlshafen/Weser (Einzugsgebiet 14.794 km²), Kalibrierungszeitraum

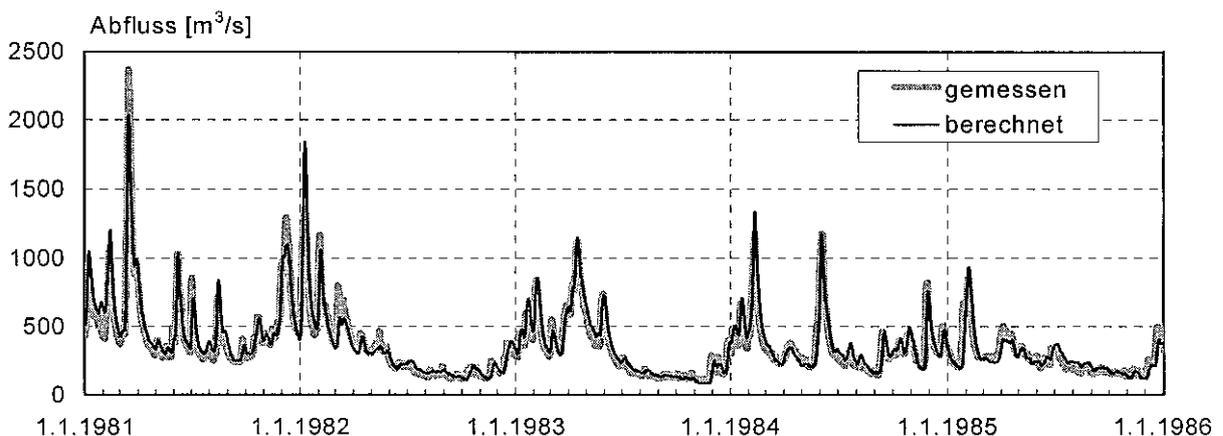


Abb. 4.10 Gemessene und mit LARSIM berechnete Abflüsse für den Pegel Intschede/Weser (Einzugsgebiet 37.788 km²), Kalibrierungszeitraum

Für die meisten der betrachteten Pegel zeigt sich, dass die berechneten Abflussspitzen um etwa einen Tag zeitverzögert gegenüber den gemessenen Werten auftraten (Angabe von LAG in Tabelle 4.7). Da diese Zeitverzögerung der berechneten Abflüsse tendenziell mit größerem Einzugsgebiet der Pegel zunimmt, ist sie vermutlich dem Teilmodell zur Berechnung des Wellenablaufes im Gerinne (flood routing) zuzuordnen.

Eine Reduzierung dieses Fließzeitfehlers ist somit u.U. durch eine genauere Erfassung der Gerinnegeometrie zu erreichen (d.h. durch Einbeziehung von Vermessungsdaten) oder durch eine Kalibrierung der im flood-routing-Modell verwendeten Rauigkeitsbeiwerte. Diese Fließzeitdifferenzen in der Größenordnung von 0 bis 2 Tagen spielen jedoch im Rahmen der Wasserbilanzierung eine untergeordnete Rolle. Entscheidender als diese Differenzen, die sich in der Größenordnung des im Modell verwendeten Diskretisierungszeitschrittes bewegen, ist dagegen, dass die berechneten Abflussfrachten im jahreszeitlichen Verlauf und in unterschiedlichen Abflusssituationen gut getroffen werden. Aus diesem Grunde werden im Folgenden die Fließzeitdifferenzen vernachlässigt. Die angegebenen Gütemaße beziehen sich demzufolge auch auf die um die Zeitdifferenz LAG verschobene simulierte Abflussganglinie.

Die in Tabelle 4.7 zusammengestellten Gütemaße zeigen insgesamt eine gute Simulationsqualität für die im Modell erfassten Pegel. Die Modelleffizienz E_Q nach Nash und Sutcliffe beträgt 0,93 für den Pegel Intschede/Weser. Dabei wurde 80% des ca. 38.000 km² großen Einzugsgebietes über LARSIM simuliert und für 20% der Fläche gemessene Abflussdaten übernommen. Für die Pegel Grebenau/Fulda, Schmittlotheim/Eder und Schwarmstedt/Leine, deren Einzugsgebiet zu 100% über LARSIM simuliert werden konnte, ergeben sich Werte für die Modelleffizienz von 0,86 bzw. 0,87.

Relativ schlecht werden hingegen die Abflüsse für die Pegel Elvershausen/Rhume und Heinde/Innerste mit Modelleffizienzen von 0,75 bzw. 0,66 nachgebildet. Ursache hierfür sind vermutlich die Abflussregelungen durch die in diesen Einzugsgebieten gelegenen Talsperren, deren Wirkungsweise im Rahmen dieser Arbeit nicht im Modell nachgebildet wurde. Diese Talsperren sind für die Innerste der Grane- und der Innerste-Stausee, für die Rhume der Söse- und der Oderstausee.

Insgesamt zeigen jedoch die Berechnungsergebnisse in Anbetracht der relativ grob aufgelösten Eingangsdaten eine sehr zufriedenstellende Simulationsqualität über den gesamten Kalibrierungszeitraum. Es werden gute Übereinstimmungen sowohl in Niedrigwasserperioden wie dem zweiten Halbjahr 1982 als auch in abflussreichen Perioden wie dem ersten Halbjahr 1983 erzielt.

4.4 Modellverifizierungen für das Weser-Einzugsgebiet

4.4.1 Modellverifizierung mit flächendifferenzierten Werten für die Kalibrierungsparameter

Auf Basis der in der Kalibrierung ermittelten Parameterwerte wurde eine Modellverifizierung vorgenommen. Dazu wurde der Berechnungszeitraum erweitert bis zum Ende des Jahres 1990 und die Simulationsgüte für den Zeitraum 1986 bis 1990 ausgewertet (Tab. 4.8). Die Berechnungen wurden für das gesamte Weser-Einzugsgebiet durchgeführt. Für das in der Kalibrierung nicht behandelte Einzugsgebiet flussabwärts des Pegels Intschede/Weser

wurden die Kalibrierungsparameter mangels anderer Informationen entsprechend den Werten für den Pegelkontrollbereich von Intschede gesetzt.

Tab. 4.8 Angaben zur Simulationsgüte für den Verifizierungszeitraum, Berechnungslauf mit flächendifferenzierten Werten für Kalibrierungsparameter

Pegel/Gewässer	Einzugsgebiet [km ²]	Anteil simuliertes EZG ¹⁾	LAG ²⁾ [Tage]	Gütemaße (1986 - 1990)			
				Bestimmtheitsmaß r ²	Modell-effizienz E _Q	log. Modell-effiz. E _{lnQ}	$\frac{\Sigma Q_{\text{ber}}}{\Sigma Q_{\text{gem}}}$
Letzter Heller/Werra	5.487	22 %	0	0,98	0,97	0,96	1,02
Grebenau/Fulda	2.975	100 %	-1	0,87	0,87	0,90	0,97
Schmittlotheim/Eder	1.202	100 %	0	0,87	0,86	0,88	0,99
Guntershausen/Fulda	6.366	77 %	-1	0,94	0,94	0,92	1,02
Karlshafen/Weser	14.794	61 %	-1	0,97	0,97	0,96	0,98
Bodenwerder/Weser	15.929	64 %	-1	0,97	0,97	0,96	1,00
Porta/Weser	19.162	70 %	-1	0,97	0,97	0,97	1,00
Dörverden/Weser	22.128	74 %	-1	0,97	0,95	0,96	1,03
Elvershausen/Rhume	1.119	100 %	-1	0,86	0,82	0,85	1,09
Greene/Leine	2.920	100 %	-1	0,87	0,86	0,92	1,03
Heinde/Innerste	899	100 %	-1	0,82	0,80	0,84	0,91
Schwarmstedt/Leine	6.453	100 %	0	0,89	0,89	0,88	1,03
Celle/Aller	4.387	63 %	-1	0,93	0,92	0,93	0,98
Marklendorf/Aller	7.232	77 %	-1	0,92	0,91	0,90	0,94
Intschede/Weser	37.788	80 %	-1	0,96	0,95	0,96	1,01

¹⁾ sofern an Oberliegerpegeln die gemessene Abflussganglinien in das Modell übernommen wurde, wurde nur der Abfluss aus dem angegebenen Flächenanteil über das Modell simuliert

²⁾ LAG = Zeitverschiebung für die berechnete Abflussganglinie, bei der sich die beste Übereinstimmung zu den Messdaten ergibt

Als Beispiele der Berechnungsqualität im Verifizierungszeitraum sind in den Abbildungen 4.11 bis 4.13 die gemessenen und die mit LARSIM berechneten Abflüsse für die Pegel Grebenau/Fulda, Karlshafen/Weser und Intschede/Weser dargestellt, weitere grafische Darstellungen wurden von BREMICKER (1998) zusammengestellt.

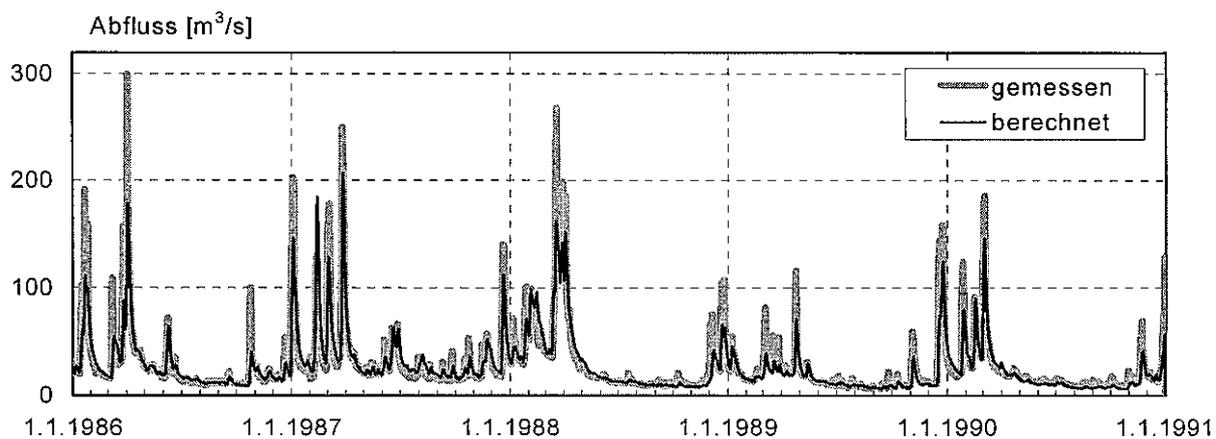


Abb. 4.11 Gemessene und mit LARSIM berechnete Abflüsse für den Pegel Grebenau/Fulda (Einzugsgebiet 2.975 km²), Verifizierungszeitraum

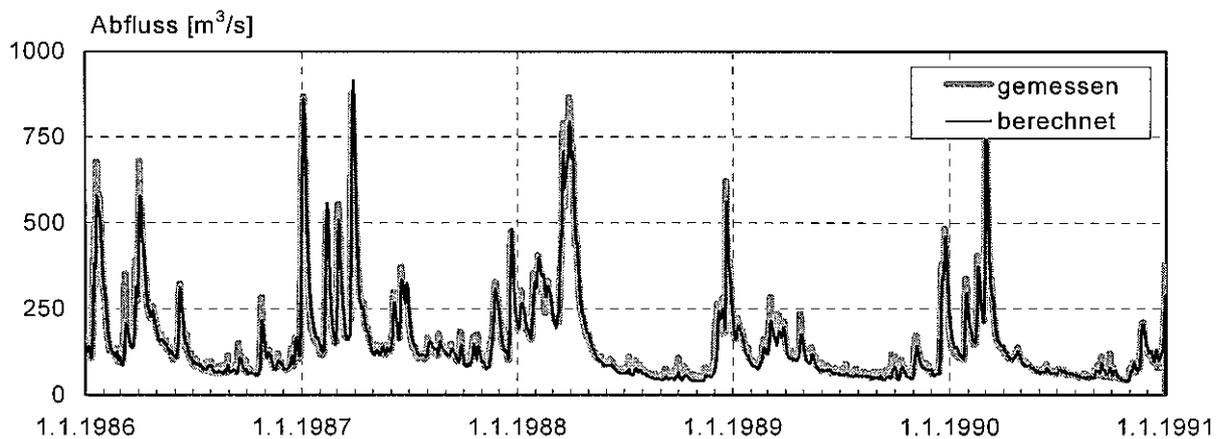


Abb. 4.12 Gemessene und mit LARSIM berechnete Abflüsse für den Pegel Karlshafen/Weser (Einzugsgebiet 14.794 km²), Verifizierungszeitraum

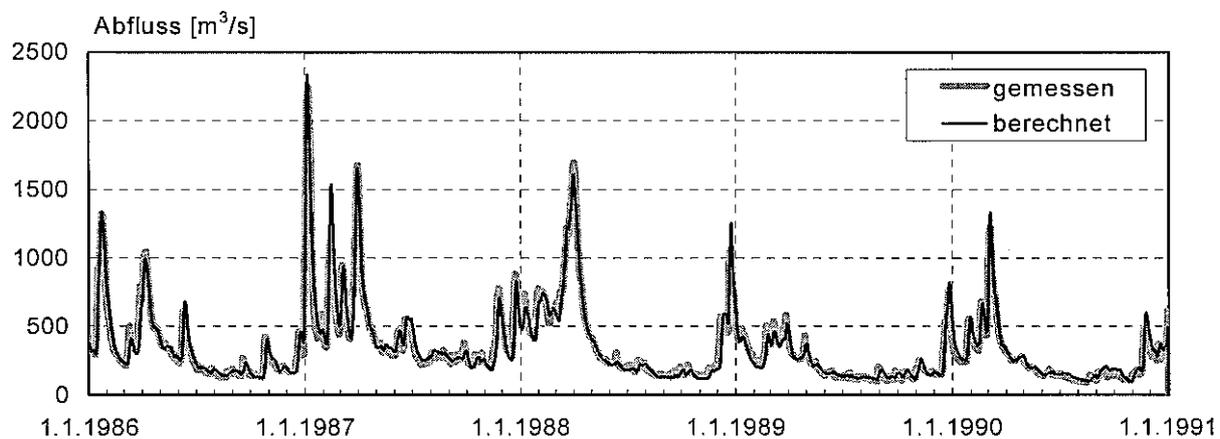


Abb. 4.13 Gemessene und mit LARSIM berechnete Abflüsse für den Pegel Intschede/Weser (Einzugsgebiet 37.788 km²), Verifizierungszeitraum

Bezogen auf die Modelleffizienz E_Q zeigt sich im Verifizierungszeitraum für alle erfassten Pegel eine gleich gute oder bessere Simulationsqualität als im Kalibrierungszeitraum. Die Modelleffizienz für den Pegel Intschede/Weser beträgt 0,95, für keinen der erfassten Pegel ergab sich eine Modelleffizienz unter 0,80. Die deutlichsten Verbesserungen in der Simulationsqualität ergaben sich für die Pegel Elvershausen/Rhume und Heinde/Innerste mit einer Erhöhung der Modelleffizienz von 0,75 auf 0,82 bzw. von 0,66 auf 0,80. Da der Abflussverlauf an diesen beiden Pegeln jedoch durch Talsperren im Oberlauf beeinflusst ist, könnte die Verbesserung der Simulationsgüte für diese Pegel möglicherweise auch durch Änderungen im Talsperrenbetrieb beeinflusst sein. Da keine Angaben zum Talsperrenbetrieb vorlagen, konnte dies jedoch nicht überprüft werden.

Eine weitere wichtige Prüfgröße bei der Modellverifizierung stellt der Vergleich zwischen den gemessenen und den berechneten Abflussfrachten an Pegeln dar, da er eine flächintegrierende Kontrolle der über das Modell berechneten aktuellen Verdunstung ermöglicht. Dieser Vergleich zeigt, dass die gemessenen Frachten von den berechneten an allen im Modell erfassten Pegeln um weniger als 10 Prozent voneinander abweichen. Für den ca. 38.000 km² erfassenden Pegel Intschede beträgt der Unterschied in den Abflussfrachten nur rund 1 Prozent. Die für den Verifizierungszeitraum berechneten Gütemaße zeigen somit eine gute Nachbildung der gemessenen Abflussganglinien über das Wasserhaushaltsmodell. Daraus kann u.a. auch geschlossen werden, dass die aktuelle Evapotranspiration als eine der maßgeblichen Komponenten im terrestrischen Wasserkreislauf mit einer für mesoskalige Wasserhaushaltsmodellierung hinreichenden Genauigkeit im Modell erfasst wird.

Die gegenüber dem Kalibrierungszeitraum insgesamt bessere Simulationsgüte kann möglicherweise darauf zurückgeführt werden, dass aufgrund der verwendeten Berechnungsstrategie (weiterrechnen über den Kalibrierungszeitraum heraus) realistischere Startwerte für die modellierten Speicherinhalte im Verifizierungszeitraum vorlagen, als dies mit den vorgegebenen Speicherinhalten bei der Modellkalibrierung der Fall war. Insgesamt werden in der Modellverifizierung die in der Kalibrierung ermittelten Werte für die Modellparameter sowie die Anwendbarkeit der verwendeten hydrologischen Modellansätze zur Berechnung des Wasserhaushaltes in einem großflächigem Einzugsgebiet bestätigt.

4.4.2 Modellverifizierung mit flächengemittelten Werten für die Kalibrierungsparameter

Abschließend wurde ein Berechnungslauf mit einheitlichen Werten der Kalibrierungsparameter für das gesamte Wesergebiet durchgeführt und ausgewertet. Dieser Berechnungslauf sollte als erster Testlauf Aufschluss darüber erbringen, inwieweit eine Übertragung mittlerer Modellparameter, wie sie später auch für das Ostsee-Einzugsgebiet geplant ist, zu brauchbaren Simulationsergebnissen führt.

Dazu wurde der Korrekturfaktor für die Umrechnung des punktuell gemessenen Niederschlages in den Gebietsniederschlag auf einen Wert von 1,00 gesetzt. Man unterstellt somit, dass mit dem vorhandenen Niederschlagsmessnetz der Gebietsniederschlag repräsentativ erfasst wird. Diese Annahme dürfte für Gebiete ohne zusätzliche Informationen zur Niederschlagsmessung zunächst am sinnvollsten sein. Für die übrigen Parameter wurden flächengewichtete Mittelwerte für die Berechnungen verwendet.

Die in Tabelle 4.9 zusammengestellten Angaben zur Simulationsgüte dieser Berechnungen für den Zeitraum von 1986 bis 1990 zeigen Folgendes: An etlichen Pegeln mit kleinerem Einzugsgebiet (z.B. Pegel Grebenau/Fulda, Schmittlotheim/Fulda, Elvershausen/Rhume und Greene/Leine) ergibt sich eine merkliche Reduzierung der Modelleffizienz und teilweise deutliche Abweichungen zwischen gemessener und berechneter Abflussfracht. Betrachtet man hingegen größere Einzugsgebiete ($> 10.000 \text{ km}^2$), so zeigt sich eine nahezu gleiche Modelleffizienz wie bei dem Berechnungslauf mit flächendifferenzierten Werten für die Kalibrierungsparameter. Die Abweichungen zwischen gemessener und berechneter Abflussfracht liegen für die Weserpegel Karlshafen, Bodenwerden, Porta und Dörverden noch im Bereich von 5%. Ursache hierfür dürfte sein, dass sich bei der großräumigeren Betrachtung die Effekte kleinräumigerer Variabilitäten herausmitteln.

Tab. 4.9 Angaben zur Simulationsgüte für den Verifizierungszeitraum, Berechnungslauf mit flächengemittelten Werten für die Kalibrierungsparameter

Pegel/Gewässer	Einzugsgebiet [km ²]	Anteil simuliertes EZG ¹⁾	LAG ²⁾ [Tage]	Gütemaße (1986 - 1990)			
				Bestimmtheitsmaß r ²	Modell-effizienz E _Q	log. Modell-effiz. E _{lnQ}	$\frac{\Sigma Q_{\text{ber}}}{\Sigma Q_{\text{gem}}}$
Letzter Heller/Werra	5.487	22 %	0	0,98	0,97	0,96	1,02
Grebenau/Fulda	2.975	100 %	-1	0,83	0,82	0,85	0,96
Schmittlotheim/Eder	1.202	100 %	-1	0,83	0,80	0,74	0,95
Guntershausen/Fulda	6.366	77 %	-1	0,92	0,91	0,88	1,02
Karlshafen/Weser	14.794	61 %	-1	0,97	0,97	0,96	0,98
Bodenwerder/Weser	15.929	64 %	-1	0,97	0,97	0,97	1,00
Porta/Weser	19.162	70 %	-1	0,97	0,97	0,97	1,00
Dörverden/Weser	22.128	74 %	-1	0,97	0,96	0,96	1,05
Elvershausen/Rhume	1.119	100 %	-1	0,88	0,40	0,71	1,22
Greene/Leine	2.920	100 %	0	0,86	0,61	0,81	1,16
Heinde/Innerste	899	100 %	-1	0,79	0,38	0,62	1,35
Schwarmstedt/Leine	6.453	100 %	0	0,87	0,72	0,84	1,17
Celle/Aller	4.387	63 %	0	0,91	0,85	0,90	1,05
Marklendorf/Aller	7.232	77 %	-1	0,91	0,77	0,79	1,22
Intschede/Weser	37.788	80 %	-1	0,95	0,92	0,94	1,09

¹⁾ sofern an Oberliegerpegeln die gemessene Abflussganglinien in das Modell übernommen wurde, wurde nur der Abfluss aus dem angegebenen Flächenanteil über das Modell simuliert

²⁾ LAG = Zeitverschiebung für die berechnete Abflussganglinie, bei der sich die beste Übereinstimmung zu den Messdaten ergibt

Als Folge der in Kap. 4.3.5.1 angesprochenen Problematik bei der Wasserbilanzierung für die Einzugsgebiete der Pegel Heinde/Innerste und Celle/Aller ergibt sich jedoch für den Pegel Intschede/Weser eine Abweichung zwischen gemessener und berechneter Abflussfracht von rund 9 Prozent.

Die Modellverifizierung mit flächengemittelten Werten der Modellparameter über das gesamte Untersuchungsgebiet ergibt somit für einige Pegel mit kleineren Einzugsgebieten ($< 2.000 \text{ km}^2$) eine deutlich geringere Modelleffizienz als im Berechnungslauf mit den flächendetaillierten Werten. Die Berechnungsergebnisse für größere Einzugsgebiete ($> 10.000 \text{ km}^2$) weisen jedoch nahezu die gleiche Modelleffizienz auf wie der Berechnungslauf mit den flächendetaillierten Kalibrierungsparametern. Dies gibt erste Hinweise darauf, dass bei großräumigen Betrachtungen durchaus eine ausreichende Simulationsqualität mit flächengemittelten Werten für Kalibrierungsparameter erzielbar ist. Eine Extrapolation dieser Aussage auf Gebiete außerhalb des Wesergebietes kann allerdings aus dieser Untersuchung nicht abgeleitet werden.

4.5 Berechnete Wasserbilanz für das Weser-Einzugsgebiet

Mit den Berechnungsläufen des Wasserhaushaltsmodells für das Weser-Einzugsgebiet können eine Vielzahl flächen- und zeitdetaillierter Informationen zu einzelnen Komponenten des landgebundenen Wasserkreislaufes bereitgestellt werden. Aus dem in Kapitel 4.4.1 beschriebenen Berechnungslauf für die Zeitreihe von 1981 bis 1990 (mit flächendifferenzierten Werten für die Kalibrierungsparameter) werden im Folgenden verschiedene Berechnungsergebnisse als Beispiel der möglichen Programmausgaben visualisiert.

Korrektur des systematischen Niederschlagsmessfehlers:

In LARSIM wird der gemessene Niederschlag um den windbedingten Messfehler sowie um die Benetzungs- und Verdunstungsverluste korrigiert. In Abbildung 4.14 ist als Beispiel hierfür die gemessene und die korrigierte Niederschlagssummenlinien für die DWD-Station Nr. 51147 dargestellt. Für diese Messstation ergab sich für den Zeitraum von 1984 bis 1987 eine Korrektur der Messwerte um rund 9 Prozent.

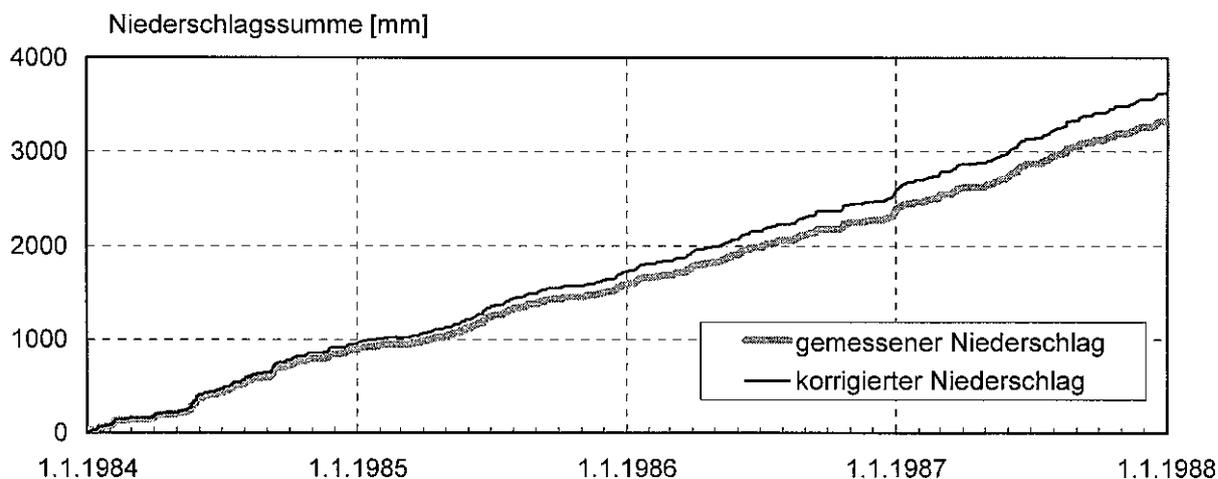


Abb. 4.14 Summenlinien für den gemessenen und den korrigierten Niederschlag, DWD-Station 51147

Berechnete Wasserhaushaltskomponenten für eine Landnutzungs-kategorie eines Teileinzugsgebietes:

Am Beispiel eines Teileinzugsgebietes im Fuldagebiet (Rasterfläche Nr. 42 in Abbildung 4.2), das eine mittlere Geländehöhe von 260 m+NN aufweist, sind für die Landnutzung Acker folgende berechnete Wasserhaushaltskomponenten dargestellt: Inhalt des Interzeptionsspeichers (Abb. 4.15), Inhalt des Bodenwasserspeichers (Abb. 4.16), aktuelle Evapotranspiration (Abb. 4.17) und Wasseräquivalent der Schneedecke (Abb. 4.18).

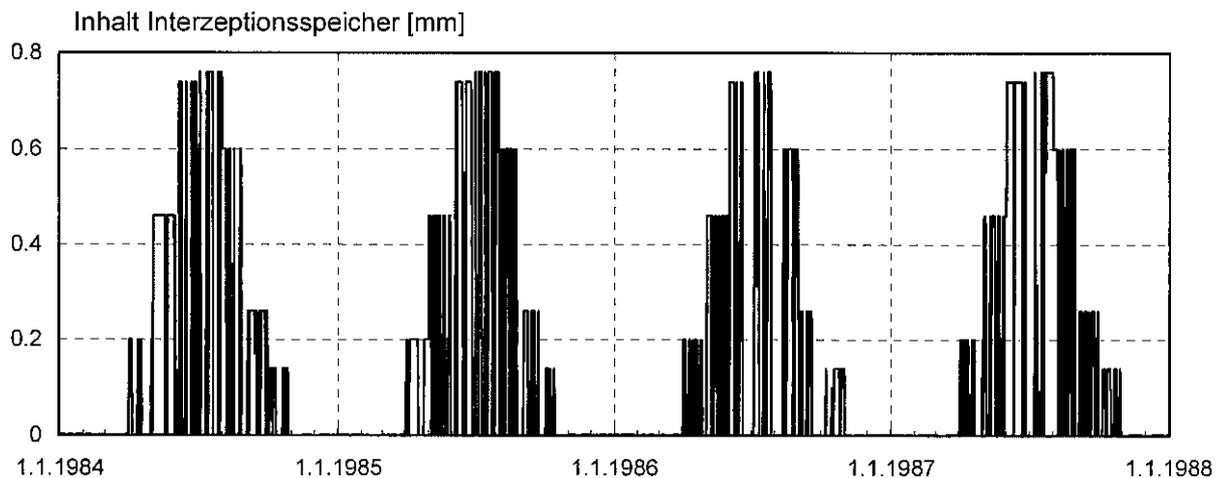


Abb. 4.15 Berechneter Inhalt des Interzeptionsspeichers für die Landnutzung Acker im Teileinzugsgebiet Nr. 42 des Wasserhaushaltsmodells Weser

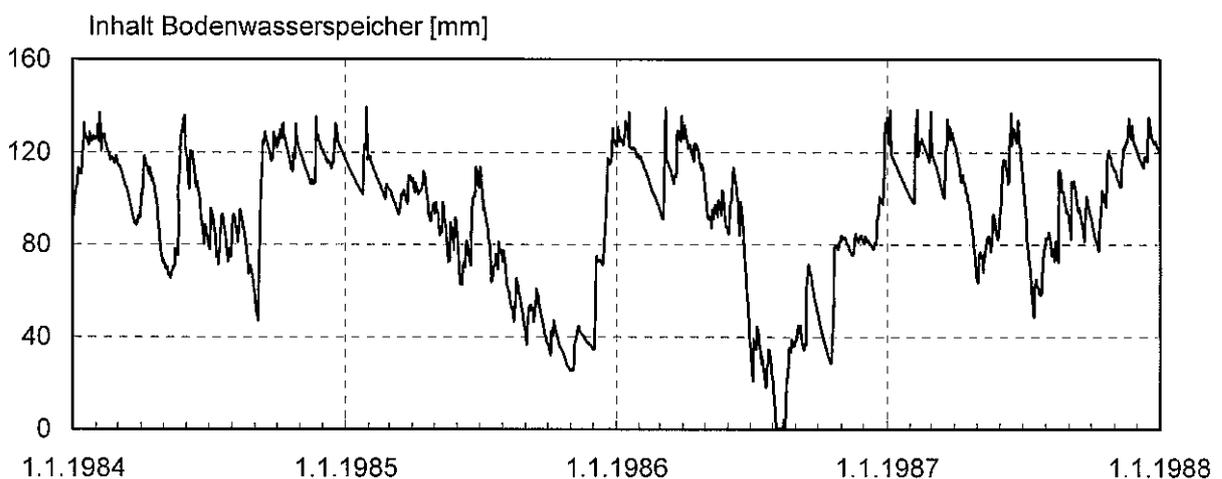


Abb. 4.16 Inhalt des Bodenwasserspeichers für die Landnutzung Acker im Teileinzugsgebiet Nr. 42 des Wasserhaushaltsmodells Weser

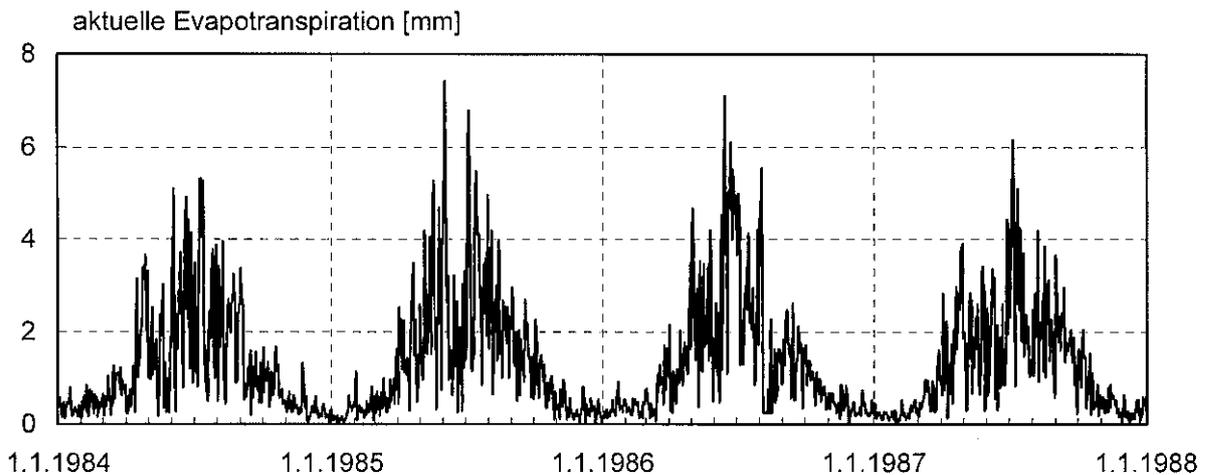


Abb. 4.17 Berechnete aktuelle Evapotranspiration für die Landnutzung Acker im Teileinzugsgebiet Nr. 42 des Wasserhaushaltsmodells Weser

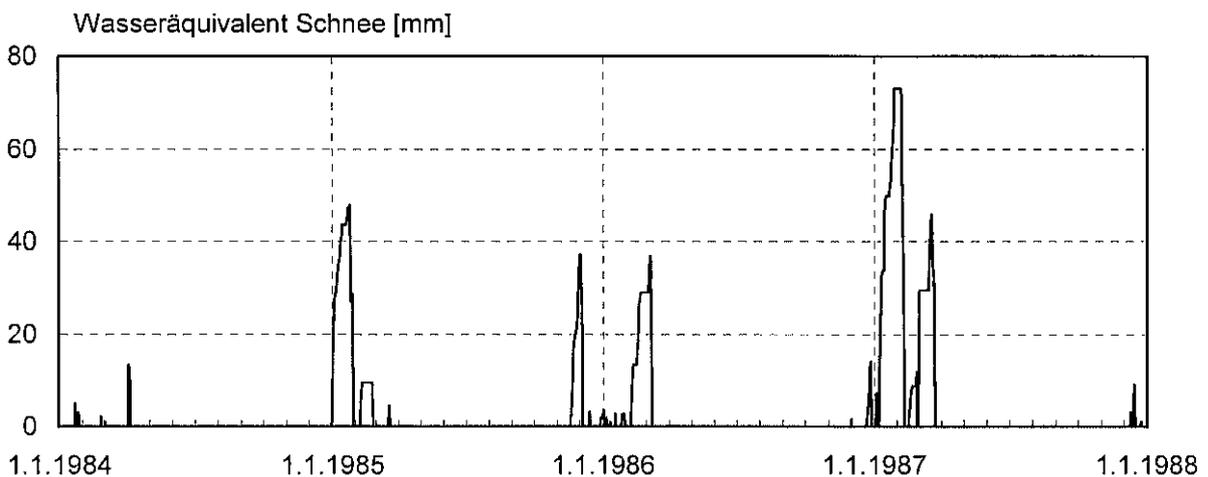


Abb. 4.18 Berechnetes Wasseräquivalent der Schneedecke für die Landnutzung Acker im Teileinzugsgebiet Nr. 42 des Wasserhaushaltsmodells Weser

Die o.g. berechneten Zeitreihen können beim Vorliegen entsprechender Messdaten (z.B. zur Bodenfeuchte oder zum Wasseräquivalent der Schneedecke) zur genaueren Kalibrierung der entsprechenden Teilmodelle verwendet werden.

Abflusskomponenten an Pegeln:

In LARSIM können modellintern die Flood-routing-Berechnungen so durchgeführt werden, dass die in den Teilgebieten gebildeten Abflusskomponenten für Grundwasserabfluss, Interflow und Direktabfluss auch im Gerinne seperat behandelt werden. Dadurch können auch für Pegel, die mehrere Teileinzugsgebiete erfassen, der über das Modell berechnete Verlauf der einzelnen Abflusskomponenten ausgegeben werden. Ein Beispiel hierzu ist in Abbildung 4.19 für den Pegel Grebenau/Fulda (Einzugsgebiet: 2.975 km²) dargestellt. In diesem Zusammenhang sei nochmals darauf hingewiesen, dass die hier gewählten Bezeichnungen "Direktabfluss", "Interflow" und "Grundwasserabfluss" nicht als Identifizierung von Her-

kunftsräumen zu verstehen sind, sondern als Synonyme für unterschiedlich schnell reagierende Fließsysteme in den gesättigten bzw. ungesättigten Boden- bzw. Gesteinskörpern.

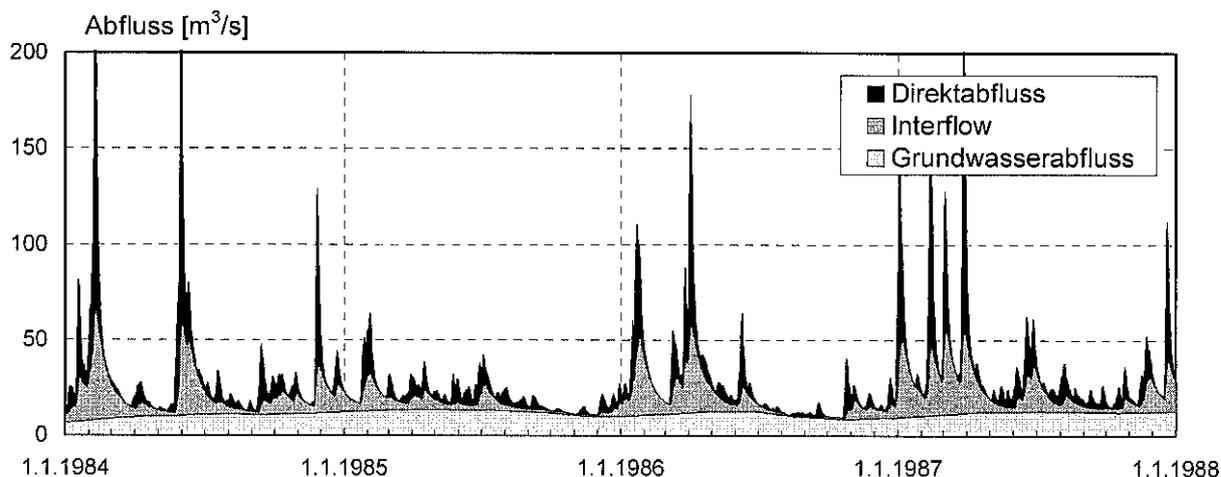


Abb. 4.19 Mit LARSIM berechnete Abflusskomponenten für Grundwasser, Interflow und Direktabfluss für den Pegel Grebenau/Fulda

Sofern Aussagen über die Abflussanteile, z.B. durch Tracermessungen vorliegen, könnte anhand dieser Zusatzinformationen eine abgesichertere Kalibrierung der Parameter für das Bodenwassermodell vorgenommen werden. Entsprechende Untersuchungen wurden u.a. von MEHLHORN, LINDENLAUB und LEIBUNDGUT (1997) für ein ca. 40 km² großes Einzugsgebiet im Südschwarzwald durchgeführt. Dabei wurden verschiedene Abflusskomponenten durch Tracer messtechnisch bestimmt und deren Anteile am Gesamtabfluss mit Berechnungsergebnissen von Niederschlags-Abfluss-Modellen verglichen.

Flächenbezogene Darstellungen zu Jahresmittelwerten der Wasserbilanz:

Die o.g. Berechnungsergebnisse des Wasserhaushaltsmodells können ebenfalls flächenbezogen dargestellt und so als Grundlage für wasserwirtschaftliche Planungsaufgaben verwendet werden. Solche flächenbezogenen Darstellungen sind insbesondere für den Niederschlag, die aktuelle Evapotranspiration sowie für die Abflussbildung von Interesse. Durch die Verifizierungen dieser flächenbezogenen Wasserhaushaltsgrößen mit den gemessenen Abflussdaten dürften diese Berechnungsergebnisse relativ gut mit den tatsächlichen mittleren Verhältnissen in den betrachteten Rasterflächen übereinstimmen.

Als Beispiel einer flächenbezogenen Darstellung von Berechnungsergebnissen ist in Abbildung 4.20 die mittlere aktuelle Evapotranspiration für das Wesergebiet als Jahresmittel der Zeitreihe von 1981 bis 1990 dargestellt.

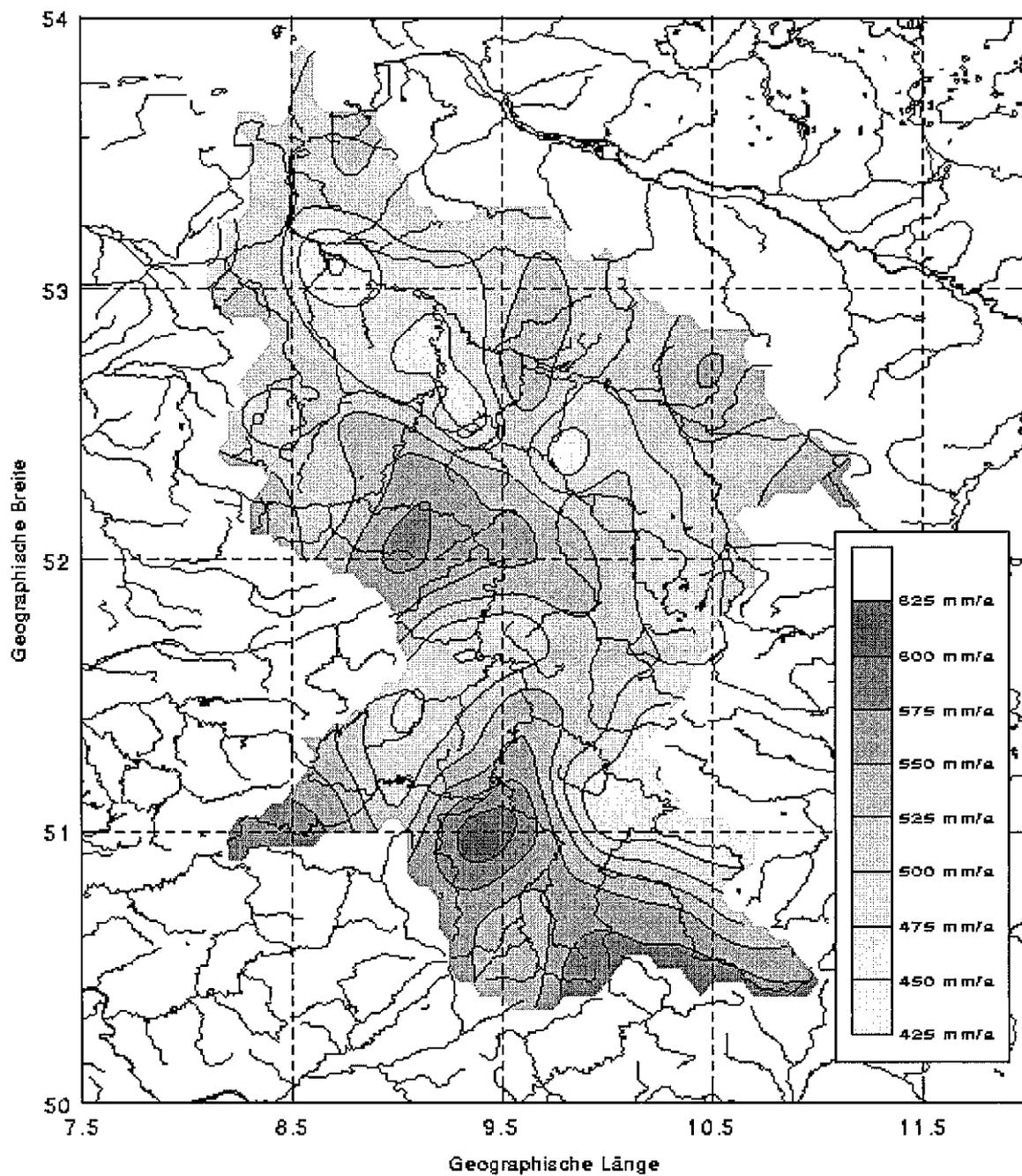


Abb. 4.20 Berechneter Jahresmittelwert der aktuellen Evapotranspiration für das Weser-Einzugsgebiet, Zeitreihe 1981 bis 1990

4.6 Berechnungstest für das Ostsee-Einzugsgebiet

Ziel der in Kapitel 4 beschriebenen Bearbeitung war der Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Ostsee-Einzugsgebiet und die Erprobung der Berechnungsansätze am Beispiel des Weser-Einzugsgebietes. Für das Wasserhaushaltsmodell des Ostsee-Einzugsgebietes war abschließend ein Lauffähigkeitstest vorgesehen, die Kalibrierung und Verifizierung dieses Modells bleibt hingegen weiteren Arbeiten vorbehalten.

Der Lauffähigkeitstest für das Ostsee-Einzugsgebiet wurde am Beispiel des rund 120.000 km² großen Oder-Einzugsgebietes durchgeführt. Dazu wurden die flächengemittelten Werte der Modellparameter für das Wesergebiet übernommen. Da im Rahmen dieser Arbeit keine Beschaffung hydrometeorologischer Messdaten für das Ostsee-Einzugsgebiet erfolgte, wurde der Lauffähigkeitstest für das Odergebiet auf Grundlage von gemessenen Klimadaten einer im Wesergebiet gelegenen Messstation durchgeführt. Die dabei berechnete (fiktive) Abflussganglinie für die Odermündung ist in Abbildung 4.21 dargestellt.

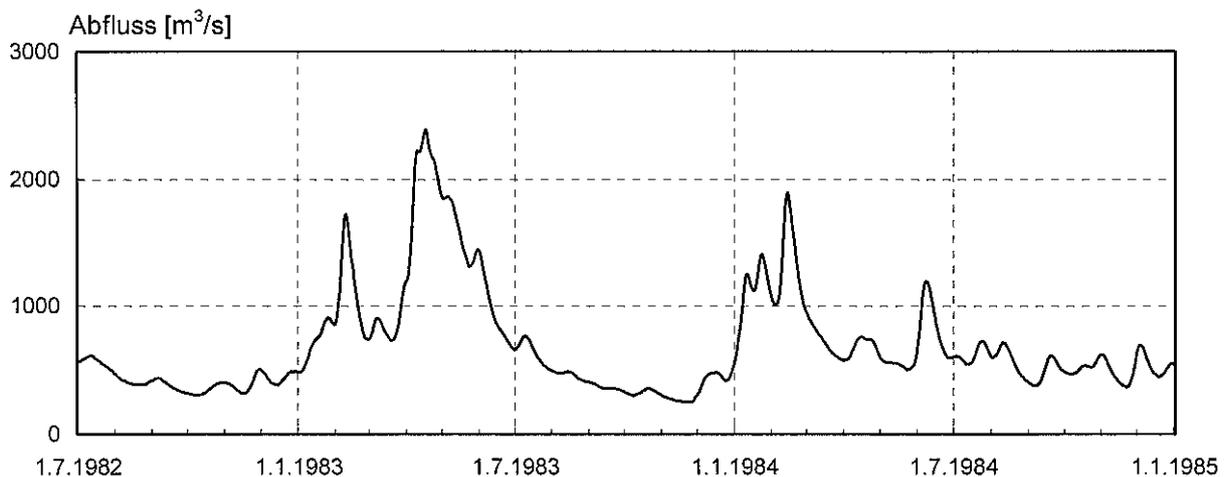


Abb. 4.21: Berechnete (fiktive) Abflussganglinie für die Odermündung

Die Berechnungsergebnisse zeigen die Lauffähigkeit des Wasserhaushaltsmodells für das Ostsee-Einzugsgebiet am Beispiel des Oder-Einzugsgebietes. Das Wasserhaushaltsmodell für das Ostsee-Einzugsgebiet stellt in der vorliegenden Form ein lauffähiges Modell dar, das jedoch nicht alle speziellen hydrologischen Eigenschaften des Untersuchungsgebietes erfasst. Insbesondere für Zonen mit Frostböden sowie die finnische Seenplatte sind die hydrologischen Verhältnisse stark vereinfacht erfasst, ebenso für geregelte Systeme (Talsperren) und Wasserüberleitungen. Eine Nachkalibrierung bzw. Verifizierung der Modellparameter anhand von Testgebieten innerhalb des Ostsee-Einzugsgebietes sowie ggf. der Einsatz zusätzlicher Modellbausteine wird daher vor einer weiterführenden Modellanwendung als notwendig angesehen.

5 Wasserhaushaltsmodell für das Neckargebiet

5.1 Zielsetzung bei der Wasserhaushaltsmodellierung für das Neckargebiet

Die Wasserwirtschaftsverwaltungen der Länder Baden-Württemberg und Bayern untersuchen gemeinsam mit dem Deutschen Wetterdienst im Vorhaben KLIWA die Auswirkungen möglicher Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt. Im Rahmen dieses Vorhabens werden u.a. Wasserhaushaltsmodelle erstellt, auf deren Basis die Auswirkungen geänderter Klimaverhältnisse auf den Wasserhaushalt quantifiziert werden können. Diese Untersuchungen werden für Baden-Württemberg auf Basis des Wasserhaushaltsmodells LARSIM durchgeführt. Dabei wird beabsichtigt, die rund 36.000 km² große Landesfläche von Baden-Württemberg flächendeckend mit einem rasterbasierten Wasserhaushaltsmodell zu erfassen.

Innerhalb des KLIWA-Vorhabens wurde in Baden-Württemberg zunächst das Wasserhaushaltsmodell für das Neckargebiet erstellt (LFU 1999b), das im vorliegenden Kapitel beschrieben wird. Als weiteres Modell im Rahmen von KLIWA liegt bereits das Wasserhaushaltsmodell für das Donaugebiet bis zur Illermündung vor (LFU 1999c).

Die im Rahmen von KLIWA erstellten Wasserhaushaltsmodelle decken zwar ähnlich wie das Wesermodell große Einzugsgebiete ab, sind aber räumlich wesentlich höher aufgelöst (Größe der Rasterflächen 1 km² anstelle 180 km²) und wurden auf der Basis von z.T. sehr detaillierten Datengrundlagen erstellt. Gründe für diese wesentlich höhere Flächenauflösung sind:

- Das Wasserhaushaltsmodell Baden-Württemberg soll auch für kleinere Flussgebiete (z.B. Flächengrößen bis hinunter zu rund 500 km²) Aussagen zu den Auswirkungen möglicher Klimaänderungen liefern.
- Das Wasserhaushaltsmodell Baden-Württemberg soll auch für weitere Fragestellungen einsetzbar sein, die hochaufgelöste Modelle erfordern (z.B. in einer Ausbaustufe für die operationelle Hochwasservorhersage).

Möglich wurde dieser Aufbau von hochaufgelösten Wasserhaushaltsmodelle nicht zuletzt durch die für Baden-Württemberg flächendeckend vorliegenden, räumlich hochaufgelösten Systemdaten für Geländehöhe, Landnutzung, Feldkapazität der Böden sowie ein digitales Gewässernetz.

In der vorliegenden Aufbaustufe der Wasserhaushaltsmodelle innerhalb von KLIWA ist die Zielsetzung eine möglichst gute Nachbildung des Niedrig- und Mittelwasserabflusses für den Ist-Zustand des Klimas. Eine Ausweitung der Bearbeitungen auf den Hochwasserabfluss sowie auf die Auswirkungen von Klimaszenarien soll in späteren Projektphasen erfolgen.

5.2 Modellaufbau

5.2.1 Datengrundlagen für den Aufbau des Wasserhaushaltsmodells für das Neckargebiet

Folgende, für das Wasserhaushaltsmodell Neckar benötigte digitale *Systemdaten* wurden von der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (LfU) zur Verfügung gestellt:

- Digitales Höhenmodell (30 m Raster, basierend auf photogrammetrischen Luftbilddauswertungen, Landesvermessungsamt Baden-Württemberg)
- Digitales Höhenmodell für den bayerischen Bereich des Neckargebietes (50 m Raster, Bayerisches Landesvermessungsamt)
- Digitales Höhenmodell für den hessischen Bereich des Neckargebietes (50 m Raster, Hessisches Landesvermessungsamt)
- Flächennutzung (Satellitenklassifizierung Landsat TM von 1993, 16 Landnutzungs-klassen, 30 m Raster)
- Nutzbare Feldkapazitäten der Böden, bezogen auf 1 m Tiefe (9 Klassen der Feldkapa-zität, basierend auf Kartiereinheiten der BÜK 200, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg)
- Vektorisiertes Flussnetz (digitalisiert auf Basis der TK 1 : 50.000 durch LfU)
- Digitale Grenzen von Einzugsgebieten (digitalisiert auf Basis der TK 1 : 50.000 durch LfU)

5.2.2 Flächeneinteilung und Nachbildung des Flussnetzes

Das Wasserhaushaltsmodell Neckar weist eine rasterbasierte Flächenaufteilung mit einer Kantenlänge von einem Kilometer auf. Die Rastergeometrie orientiert sich am Gauß-Krüger-Koordinatensystem (Bezugsmeridian 9° östlicher Länge), so dass die Rasterkanten jeweils parallel zu den Rechts- bzw. Hochwerten liegen. Diejenigen Rasterflächen, die zu mehr als 50% innerhalb des Neckargebietes liegen, werden im Modell erfasst. Es ergeben sich somit insgesamt 13.968 Teilflächen für das Wasserhaushaltsmodell Neckar.

Die Nachbildung des realen Flussnetzes durch das Modell (Vernetzung der Rasterflächen) wurde rechnerisch durch eine Verschneidung des digitalen Flussnetzes mit dem Modellraster ermittelt. Randbedingung dabei war, dass pro Rasterfläche nur ein Flusslauf berücksichtigt wird. In den wenigen Fällen, bei denen eine Rasterfläche von mehreren Flüssen durchquert wird, wird im Modell (in der Regel) der Fluss mit dem größeren Einzugsgebiet berücksichtigt. Für Rasterflächen, die durch das digitale Flussnetz nicht erfasst werden, wird die Vernetzung auf Basis des digitalen Höhenmodells berechnet.

Für jede Rasterfläche wurde rechnerisch *eine* Abflussrichtung festgelegt, die einer der acht Haupthimmelsrichtungen (Süd, Südost, Ost, Nordost, ...) entsprechen kann. Die rechnerisch aufgrund des digitalen Flussnetzes sowie des Höhenmodells berechnete Vernetzung der Rasterflächen wurde punktuell von Hand nachbearbeitet, um eine möglichst günstige Nachbildung der realen Verhältnisse zu erreichen. Das so ermittelte Schema der Fließvernetzung ist in Abbildung 5.1 dargestellt, einige Angaben zu den Systemdaten enthält Tabelle 5.1.

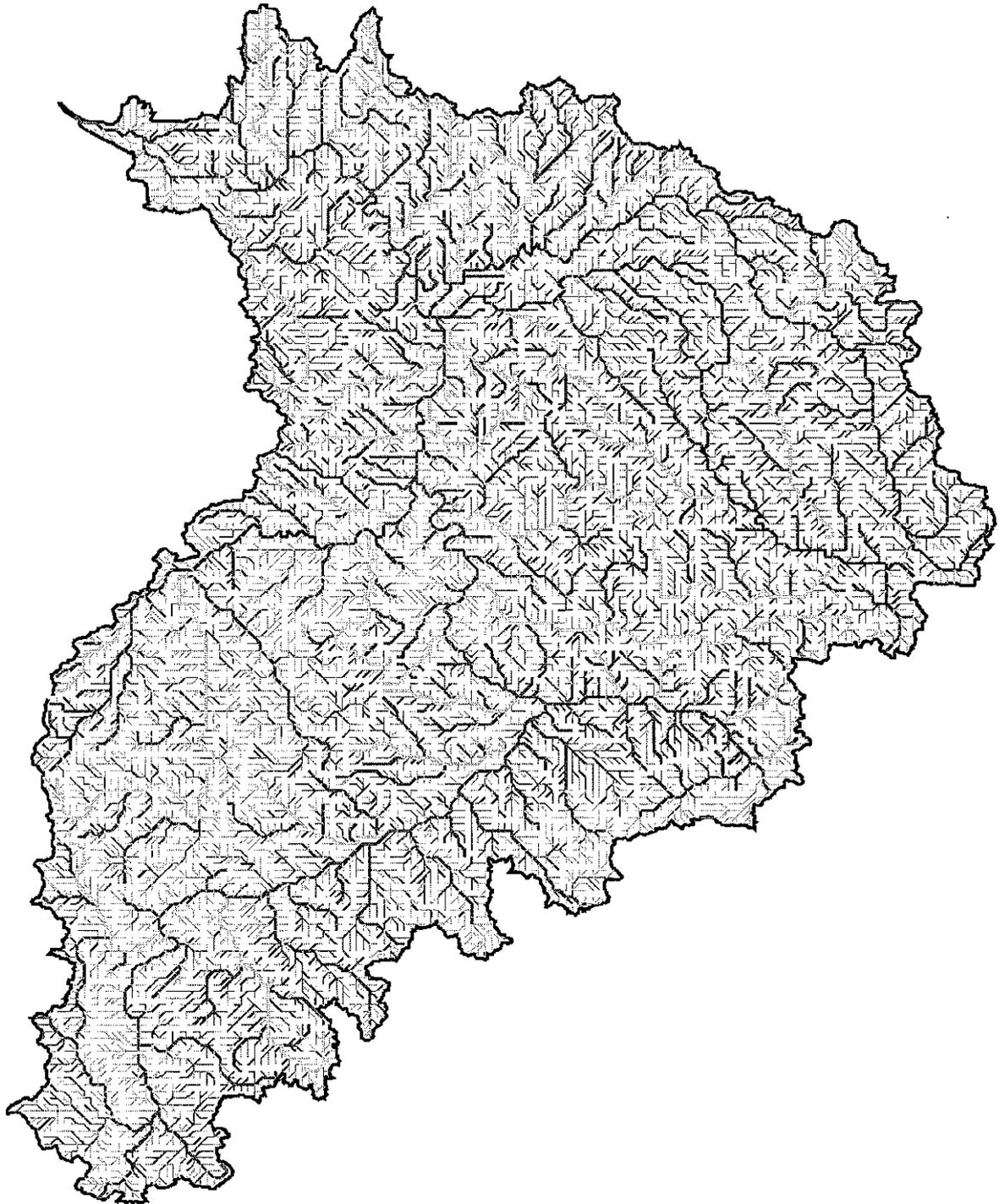


Abb. 5.1 Flächenvernetzung im Wasserhaushaltsmodell Neckar

Tab. 5.1 Angaben zu den Rasterflächen und zur Verknüpfung zwischen Rasterflächen und dem digitalen Flussnetz im Wasserhaushaltsmodell Neckar

Rasterflächen im Wasserhaushaltsmodell Neckar	Gesamtanzahl (= km ²)	davon: Quellgebiete	davon: Zwischen-Einzugsgebiete
Gesamt	13.968 (100%)	6.634 (47%)	7.334 (53%)
Rasterflächen mit Verknüpfung zum digitalen Flussnetz	8.785 (63%)	2.584 (29%)	6.201 (71%)
Rasterflächen ohne Verknüpfung zum digitalen Flussnetz	5.183 (37%)	4.050 (78%)	1.133 (22%)

In das so schematisierte Flussnetz wurden im nächsten Schritt die Standorte der 54 im Modell erfassten Pegel eingearbeitet. Aufgrund der Rasterung der Einzugsgebiete sowie der Schematisierung des Flussnetzes ergeben sich dabei Abweichungen zwischen dem realen Einzugsgebiet der Pegel und den entsprechenden Einzugsgebieten im Modell.

In Abbildung 5.2 sind die Flächenabweichungen zwischen den realen Pegeleinzugsgebieten und den entsprechenden Einzugsgebieten im Modell dargestellt. Dabei zeigt sich, dass die durch die Schematisierung bewirkten Flächenabweichungen bei Einzugsgebieten größer als einigen hundert km² bei maximal 1 Prozent liegen und damit vernachlässigbar sind. Bei kleineren Einzugsgebieten, insbesondere bei den Pegeleinzugsgebieten unter 50 km² treten hingegen Abweichungen zwischen 2 und 7 Prozent auf, so dass für solche Flächengrößen die Flächenabweichungen beim Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Abflussganglinien mit beachtet werden müssen.

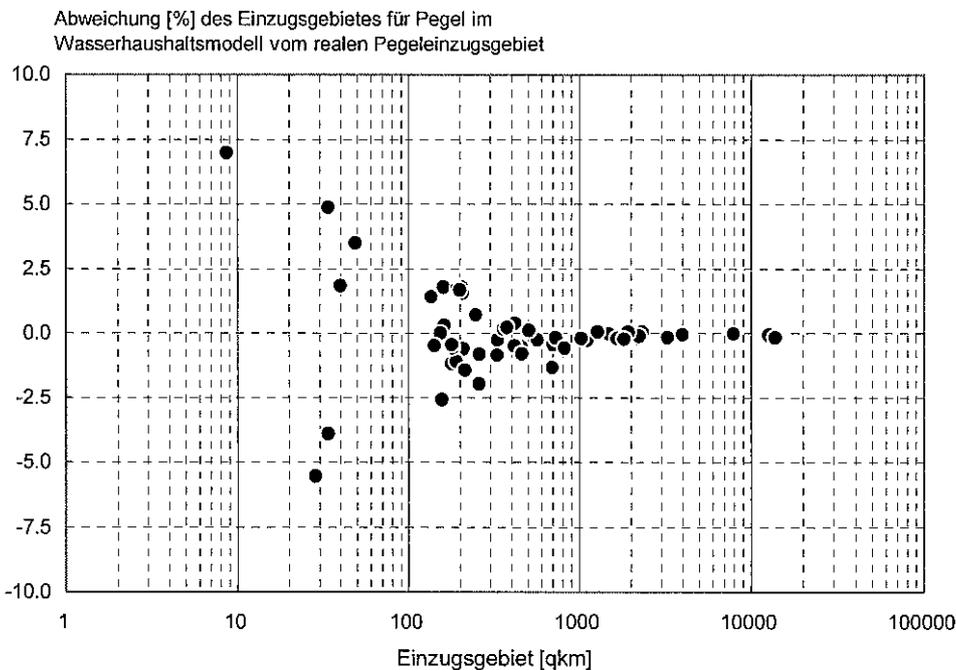


Abb. 5.2 Abweichung des gerasterten Einzugsgebietes für Pegel im Wasserhaushaltsmodell Neckar vom natürlichen Einzugsgebiet als Folge von Flächen-rasterung und Flussnetzschematisierung

5.2.3 Ermittlung gerinnebezogener Daten

Die für das Wasserhaushaltsmodell erforderlichen gerinnebezogenen Daten wurden wie folgt ermittelt:

Die *Länge der Gewässerteilstrecke* pro Rasterfläche ist bei Rasterflächen, die durch das digitale Flussnetz erfasst werden, gleich der Länge der jeweils zugeordneten Flussstrecke im digitalen Gewässernetz. Sofern die Rasterfläche nicht mit dem digitalen Flussnetz verbunden ist, wird die Länge der Gewässerteilstrecke gleich dem Abstand zwischen den Mittelpunkten der aktuellen und der flussabwärts gelegenen Rasterfläche gesetzt.

Das gesamte, im Wasserhaushaltsmodell Neckar erfasste Gewässernetz umfasst eine Länge von 8.853 km, davon entfallen rund 355 Kilometer auf den Neckar von der Quelle bis zur Mündung. Die Längenabweichung zwischen der im digitalen Flussnetz gegebenen Flusslänge des Neckars und der Summe aller Gewässerteilstrecken des Neckars im Wasserhaushaltsmodell liegt bei rund ein Prozent. Weitere Angaben zu den Gewässerteilstrecken pro Rasterfläche sind in Tabelle 5.2 zusammengestellt.

Tab. 5.2 Modelltechnische Angaben zu den im Wasserhaushaltsmodell Neckar erfassten Gewässerteilstrecken

Angaben zu Gewässerteilstrecken (GTS) pro Rasterfläche		Minimal	Mittel	Maximal	Summe
Länge	Alle Rasterflächen	12 m	1.207 m	4.188 m	8.853 km
	- davon: im Bereich dig. Flussnetz	12 m	1.225 m	4.188 m	7.594 km
	- davon: im Bereich Höhenmodell	1.000 m	1.111 m	1.414 m	1.259 km
Gefälle*	Alle Rasterflächen	0,2 ‰	22 ‰	221 ‰	-
	- davon: im Bereich dig. Flussnetz	0,2 ‰	20 ‰	221 ‰	-
	- davon: im Bereich Höhenmodell	0,2 ‰	31 ‰	160 ‰	-

* In der vorliegenden Ausbaustufe des Wasserhaushaltsmodells wird das Gefälle der Gewässerteilstrecken gleich dem mittleren Talweggefälle gesetzt, Stauhaltungen und Abstürze sind derzeit nicht berücksichtigt

Das *Gefälle der Gewässerteilstrecken* wird in dieser Ausbaustufe des Wasserhaushaltsmodells gleich dem Gefälle des Talweges gesetzt, d.h. die gefällemindernde Wirkung von Abstürzen oder ähnlichen Einbauten im Gewässer wird hier nicht berücksichtigt.

Zur Bestimmung des Talweggefälles wurde für Rasterzellen, die mit dem digitalen Flussnetz verbunden sind, zunächst an den beiden Schnittkanten des digitalen Flusslaufes mit der Rasterkante (Zu- und Abfluss für die Rasterfläche) die Geländehöhe aus dem Höhenmodell entnommen und anschließend das Gefälle aus der entsprechenden Höhendifferenz und der Flusslänge berechnet. Sofern die Rasterfläche nicht mit dem digitalen Flussnetz verbunden ist, wird das Gefälle über die niedrigsten Geländepunkte der flussaufwärts und flussabwärts liegenden Rasterflächen sowie den entsprechenden Fließlängen berechnet.

In LARSIM wird die *Geometrie des Gewässerquerschnittes* vereinfacht durch ein Doppeltrapezprofil, bestehend aus Hauptbett mit linken und rechten Vorland, sowie den dazugehörigen Böschungen abgebildet. Da die entsprechenden Querprofilaten nicht komplett für die im Wasserhaushaltsmodell Neckar erfassten Gerinnestrecken vermessen sind bzw. digital vorliegen, werden sie in dieser Ausbaustufe des Wasserhaushaltsmodells in vereinfachter Form nach dem morphologischen Ansatz von LEOPOLD & MADDOCK (1953) und ZELLER (1965) abgeschätzt (vgl. Kapitel 4.2.3). Die hierzu erforderlichen Werte des gerinnebildenden Abflusses HQ_2 für alle Gewässerteilstrecken des Wasserhaushaltsmodells Neckar wurden auf Basis einer Korrelation zwischen statistisch ermittelten Hochwasserscheitelwerten für Pegel (LFU, 1999a) sowie der jeweiligen Einzugsgebietsfläche der Pegel ermittelt (Abb. 5.3).

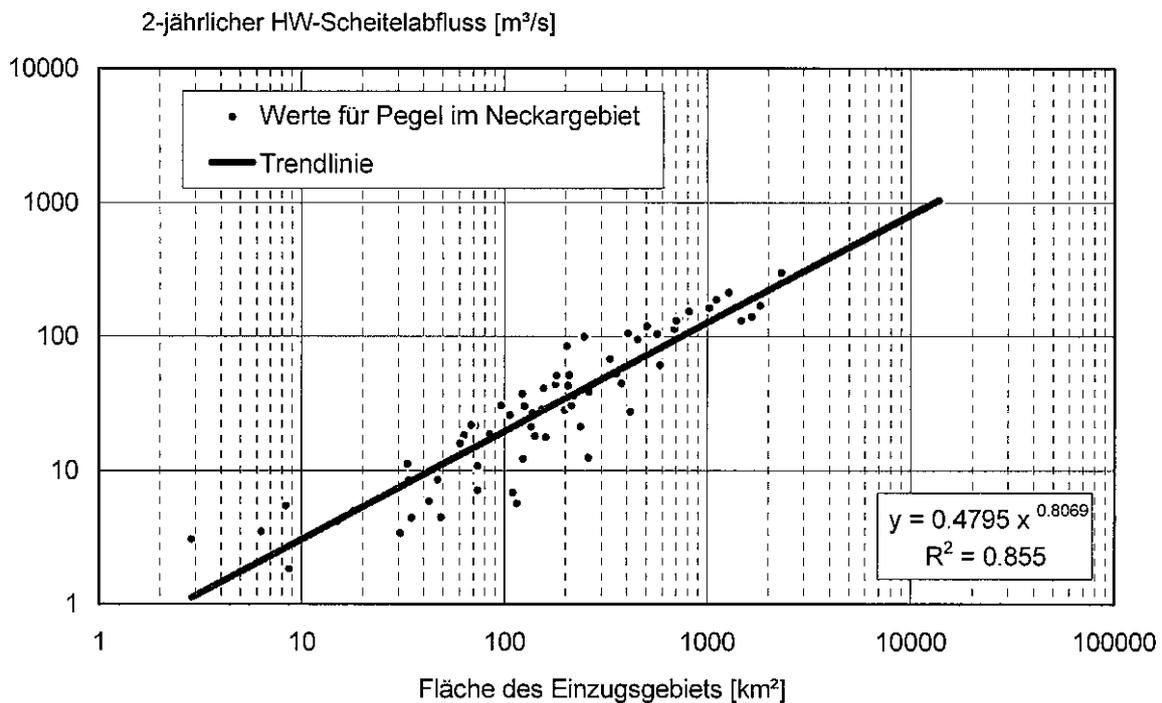


Abb. 5.3 Beziehung zwischen Einzugsgebietsflächen und 2-jährlichen Hochwasserabfluss für Pegel im Neckargebiet (Datengrundlage: LFU 1999a)

Die Breiten des linken und rechten Vorlandes wurden mangels anderer Daten vorerst gleich der Sohlbreite des Hauptbettes gesetzt. Bei Vorliegen zusätzlicher Informationen können auch andere Vorlandbreiten im Modell berücksichtigt werden. Die Böschungsneigungen beziehen sich auf eine Annäherung der tatsächlichen Profilform durch ein Doppel-Trapez-Profil. Für das Hauptbett wurden im gesamten Untersuchungsraum vorerst die Böschungsneigungen mit 1,5 (Breite Böschung/Höhe Böschung), für die Vorländer mit 5 (Breite Böschung/Höhe Böschung) angenommen.

Die *Rauhigkeitsbeiwerte* (nach Manning-Strickler) für das Hauptbett bzw. die Vorländer der Flussstrecken wurden zunächst für alle im Modell erfassten Flussstrecken auf einen Wert von $30 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ (Hauptbett) bzw. $20 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ (Vorländer) gesetzt. Dies liegt im Bereich häufig in der Literatur angegebener Werte der Rauhigkeitsbeiwerte für natürliche Flüsse mit mäßigem Geschiebe und für Vorländer.

5.2.4 Ermittlung flächenbezogener Daten

Die für das Wasserhaushaltsmodell erforderlichen flächenbezogenen Daten wurden wie folgt ermittelt:

Die Flächenanteile der *Landnutzungen* pro Rasterfläche wurden durch eine Verschneidung des Landsat-Datensatzes mit dem Modellraster berechnet. Im Landsat-Datensatz sind die in Tabelle 5.3 aufgeführten 16 Landnutzungsklassen enthalten.

Die nach Landsat als bebaut klassifizierten Flächen werden in LARSIM zunächst in unterschiedliche Landnutzungsklassen aufgegliedert, für die dann die vertikalen Wasserbewegungen jeweils getrennt berechnet werden. Diese Aufgliederung wird aufgrund der folgenden, geschätzten Verhältnisse vorgenommen:

Siedlung, dicht = 50% versiegelt, 35% Wiese, 15% Mischwald

Siedlung, locker = 30% versiegelt, 50% Wiese, 20% Mischwald

versiegelt = 100% versiegelt

Tab. 5.3 Im Wasserhaushaltsmodell Neckar berücksichtigte Landnutzungsklassen und deren Flächenanteile im Neckargebiet

Landnutzung		Flächenanteil pro Rasterfläche		
		mittel	min.	max.
1	Siedlung, dicht	2,3%	0%	76%
2	Siedlung, locker	5,8%	0%	75%
3	Großflächig versiegelte Bereiche (Industrie etc.)	0,9%	0%	76%
4	Ackerflächen	24,1%	0%	100%
5	Weinbauflächen	2,1%	0%	76%
6	Intensivobstbau (incl. diverser Strauchobstflächen)	0,2%	0%	6%
7	Brachflächen (bewachsen)	3,6%	0%	40%
8	Unversiegelte, unbewachsene Flächen	0,3%	0%	42%
9	Intensives Grünland	14,7%	0%	84%
10	Feuchtf Flächen	0,04%	0%	32%
11	Extensives Grünland	0,5%	0%	43%
12	Locker baumbestanden (Streuobst, Kleingärten u.ä.)	7,1%	0%	85%
13	Nadelwald	19,0%	0%	100%
14	Laubwald	5,4%	0%	78%
15	Sonstige Waldflächen (Mischwald)	13,7%	0%	93%
16	Wasserflächen	0,3%	0%	31%

Der niedrigste bzw. höchste *Geländehöhe* innerhalb jeder Rasterfläche wurde auf Basis des digitalen Höhenmodells ermittelt. Die Geländehöhen im Neckargebiet liegen danach zwischen 90 m+NN und 1.006 m+NN, die mittlere Geländehöhe beträgt 429 m+NN.

Die *nutzbare Feldkapazität der Böden* für 1 m Tiefe wird für jede Landnutzungs-kategorie innerhalb der Rasterflächen getrennt ausgewertet und dient als Eingangsgröße bei der Modellierung des Bodenwasserhaushaltes. Die nutzbaren Feldkapazitäten liegen zwischen 50 und 250 mm. Für größere Siedlungsflächen enthält der Datensatz keine Angaben zur nutzbaren Feldkapazität. Rasterzellen in diesem Bereich wird die mittlere nutzbare Feldkapazität der jeweils flussaufwärts gelegenen Nachbarzelle zugewiesen.

5.2.5 Einarbeitung von Daten zu Wasserüberleitungen

Im Wasserhaushaltsmodell Neckar sind die Bilanzen für Wasserein- und -überleitungen für 46 durch Pegel definierte Teileinzugsgebiete des Neckars erfasst. Diese Bilanzen wurden berechnet aus der Summe der anthropogenen Wassereinleitungen in das jeweilige Einzugsgebiet minus der Summe der anthropogenen Wasserausleitungen aus dem betrachteten Gebiet.

Datengrundlage waren dabei die mittleren jährlichen Wasserüberleitungen der Jahre 1992 bis 1996 (LFU 1997). Für die Jahre 1992 bis 1996 ergibt die Bilanz der Wasserein- und -überleitungen für das gesamte Neckargebiet bis zum Pegel Ziegelhausen eine anthropogene Wassereinleitung von rund $6,3 \text{ m}^3/\text{s}$, die u.a. durch Fernwasserversorgungen wie die Landeswasserversorgung bzw. die Bodensee-Wasserversorgung bedingt ist.

5.3 Modellkalibrierung

5.3.1 Hydrometeorologische Daten

Vom Deutschen Wetterdienst wurden Tageswerte für Niederschlag, Luftdruck, Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Sonnenscheindauer für die entsprechenden Messstationen im Neckargebiet sowie in den umliegenden Randbereichen zur Verfügung gestellt. Insgesamt wurden folgende meteorologische Daten verwendet: Niederschlagsdaten von 181 Messstationen, Lufttemperatur von 66 Messstationen, Windgeschwindigkeit von 22 Messstationen und 36 Stationen mit Schätzwerten, Sonnenscheindauer von 34 Messstationen, relative Luftfeuchte von 66 Messstationen und Luftdruck von 11 Messstationen.

Als weitere Messdaten wurden von der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg Abflussdaten für 141 Pegel im Neckareinzugsgebiet, davon 138 Landespegel und 3 Bundespegel, zur Verfügung gestellt. Hieraus wurden in Abstimmung mit der LfU 54 Pegel ausgewählt, unter dem Gesichtspunkt einer möglichst gleichmäßigen Erfassung von Teilregionen innerhalb des Neckargebietes und bei bevorzugter Berücksichtigung von Pegeln mit guter Datenqualität insbesondere im Niedrig- und Mittelwasserbereich sowie von hydrologisch wichtigen Pegeln (wie z.B. Mündungspegel von Neckarzuflüssen, Auslaspegel von Talsperren sowie Neckarpegel).

5.3.2 Vorgehensweise bei der Modellkalibrierung

Die Kalibrierung eines Wasserhaushaltsmodells sollte in erster Linie anhand von Pegeln mit einer besonders guten Datenqualität vorgenommen werden. Für die vorliegende Untersuchung wurde als Kriterium für die Datenqualität der Pegel die interne GüteEinstufung der LfU für die Abflusskurve im Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbereich zugrunde gelegt. Pegel mit einer schlechten bzw. unsicheren Datenqualität wurden nicht für die Kalibrierung verwendet.

Zeitfenster für die Kalibrierung war die Zeitreihe von 1988 bis 1991. Damit sich die (geschätzten) Startfüllungen der modellinternen Wasserspeicher nicht mehr im o.g. Kalibrierungszeitraum auswirken, wurde der Simulationsbeginn für die Berechnungsläufe auf den 1.1.1987 festgelegt, d.h. es wurde ein Jahr Vorlauf zum Einschwingen des Modells gerechnet. Folgende Startwerte wurden für die Füllung der modellinternen Wasserspeicher eingesetzt:

- Interzeptionsspeicher: leer
- Wasseräquivalent der Schneedecke: Null (keine Schneedecke)
- Füllung des Bodenwasserspeichers: 85% der maximalen Füllung
- Füllung der Gebietsspeicher für Grundwasser, Interflow und Direktabfluss: Ermittelt aus dem Abfluss an Pegeln zum Simulationsbeginn, wobei der Anteil der Abflusskomponenten am Gesamtabfluss vereinfacht abgeschätzt wurde.

Für das Wasserhaushaltsmodell Neckar wurden anschließend sieben Modellparameter kalibriert. Bezogen auf die einzelnen hydrologischen Teilprozesse waren dies die folgenden Modellparameter:

- *Umrechnung meteorologischer Daten* von den Messstationen auf die Teilgebiete:
 - Korrekturfaktor Niederschlag

Mit diesem Korrekturfaktor kann u.a. die Verwendung von nicht gebietsrepräsentativen Niederschlagsstationen bei der Berechnung des flächenhaften Niederschlages ausgeglichen werden. Er ist nicht zu verwechseln mit der Korrektur des systematischen Niederschlagsmessfehlers (Windverdriftung, Verdunstungs- und Benetzungsverluste), die ebenfalls durchgeführt wird.
- *Bodenwasserspeicherung*
 - Drainageindex tiefer Bodenspeicher
 - Faktor für den Drainageindex mittlerer Bodenspeicher
 - Formparameter der Bodenfeuchte-Sättigungsflächen-Funktion
- *Lateraler Wassertransport in der Fläche*
 - Parameter für die Rückhaltekonstante Grundwasserspeicher
 - Parameter für die Rückhaltekonstante Interflow
 - Parameter für die Rückhaltekonstante Direktabfluss

Für die hydrologischen Teilprozesse Interzeption, Evapotranspiration, Akkumulation und Ablation von Schnee sowie Translation und Retention im Gerinne wurden keine Parameter kalibriert, sondern die Parametrisierung aus der Literatur übernommen (s. Kapitel 3.1).

Bei der Kalibrierung des Wasserhaushaltsmodells Neckar werden die an Pegeln gemessenen Abflussganglinien nur für die Ermittlung der Simulationsqualität verwendet und gehen nicht in die weiteren Berechnungen des Modells ein. Zusätzlich wird versucht, für die Modellparameter über größere Gebietsteile einheitliche Werte zu ermitteln. Der Vorteil dieser Vorgehensweise wurde bereits für das Wesergebiet beschrieben (Kapitel 4.3.4).

Abweichend von der zuvor beschriebenen Vorgehensweise wurden jedoch aus den im Folgenden genannten Gründen für drei Pegel die gemessenen Abflussganglinien in das Modell als Eingangsdaten für die flussabwärts gelegenen Gewässerstrecken eingelesen:

- Pegel Schömberg-Ablauf (Einzugsgebiet 33,6 km²) und Pegel Erzgrube-Auslauf (Einzugsgebiet 39,7 km²), um die Abflussregelung durch die jeweiligen Talsperren im Modell zu berücksichtigen, sowie
- Pegel Unterkochen/Weißer Kocher (Einzugsgebiet 8,6 km²), da eine modelltechnische Nachbildung von Karstquellen in der beschriebenen Aufbaustufe des Wasserhaushaltsmodells nicht vorgesehen war.

Die Werte der Kalibrierungsparameter werden für alle Rasterflächen innerhalb der Teileinzugsgebiete zwischen Pegeln als gleich angesehen, da keine Zusatzinformationen vorliegen, die eine flächendifferenziertere Bestimmung der Parameter erlauben. Dennoch ergeben sich für die einzelnen Rasterflächen innerhalb eines Pegeleinzugsgebietes unterschiedliche hydrologische Eigenschaften, da die hydrologischen Teilmodelle z.T. mit den rasterspezifischen Gebietskenndaten verknüpft sind (z.B. den Höhenverhältnissen, s. Formel 3.56 und 3.57). Die Werte der einzelnen Kalibrierungsparameter wurden wie folgt ermittelt:

Korrekturfaktor Niederschlag:

Der Korrekturfaktor zur Umrechnung der punktuell gemessenen Niederschläge auf die Verhältnisse in den Rasterflächen wurde so angepasst, dass sich im Untersuchungszeitraum eine gute Übereinstimmung von gemessener und berechneter Abflussfülle an Pegeln ergibt. Damit kann u.a. die Verwendung von nicht gebietsrepräsentativen Niederschlagsstationen bei der Berechnung des flächenhaften Niederschlages ausgeglichen werden. Der Wertebereich des Korrekturfaktors wurde auf [0,90 bis 1,10] eingeschränkt.

Drainageindex tiefer Bodenspeicher und Parameter für die Rückhaltekonstante des Grundwasserspeichers:

Der Drainageindex tiefer Bodenspeicher und der Kalibrierungsparameter für die Rückhaltekonstante des Grundwasserspeichers wurde so gewählt, dass sich in Niedrigwasserphasen eine möglichst gute Übereinstimmung zwischen gemessener und berechneter Abflussganglinie ergab.

Drainageindex D_{\max} des Bodenspeichers und Parameter für die Rückhaltekonstante des Interflowspeichers:

Der Drainageindex D_{\max} des Bodenspeichers und der Kalibrierungsparameter für die Rückhaltekonstanten des Interflowspeichers wurden so gewählt, dass sich im Mittelwasserbereich bzw. im abklingenden Bereich größerer Hochwasser eine möglichst gute Übereinstimmung zwischen gemessener und berechneter Abflussganglinie ergab.

Formparameter der Bodenfeuchte-Sättigungsflächen-Funktion und Parameter für die Rückhaltekonstante des Direktabflussspeichers:

Der Formparameter der Bodenfeuchte-Sättigungsflächen-Funktion und der Kalibrierungsparameter für die Rückhaltekonstante des Direktabflussspeichers wurden so gewählt, dass sich im Hochwasserbereich eine möglichst gute Übereinstimmung zwischen gemessener und berechneter Abflussganglinie ergab.

Zielkriterium bei der Kalibrierung ist eine möglichst gute Übereinstimmung zwischen den über das Wasserhaushaltsmodell berechneten Abflüssen mit den entsprechenden Messwerten an Pegeln insbesondere im Niedrig- und Mittelwasserbereich. Die Simulationsqualität wird dabei anhand von statistischen Gütemaßen (Bestimmtheitsmaß und Modelleffizienz nach Nash/Sutcliffe, s. Kapitel 3.4) quantifiziert.

5.3.3 Ergebnisse der Modellkalibrierung

Die kalibrierten Werte für die Modellparameter zeigten für drei Modellparameter (Drainage-Index β und D_{\max} des Bodenspeichers sowie Parameter für die Rückhaltekonstante des Interflowspeichers) einen Schwankungsbereich innerhalb des Neckargebietes im Rahmen einer Größenordnung (Faktor 10), die Schwankungsbereiche der übrigen vier Modellparameter lagen zwischen 1,2 bis 2,0.

Diese, für das naturräumlich komplexe Neckargebiet insgesamt als moderat zu beurteilende Schwankungsbreite deutet darauf hin, dass mit den im Wasserhaushaltsmodell berücksichtigten Systemkenngrößen (wie z.B. Landnutzung, Relief und Feldkapazität) schon eine relativ gute Nachbildung der regionalen Wasserhaushaltscharakteristik und ihrer bestimmenden Faktoren gelungen ist.

Eine Analyse möglicher Zusammenhänge zwischen den ermittelten Werten für die kalibrierten Modellparameter und weiteren Geofaktoren wie z.B. hydrogeologischen Durchlässigkeitsklassen bzw. geologischen Einheiten war in der vorliegenden Ausbaustufe nicht vorgesehen. Lediglich auf die ermittelten Werte für den Korrekturfaktor zur Umrechnung des punktuell gemessenen Niederschlages auf die Teilgebiete sei kurz eingegangen, da er eine maßgebliche Korrekturgröße für die Wasserbilanz darstellt. Dieser Korrekturfaktor weist ein flächengewichtetes Mittel von 0,96 auf, d.h. im Mittel wurde der gemessene Niederschlag (nach der Korrektur um die Messfehler durch Windeinfluss sowie Verdunstungs- und Benetzungsverluste) nahezu unverändert für die Ermittlung des Gebietsniederschlages verwendet.

Vergleich gemessener und berechneter Abflussganglinien:

Eine vergleichende Darstellung für die berechnete und die gemessene Abflussganglinie im Kalibrierungszeitraum für den mit 12.676 km² nahezu das gesamte Neckargebiet erfassenden Pegel Rockenau/Neckar zeigt Abbildungen 5.4. Da eine tabellarische Darstellung der Gütemaße für die 54 Pegel im Neckargebiet sehr umfangreich ist, werden die Gütemaße (Bestimmtheitsmaß bzw. die Modelleffizienz $\ln Q$) statt dessen graphisch in Abhängigkeit vom Einzugsgebiet des Pegels dargestellt (Abb. 5.8 und 5.9). Beide Abbildungen zeigen, dass insbesondere für Pegel mit Einzugsgebieten von einigen hundert km² eine gute Simulationsqualität erreicht wird (beide Gütemaße in der Größenordnung zwischen 0,80 bis 0,90).

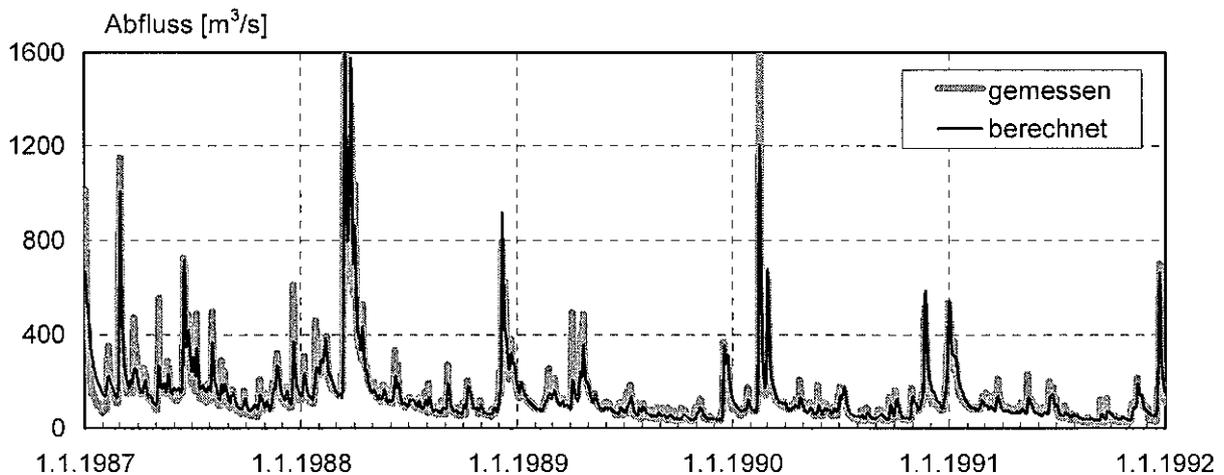


Abb. 5.4 Gemessene und mit LARSIM berechnete Abflüsse für den Pegel Rockenau/Neckar (Einzugsgebiet 12.676 km²), Kalibrierungszeitraum

Bei der Interpretation der Gütemaße ist zu beachten, dass aus den bereits genannten Gründen für die Pegel Schömberg-Auslass/Schlichem, Erzgrube-Auslass/Nagold und Unterkochen/-Weißer Kocher der gemessene Abfluss in das Modell übernommen wurde. Durch das Aufsetzen des Modells auf den gemessenen Abflüssen entfallen die Modellfehler bis zu diesen Pegeln. In den Gütemaßen der flussabwärts gelegenen Pegel ergibt sich dadurch eine bessere Gütebewertung für die modellierten Abflüsse, da diese Anteile gemessener Abflüsse enthalten. Da die genannten Pegel jeweils nur kleine Einzugsgebiete aufweisen, werden hierdurch die Gütemaße der flussabwärts gelegenen Pegel nur unwesentlich beeinflusst.

Die Darstellungen von gemessenen und berechneten Abflussganglinien für ausgewählte Pegel zeigen ebenfalls eine gute Übereinstimmung, insbesondere im Niedrig- und Mittelwasserbereich. Detailliertere Gesichtspunkte zur Simulationsqualität des Wasserhaushaltsmodells werden im folgenden Kapitel gemeinsam für den Kalibrierungs- und den Verifizierungszeitraum angesprochen.

5.4 Modellverifizierung

Auf Basis der in der Kalibrierung ermittelten Werte für die Modellparameter wurde anschließend eine Modellverifizierung vorgenommen. Die Modellverifizierung dient zur Kontrolle, ob die kalibrierten Modellparameter auch für hydrologische Situationen außerhalb des Kalibrierungszeitraumes Gültigkeit besitzen.

Dazu wurde der Berechnungszeitraum bis zum Ende des Jahres 1996 erweitert und die Simulationsgüte für den Zeitraum von 1992 bis 1996 ausgewertet. Die dabei ermittelten Gütemaße sind in den Abbildungen 5.8 und 5.9 wiederum in Abhängigkeit der Flächengröße der betrachteten Pegel dargestellt. Zusätzlich sind die im Kalibrierungszeitraum ermittelten Gütemaße dargestellt. Darstellungen gemessener und berechneter Abflussganglinien für ausgewählte Pegel enthalten die Abbildungen 5.5 bis 5.7.

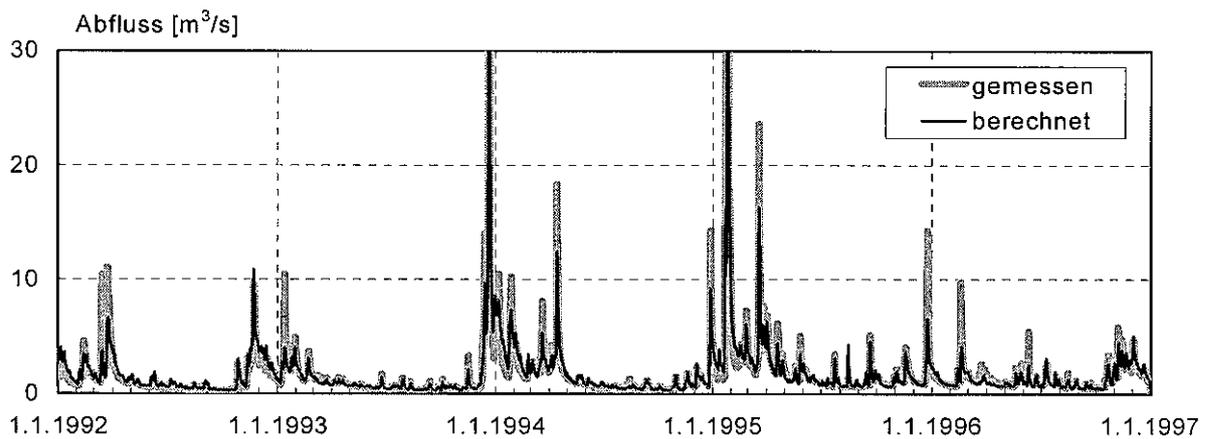


Abb. 5.5 Gemessene und mit LARSIM berechnete Abflüsse für den Pegel Mosbach/Elz (Einzugsgebiet 156 km²), Verifizierungszeitraum

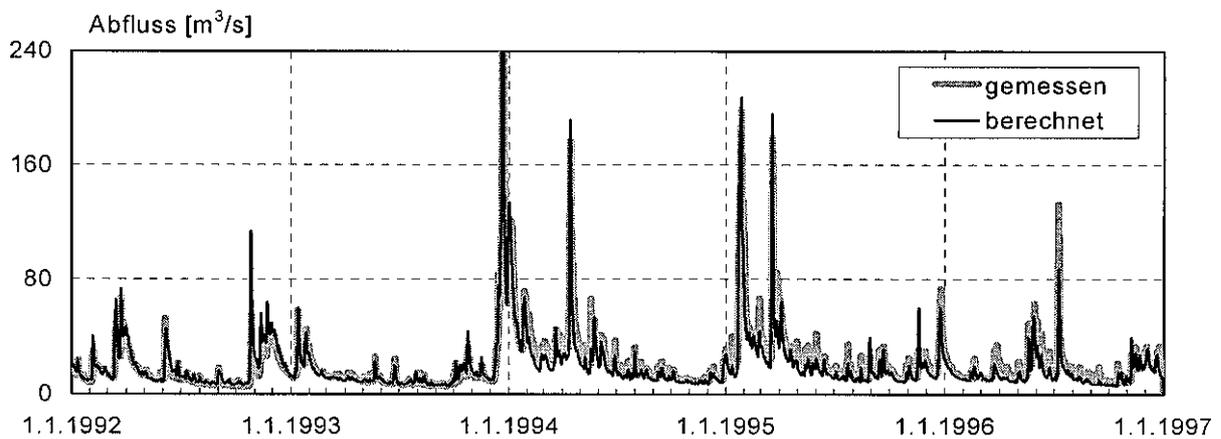


Abb. 5.6 Gemessene und mit LARSIM berechnete Abflüsse für den Pegel Pforzheim-KA/Enz (Einzugsgebiet 1.479 km²), Verifizierungszeitraum

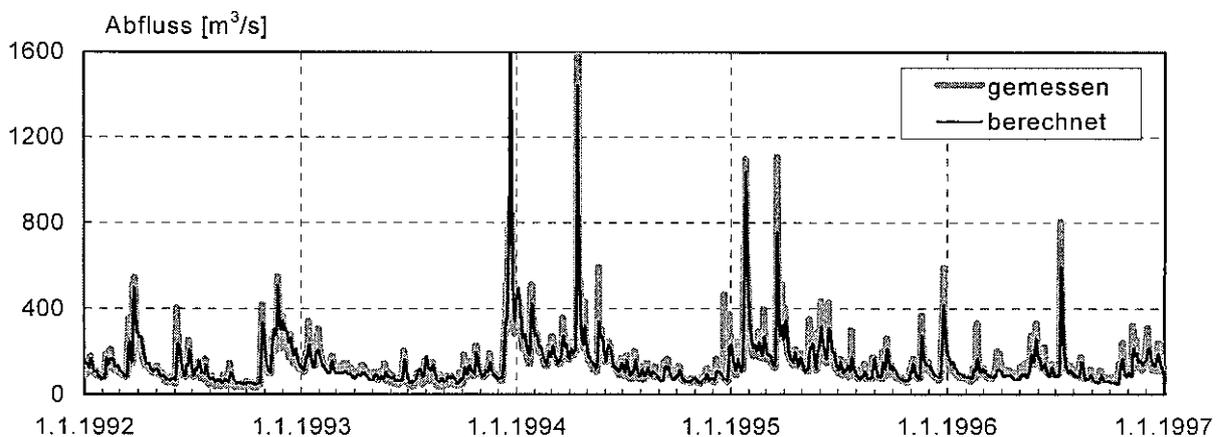


Abb. 5.7 Gemessene und mit LARSIM berechnete Abflüsse für den Pegel Rockenau/Neckar (Einzugsgebiet 12.676 km²), Verifizierungszeitraum

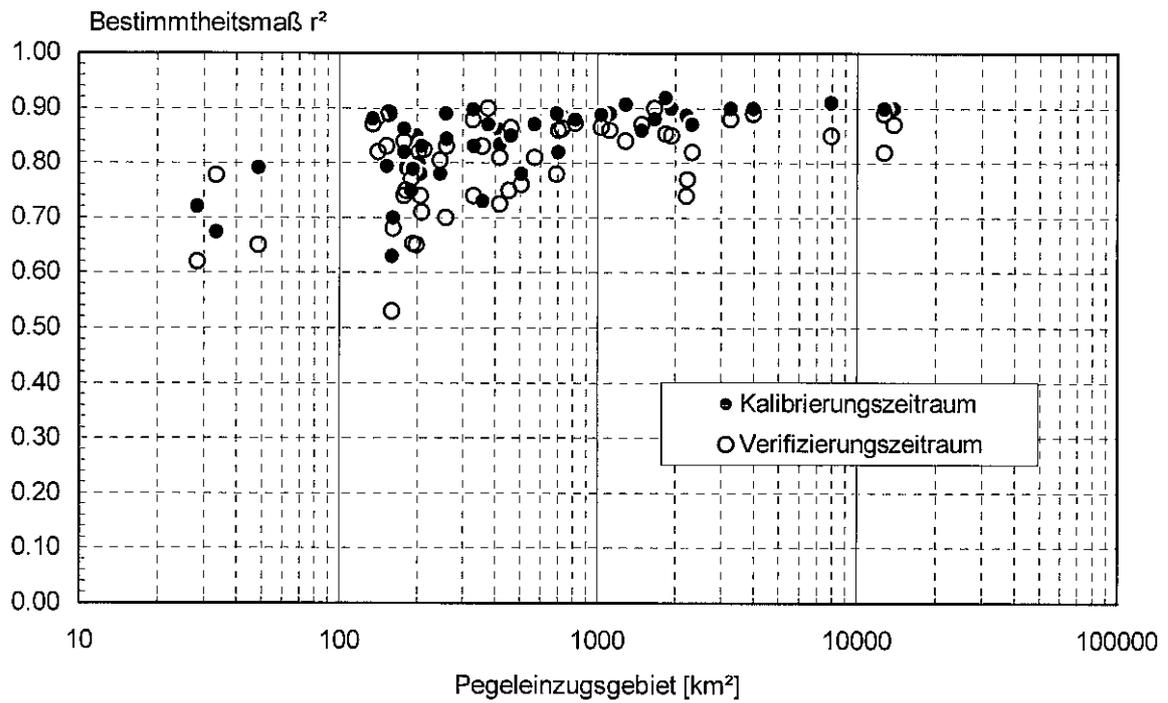


Abb. 5.8 Gütemaß für modellierte Abflüsse an Pegeln des Neckargebietes im Kalibrierungs- und Verifizierungszeitraum (Bestimmtheitsmaß)

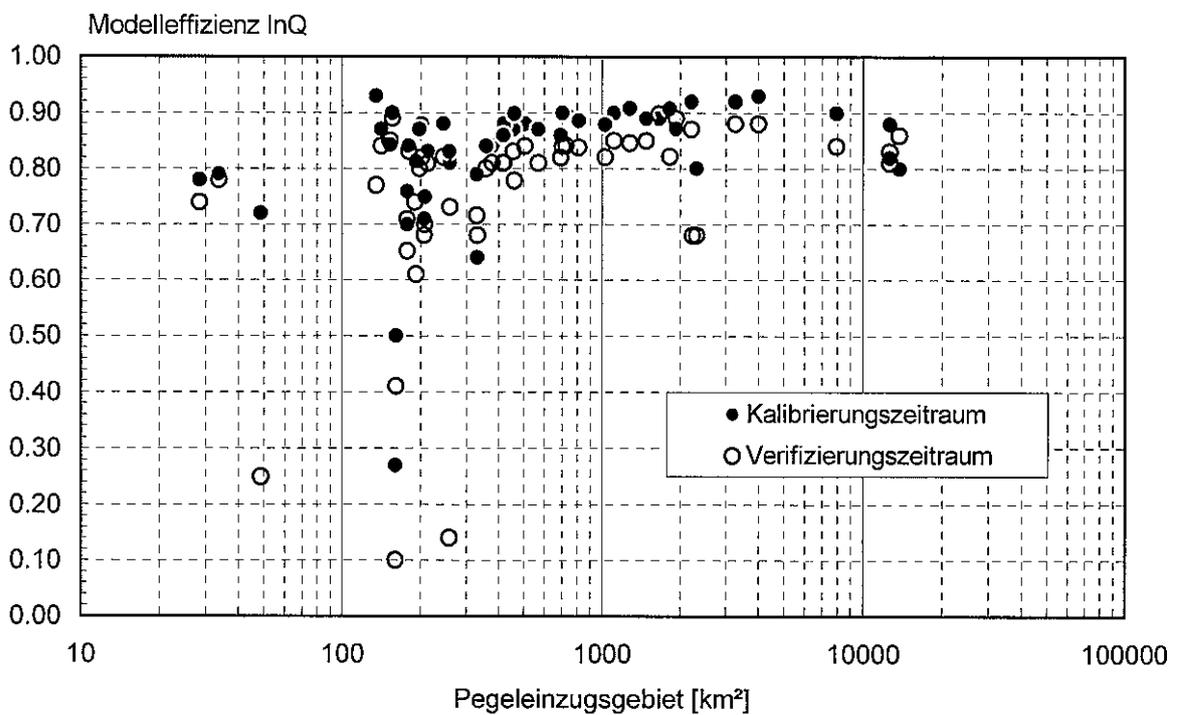


Abb. 5.9 Gütemaß für modellierte Abflüsse an Pegeln des Neckargebietes im Kalibrierungs- und Verifizierungszeitraum (Modelleffizienz $\ln Q$)

Die Abbildungen der Gütemaße zeigen, dass auch im Verifizierungszeitraum insbesondere für Pegel mit Einzugsgebieten größer als einigen hundert km² eine gute Simulationsqualität erreicht wird (beide Gütemaße in der Größenordnung zwischen 0,80 bis 0,90). Gegenüber dem Kalibrierungszeitraum ist jedoch erwartungsgemäß die Simulationsqualität im Verifizierungszeitraum im Mittel etwas niedriger.

Insgesamt werden in der Modellverifizierung die in der Kalibrierung ermittelten Werte für die Modellparameter bestätigt, so dass die folgenden Aussagen für die Simulationsqualität des Wasserhaushaltsmodells gemeinsam für den Kalibrierungs- und Verifizierungszeitraum getroffen werden können. Hierbei wird zunächst auf einige Aspekte eingegangen, die bei weiteren Ausbaustufen des Modells ggf. berücksichtigt werden sollten:

- Die in der Regel für *Pegel mit kleineren Einzugsgebieten* etwas schlechtere Simulationsqualität könnte auf im Modell nicht erfasste gebietsspezifische Besonderheiten (z.B. Verkarstungseinflüsse, Abflussregelungen) zurückzuführen sein, die sich mit zunehmender Einzugsgebietsgröße teilweise ausgleichen. Solche gebietsspezifische Besonderheiten können in einer weiteren Ausbaustufe ggf. detaillierter im Modell erfasst werden.

Weiterhin wirkt sich in kleineren Einzugsgebieten auch die (mehr oder weniger zufällige) Lage von Niederschlagsstationen im Luv- oder Leeinfluss und die dadurch bedingten Probleme bei der Berechnung des Gebietsniederschlags stärker auf die Abflüsse aus als in größeren Einzugsgebieten, bei denen sich solche Effekte ausmitteln.

Für eine gesichertere Berechnung der kleinräumigen Wasserbilanz (im vorliegenden Fall für Einzugsgebiete unter einigen hundert km²) ist daher eine größere Anzahl von Niederschlagsstationen im Einzugsgebiet bzw. eine Niederschlagsinterpolation unter Einbeziehung von Zusatzinformationen (Luv-/Leeeffekte) sicherlich sinnvoll.

- An den *Neckarpegel im Mittel- und Unterlauf*, aber auch bei anderen Flüssen nach langen Fließstrecken (z.B. Pegel Kocherstetten/Kocher) werden kleinere Abflussspitzen durch das Modell nicht so gut nachgebildet, wie es bei den seitlichen Zuflüssen bzw. den Oberläufen der Fall ist.

Eine mögliche Ursache hierfür könnten numerische Probleme bei der Berechnung des Wassertransportes im Gerinne sein, als Folge der im Vergleich zum Berechnungsschritt sehr kurzen Fließzeit pro Gerinneabschnitt. Als weitere Ursache hierfür kommt ebenfalls die derzeit im Systemdatensatz enthaltene, stark vereinfachte Abschätzung der Gerinnegeometrie bzw. die noch nicht ausreichende Berücksichtigung von hydraulischen Eigenschaften der gestauten Flussstrecken des Neckars in Frage.

- *Größere Hochwasserscheitel* werden durch das Modell häufig nicht so zufriedenstellend getroffen. Dies war in der vorliegenden Ausbaustufe des Wasserhaushaltsmodells Neckar allerdings auch nicht angestrebt und kann als Folge der Verwendung von Tagesmittelwerten des Niederschlags beim Modellinput auch nicht durch das Modell geleistet werden. Bei einer Erweiterung des Modells auf die Verwendung von Stundenwerten des Niederschlags kann jedoch von einer besseren Nachbildung von Hochwasserscheiteln durch das Modell ausgegangen werden.

- In *schneebeeinflussten Situationen* ist eine Nachbildung des realen Abflussprozesses durch das Modell ebenfalls deutlich erschwert, nicht zuletzt da die als Schnee fallenden Niederschläge mit sehr großen Messfehlern behaftet sein können. Die modellinterne Korrektur der Messfehler des Schneeniederschlages durch die Windverdriftung muss dabei oft anhand von Windstationen vorgenommen werden, die etliche Kilometern von den Niederschlagsstationen entfernt liegen und strenggenommen nicht mehr repräsentativ sind.
- Die *Wasserein- und -überleitungen* haben bei Niedrigwasser an einigen Pegeln einen nicht zu vernachlässigenden Anteil am Abfluss. Vergleichsberechnungen zeigten, dass durch die Einbeziehung dieser Überleitungen in das Modell z.T. eine merkbar bessere Nachbildung des Niedrigwassers erreicht wurde. Möglicherweise könnte daher auch eine zeitlich höher aufgelöste Erfassung der Wasserein- und -überleitungen im Modell (Überleitungsdaten einzelner Jahre statt bisher konstante Jahresmittelwerte) eine weiter verbesserte Nachbildung von Niedrigwassersituationen ermöglichen.

In diesem Zusammenhang wird ebenfalls darauf hingewiesen, dass bei dem Vergleich von Simulationsergebnissen des Wasserhaushaltsmodells mit gemessenen Abflussganglinien stets auch die Unsicherheiten im gemessenen Abfluss zu beachten sind.

Zusammenfassend lässt sich als Ergebnis der Verifizierung feststellen, dass bereits mit der vorliegenden ersten Ausbaustufe des Wasserhaushaltsmodells Neckar das Abflussgeschehen, insbesondere im Niedrig- und Mittelwasserbereich, gut nachgebildet wird. Dabei werden auch hydrologisch sehr unterschiedliche Situationen wie im relativ abflussarmen Jahr 1989 (mittlerer Abfluss am Pegel Rockenau rund 107 m³/s) oder im relativ abflussreichen Jahr 1988 (mittlerer Abfluss am Pegel Rockenau rund 210 m³/s) gut durch das Modell erfasst. Ebenso werden unterschiedlichste hydrologische Situationen, von der Schneeschmelze im Frühjahr bis hin zu Trockenwetterabflüssen im Spätsommer, gut durch das Modell wiedergegeben.

5.5 Berechnete Wasserbilanz für das Neckar-Einzugsgebiet

Mit den Berechnungsläufen des Wasserhaushaltsmodells für das Neckargebiet können eine Vielzahl flächen- und zeitdetaillierter Informationen zu einzelnen Komponenten des landgebundenen Wasserkreislaufes bereitgestellt werden. Einige Beispiele für entsprechende Berechnungsergebnisse des Modells LARSIM wurden im Kapitel 4.5 bereits für das Wasserhaushaltsmodell Weser vorgestellt.

Für das Neckarmodell wird hier stellvertretend für weitere Berechnungsergebnisse die berechnete mittlere jährliche aktuelle Evapotranspiration der Zeitreihe von 1987 bis 1996 darstellt (Abb. 5.10). Es zeigt sich ein räumlich sehr differenziertes Bild der aktuellen Verdunstungshöhe, welches sich u.a. als Folge der unterschiedlichen Landnutzungen, Feldkapazitäten der Böden sowie der meteorologischen Einflussgrößen ergibt.

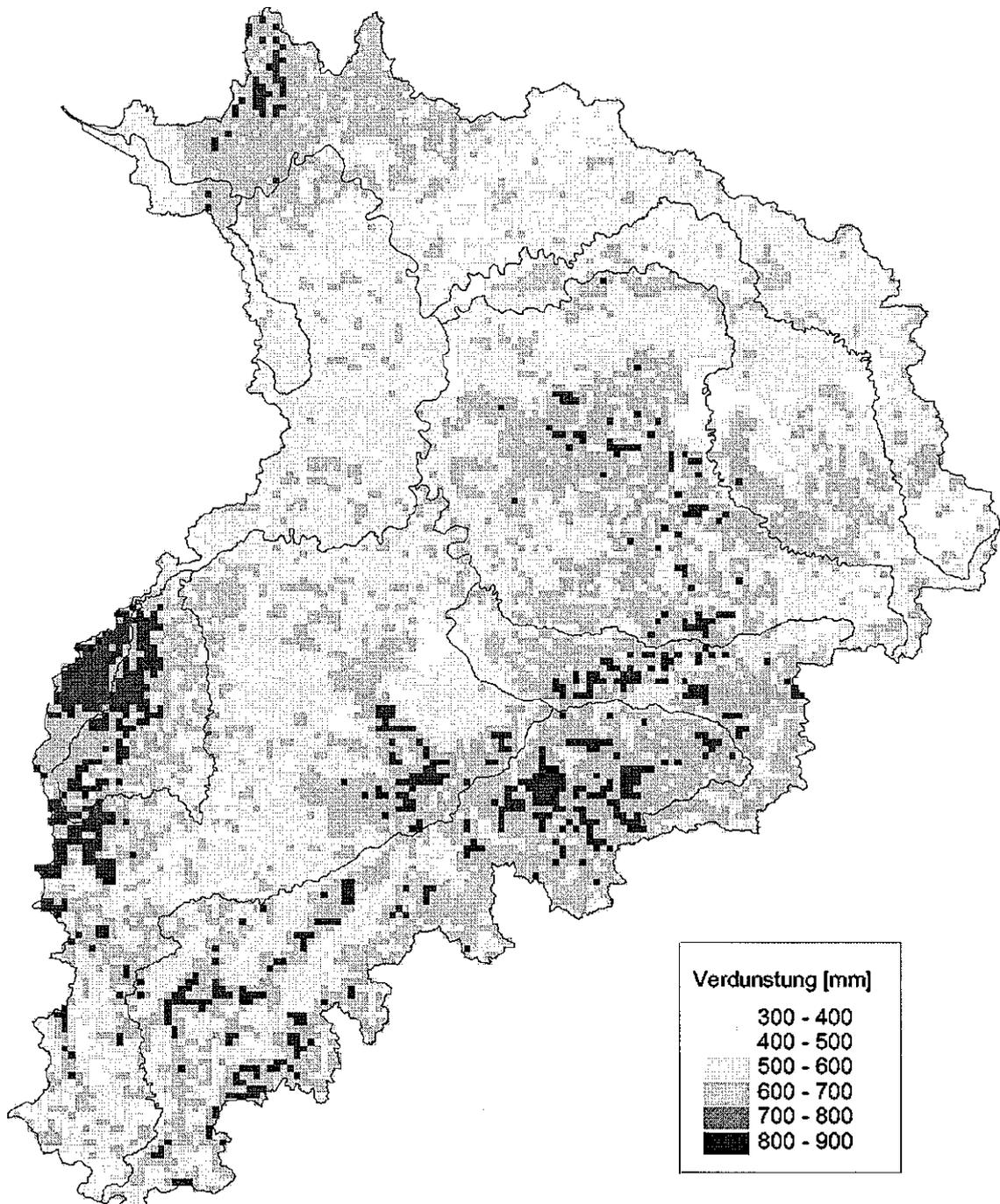


Abb. 5.10 Berechnete mittlere jährliche Evapotranspiration für das Neckargebiet, Zeitreihe 1987 bis 1996

6 Ausblick

Die in der vorliegenden Studie vorgestellten Anwendungen des Programmes LARSIM für das Weser- und das Neckargebiet zeigen, dass mit einem überschaubaren Aufwand auch für *große Flussgebiete* flächen- und prozessdetaillierte Wasserhaushaltsmodelle erstellt werden können. In beiden Anwendungsfällen konnte mit diesen Modellen eine gute Abbildung des Abflussgeschehens erzielt werden, wobei auch unterschiedlichste hydrologischen Situationen (Schneeschnelzabflüsse, Trockenwetterabflüsse) gut erfasst werden konnten.

Wasserhaushaltsmodelle stellen dabei ein Werkzeug dar, mit dem zahlreiche wasserwirtschaftliche Fragestellungen bearbeitbar sind. Dazu zählt beispielsweise die Quantifizierung der Auswirkungen von Klima- und Landnutzungsänderungen auf den Wasserhaushalt, insbesondere auf die Hoch- und Niedrigwasserverhältnisse sowie auf die Grundwasserneubildung. Ebenso können die Modelle eingesetzt werden zur Abstimmung und Optimierung wasserwirtschaftlicher Maßnahmen innerhalb eines Flussgebietes. Sie sind weiterhin einsetzbar zur Vorhersage des Abflusskontinuums und somit als Bearbeitungsinstrument zur Verbesserung der Niedrigwasserbewirtschaftung sowie zur Verbesserung der Hochwasservorhersage.

Wasserhaushaltsmodelle bieten darüber hinaus Schnittstellen zu benachbarten Fachgebieten und können in interdisziplinäre Modellsysteme integriert werden. Von besonderem Interesse ist hierbei die Verwendung von hydrologischen Modellansätzen zur verbesserten modelltechnischen Erfassung des landgebundenen Wasserhaushaltes innerhalb von Klimamodellen. Die hierzu in Kapitel 4 beschriebenen Vorarbeiten zur Koppelung von LARSIM mit dem Klimamodell REMO werden im Rahmen eines BMBF-Vorhabens weitergeführt (EBEL, LUDWIG & RICHTER, 2000).

Aber auch in der wasserwirtschaftlichen Praxis entwickelt sich infolge der zunehmend komplexeren Fragestellungen ein Bedarf an interdisziplinären Modellsystemen, um damit die Interaktionen zwischen Wasserhaushalt, Grundwasser, Stoffeintrag und Gewässergüte besser als mit den herkömmlichen Verfahren zu erfassen. Wasserhaushaltsmodelle können die hierzu als Schnittstellen benötigten, räumlich und zeitlich hochaufgelösten Informationen liefern für Oberflächenabfluss, Infiltration, Grundwasserneubildung sowie zum Wassertransport im Gerinne.

Es wäre daher wünschenswert, wenn die in der vorliegenden Studie aufgezeigten Vorgehensweisen zur effizienten Erstellung und Anwendung mesoskaliger Wasserhaushaltsmodelle auch einen Beitrag leisten könnten für eine stärkere Nutzung solcher Modelle in der wasserwirtschaftlichen Praxis.

Literatur

- Abdulla, F. A. (1995): Regionalization of a macroscale hydrological model. Thesis, Department of Civil Engineering, University of Washington, USA. 191 p.
- Aitken, A. P. (1973): Assessing systematic errors in rainfall-runoff models. *J. Hydrology* (20): 121-136.
- Allen, P. M., Arnold, J. G. und Byars, B. W. (1994): Downstream channel geometry for use in planning level models. *Water Resources Bulletin*, Vol. 30, No. 4, 663-671.
- BALTEX (1994): Scientific plan for the Baltic Sea Experiment. Second Edition. GKSS Research Center, Geesthacht.
- BALTEX (1995): Baltic Sea Experiment BALTEX. Initial Implementation Plan. International BALTEX Secretariat at the GKSS Research Center, Publication No. 2, Geesthacht.
- Bauer, Ch. (1999): Bewertung von Maßnahmen der Landnutzungsänderung und Renaturierung am Beispiel eines Mittelgebirgsgewässers mit einem Wasserhaushaltsmodell. Diplomarbeit an der Universität Kaiserslautern, Fachgebiet Wasserbau und Wasserwirtschaft (unveröffentlicht).
- Beaty, C. B. (1975): Sublimation or melting: observations from the white mountains, California and Nevada, USA. *J. of Glac.*, 14 (71), 275-286.
- Becker, A. (1986): Neue Anforderungen und Lösungen bei der großflächigen hydrologischen Modellierung. *Wasserwirtschaft - Wassertechnik*, H. 7, 150-152.
- Becker, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. XI der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft, S. 16 - 32.
- Becker, A. (1995): Problems and progress in macroscale hydrological modelling. In: Feddes, R. A. (ed.): *Space and time scale variability and interdependencies in hydrological processes*. Intern. Hydr. Series, Cambridge Univers. Press, 135-144.
- Benecke, P. (1996): Versickerung und Bodenfeuchte. Kapitel 12, S. 380-415, in: Baumgartner & Liebscher (Hrsg.) 1996: *Lehrbuch der Hydrologie*, Band 1: Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin - Stuttgart, 2. Auflage.
- Bergström, S., Carlsson, B. (1993): Hydrology of the Baltic Basin. Inflow of fresh water from rivers and land for the period 1950 - 1990. SMHI Technical Report 4, Norrköping, Sweden.
- BGIS (1994): The basic geographic information of the Baltic Drainage Basin - The feasibility study report. National Board of Waters and the Environment, Environment Data Centre, Helsinki, Finland.

- BGR (1985): Explanatory notes for the International Hydrogeological Map of Europe. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, und UNESCO, Paris.
- Bork, H.-R. (1992): Regionalisierung bodenhydrologischer Parameter und Zustandsvariablen. In: DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. XI der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft, S. 201 - 220.
- Bouten, W. (1995): Plant control on Evapotranspiration: Models and measurement. In: The role of water and the hydrological cycle in global change, NATO ASI Series I, Global Environmental Change, Vol. 31, 105-133.
- Braun, L. N. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. Züricher Geographische Schriften, Heft 21, Geographisches Institut der ETH Zürich.
- Bremicker, M. (1997): Hochwasservorhersagemodell für das Mosel-Einzugsgebiet. Erläuterungsbericht. Ingenieurbüro Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag des Landesamtes für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, Mainz (unveröffentlicht).
- Bremicker, M. (1998): Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells. Dissertation am Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- Bremicker, M., Ludwig, K., Richter, K.-G. (1997): Effiziente Erstellung mesoskaliger Wasserhaushaltsmodelle. In: PIK Report Nr. 43: Modellierung des Wasser- und Stofftransportes in großen Einzugsgebieten. Zusammenstellung der Beiträge des Workshop am 15.12.1997 in Potsdam. Potsdam Institut für Klimafolgenforschung. S. 23-32.
- Bremicker, M., Ludwig, K. (1990): Einbeziehung des Schneeschmelzprozesses in das Programmsystem FGMOD. Dokumentation. Ingenieurbüro Dr. K. Ludwig, Karlsruhe im Auftrag des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft (unveröffentlicht).
- BWK (1998): Wasserbilanzmodelle in der Wasserwirtschaft. Entwurf für das Merkblatt 2/ BWK. Bund der Ingenieure für Wasserwirtschaft, Abfallwirtschaft und Kulturbau e.V., Düsseldorf (unveröffentlicht).
- Crawford, N. H., Linsley, R. S. (1966): Digital simulation in hydrology: The Stanford Watershed Model IV. Technical report No. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, Palo Alto, California, USA.
- DCW (1992): Digital Chart of the World, Edition 1. Defense Mapping Agency, Fairfax, USA.
- Demuth, S. (1993): Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 1. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. XI der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft.

- Dickison, R. E. (1984): Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In: J.E. Hansen, T. Takahashi (ed.): Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophys. Monogr. Ser. 29. AGU, Washington.
- Diekkrüger, B., Richter, O. (Eds.) (1997): Extended Abstracts of the International Conference on Regionalisation in Hydrology, 10.-14.3.1997, Braunschweig. Heft 25 der Schriftenreihe Landschaftsökologie und Umweltforschung, Institut für Geographie und Geoökologie, Universität Braunschweig.
- Disse, M. (1995): Modellierung der Verdunstung und Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. Mitteilungen des Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, Heft 53.
- DKRZ (1994): The ECHAM 3 Atmospheric General Circulation Model. Deutsches Klimarechenzentrum, Technical Report No. 6, Revision 3, July 1994, Hamburg.
- Dümenil, L., Todini, E. (1992): A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In: Advances In Theoretical Hydrology, A tribute to James Dooge. European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences, 1, Elsevier, pp 129 - 157.
- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 238. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Bonn.
- DWD (1987): Allgemeine Meteorologie. Leitfaden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr. 1. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach a. M., 3. Auflage.
- DWD (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach a. M., Nr. 194.
- Dyck, S. (1980): Angewandte Hydrologie, Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flussgebiete. VEB Verlag für Bauwesen, Berlin, 2. Auflage.
- Ebel, M., Ludwig, K., Richter, K.-G. (2000): Ein mesoskaliges Wasserhaushaltsmodell für den Rhein. In: Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 6.
- Edelmann, W., Majewski, D. (1993): Die Datenbanken des Deutschland-Modells auf der Cray YMP und der MFB (MFA) des DWD. Forschungsabteilung des DWD, Offenbach a. M. (unveröffentlicht).
- Fackel, P. (1997): Regionalisierung von Parametern des Wasserhaushaltsmodells LARSIM. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Falkemark, M., Chapman, T. (1989): Comparative Hydrology. UNESCO-Press, Paris.
- Gathenya, J. M. (1999): Einsatz von Wasserhaushaltsmodellen zur Wasserbewirtschaftung am Beispiel des Thika-Chania Gebietes in Kenya. Dissertation, Universität Kaiserslautern.

- Gerlinger, K, Tucci, C., 1999: Adaption of the Large Area Runoff Simulation Model LARSIM to the Pantanal region. Abstract in: Workshop on sustainable management of water resources in Brasil, Hannover, 28. - 29.9.1999 (unveröffentlicht).
- Grant, D. (1975): Comparison of evaporation from barley with Penman estimates. *Agricultural Meteorology*, 15, 931-940.
- GRDC (1993): Dokumentation bestehender Algorithmen zur Übertragung von Abflusswerten auf Gitternetze. Report No. 2 des Global Runoff Data Centre. Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz.
- Holle, F.-K., Ludwig, K. (1985): Direct runoff retention in catchments. In: *Beiträge zur Hydrologie, Sonderheft 5.1*, S. 67 - 78.
- Hoyningen-Huene, J. von (1983): Die Interzeption des Niederschlages in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. In: *DVWK Schriften, Heft 57: Einfluß der Landnutzung auf den Gebietswasserhaushalt*, S. 1-53.
- IFW (1982): Dokumentation des Programmes FGMOD (Flussgebietsmodell). Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover (unveröffentlicht).
- Jacob, D. (1995): REMO - a model for climate research and weather forecast. In: *Conference proceedings of the first study conference on BALTEX, Visby, Sweden. International BALTEX Secretariat, Publication No. 3*, p. 99.
- Kirpich, Z. P. (1940): Time of concentration of small agricultural watersheds. *Civil Eng.* 10, Nr. 6.
- Knauf, D. (1980): Die Berechnung des Abflusses aus einer Schneedecke. In: *DVWK (Hrsg.) (1980): Analyse und Berechnung oberirdischer Abflüsse. DVWK-Schriften, Heft 46*, 95-135. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Bonn.
- Langaas, S. (Ed.) (1992): *Global Resource Information Database - GRID - Arendal Report Series No. 1: Regional environmental GIS-data sets of the nordic countries and the Baltic Sea drainage basin: A documentation*. GRID, Arendal, Norway.
- Leibundgut, Ch., Uhlenbrook, S. (1997): Abflussbildung bei Hochwasser. Bd. 5 der Materialien zum Hochwasserschutz am Rhein, herausgegeben vom Ministerium für Umwelt und Forsten, Rheinland-Pfalz.
- Lemmlä, R., Kuusito, E. (1974): Evaporation from snow-cover. *Hydrol. Sc. Bull.* 19 (4), pp. 543-548.
- Leopold, L. B., Maddock, T. jr. (1953): *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*. Geological Survey Professional Paper 252, United States Government Printing Office, Washington.
- LfU (1999a): *Hochwasserabfluss-Wahrscheinlichkeiten in Baden-Württemberg*. Schriftenreihe Oberirdische Gewässer, Gewässerökologie, Band 54. Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe.

- LfU (1999b): Das Wasserhaushaltsmodell Neckar. Untersuchung des Ingenieurbüros Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- LfU (1999c): Wasserhaushaltsmodell für das Einzugsgebiet der Donau bis zur Illermündung. Untersuchung des Ingenieurbüros Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- LfU (1999d): Weiterentwicklung des Wasserhaushaltsmodells für den Neckar. Untersuchung des Ingenieurbüros Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- LfU (1997): Untersuchungen zu Wasserüberleitungen in das und innerhalb des Neckareinzugsgebietes für die Jahre 1992 bis 1996. Untersuchung des Ingenieurbüros Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe (unveröffentlicht).
- Liebscher, H.-J. (1992): Internationale Aktivitäten auf dem Gebiet der Regionalisierung. In: DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. XI der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft, S. 63 - 75.
- Ludwig, K. (1978): Systematische Berechnung von Hochwasser-Abflussvorgängen mit Flussgebietsmodellen. In: Mitteilungen des Institutes für Hydrologie, Wasserwirtschaft und landwirtschaftlichen Wasserbau der Technischen Universität Hannover, Nr. 44, S. 263 - 462.
- Ludwig, K. (1982): The Program System FGMOD for Calculation of Runoff Processes in River Basins. Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 23, S. 25-37.
- Ludwig, K. (1989): Hochwasservorhersage für große, semiaride Einzugsgebiete am Beispiel des Gelben Flusses. Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover, Heft 70.
- Maurer, T. (1997): Physikalisch begründete zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten. Mitteilungen des Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, Heft 61.
- Mehlhorn, J., Lindenlaub, M., Leibundgut, Ch. (1997): Improving hydrological process modelling by coupling a rainfall-runoff model with tracer techniques. In: Extended Abstracts of the International Conference on Regionalisation in Hydrology, 10.-14.3.1997, Braunschweig. Heft 25 der Schriftenreihe Landschaftsökologie und Umweltforschung, Institut für Geographie und Geoökologie, Universität Braunschweig.
- Mollemann, R. E., Boden, T. A. (1985): Major world ecosystem complexes ranked by carbon in live vegetation: A database. Documentation report published by the Carbon Dioxide Information Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.
- Monteith, J. L. (Ed.) (1979): Vegetation and the atmosphere. Academic Press, London.
- Nash, J. E., Sutcliffe, J. V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. 1. A discussion of principles. J. Hydrology, 10, pp. 282-290.

- NLW (1984): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet, Abflussjahr 1983. Herausgeber: Niedersächsisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Hildesheim.
- Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Meteorol. Soc. A, 193, pp. 120-145.
- Plate, E. J. (1992): Skalen in der Hydrologie: Zur Definition von Begriffen. In: DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. XI der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft, S. 33-44.
- Rachner, M. (1987): Verdunstung von der Oberfläche der Schneedecke. Ergebnisse der an der Forschungsstation Harzgerode durchgeführten Messungen. Z. Meteorolog. 37, S. 285-290.
- Roald, L., Nordseth, K., Hassel, K. A. (Eds.) (1989): FRIENDS in hydrology. IAHS Publ. No. 187. IAHS-Press, Wallingford/UK.
- Rössert, R. (1988): Hydraulik im Wasserbau, 7. Auflage. R. Oldenbourg Verlag, München und Wien.
- Scheffer, F., Schachtschabel, P. (1984): Lehrbuch der Bodenkunde, 11. Auflage. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Scheuer, S. (1999): LARSIM-Modell - Ein Instrument der Flussgebietsplanung eingesetzt am Beispiel der Seefelder Aach. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Schulla, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Züricher Geographische Schriften, Heft 69, Geographisches Institut, ETH Zürich.
- Schwarze, R., Dröge, W., Opherden, K. (1997): Regional analysis and modelling of groundwater runoff components from small catchments in solid rock areas. In: Extended Abstracts of the International Conference on Regionalisation in Hydrology, 10. - 14.3.1997, Braunschweig. Heft 25 der Schriftenreihe Landschaftsökologie und Umweltforschung, Institut für Geographie und Geoökologie, Universität Braunschweig.
- Sevruk, B. (1989): Reliability of precipitation measurement. In: Workshop of precipitation measurement. St. Moritz, Dezember 1989.
- SFB81 (1980): Quantitative Abflussmodelle in einem voralpinen Flusssystem. Schlussbericht für das Teilprojekt B2 im Sonderforschungsbereich 81 der Technischen Universität München.
- Singh, V. P. (Ed.) (1995): Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA.
- Thompson, N., Barrie, I. A. and Ayles, M. (1981): The Meteorological Office rainfall and evaporation calculation system: MORECS (July 1981). Hydrological Memorandum No. 45.

- UBA (Hrsg.) (1995): Entwicklung eines mathematischen Modells zur Untersuchung des Einflusses von Klima- und Landnutzungsänderungen auf den Hoch- und Niedrigwasserabfluss im Einzugsgebiet der Mosel sowie zur Echtzeitvorhersage unter Verwendung von Fernerkundungstechniken. Forschungsbericht UBA-FB Wasser 102 01 304, Umweltforschungsplan des Bundesministers für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit.
- Weischet, W. (1983): Einführung in die allgemeine Klimatologie. Physikalische und meteorologische Grundlagen. Verlag Teubner, Stuttgart.
- Wigmosta, M. S., Lance, L. W., Lettenmaier, D. P. (1994): A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. In: Water Resources Research, Vol. 30, No. 6, pp. 1665 - 1679.
- Williams, J. R. (1969): Flood routing with variable travel time or variable storage coefficients. Transactions of the ASAE, p. 100.
- WMO (World Meteorological Organization) (1988a): Concept of the Global Energy and Water Cycle Experiment. Technical report, WCRP-5, WMO/TD No. 215, Geneva, Switzerland.
- WMO (World Meteorological Organization) (1988b): Analyzing long time series of hydrological data with respect to climate variability. WCAP-3, WMO/TD-No. 224, Geneva, Switzerland.
- Wohlrab, B., Ernstberger, H., Meuser, A., Sokollek, V. (1992): Landschaftswasserhaushalt. Wasserkreislauf und Gewässer im ländlichen Raum. Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- Zeller, J. (1965): Die "Regime-Theorie", eine Methode zur Bemessung stabiler Flussgerinne. In: Schweizerische Bauzeitung, 83. Jahrgang, Teil 1: S. 67-72 in Heft 5, Teil 2: S. 87-93 in Heft 6.
- Zhao, R. J. (1977): Flood forecasting method for humid regions of China. East China Institute of Hydraulic Engineering, Nanjing, China.
- Zingg, Th. (1951): Beziehungen zwischen Temperatur und Schmelzwasser und ihre Bedeutung für Niederschlags- und Abflussfragen. IAHS Publ. No. 32, 266-269.

Programmtechnische Angaben zum Wasserhaushaltsmodell LARSIM

Der Quelltext des Wasserhaushaltsmodells LARSIM ist in der Programmiersprache FORTRAN geschrieben und umfasst rund 230 Subroutinen mit insgesamt rund 32.000 Programmzeilen (einschließlich der Kommentarzeilen, Stand: 6/2000). Das Programm ist u.a. einsetzbar unter den Betriebssystemen Windows 95/98, Windows NT4.0, UNIX und VMS.

Die Hardwareanforderungen für die Anwendung von LARSIM, speziell die Größe des Arbeitsspeichers, sind u.a. abhängig von der Dimensionierung der programminternen Feldgrößen. Bei einer Dimensionierung von LARSIM für das Wasserhaushaltsmodell Neckar (rund 15.000 Teilgebiete, 16 Landnutzungen, 3700 Berechnungszeitschritte, 200 Regenschreiber, 60 Pegel und 100 Klimastationen) wird beispielsweise ein Arbeitsspeicher von 128 MB und eine Auslagerungsdatei von 300 MB empfohlen.

Zur Steuerung der Berechnungen sowie für die möglichen Datenein- und ausgaben stehen in LARSIM u.a. rund 140 verschiedene Steuerungsoptionen zur Verfügung (Stand: 6/2000), die in einer Windows-Online-Hilfe beschrieben sind. Für die Visualisierung der mit LARSIM berechneten Zeitreihen kann das unter Windows lauffähige Programm GMDView eingesetzt werden.