

Physikalisch begründete, zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten

Zur Erlangung des akademischen Grades eines

DOKTOR-INGENIEURS

an der Fakultät für

**Bauingenieur- und Vermessungswesen
der Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH)**

genehmigte

DISSERTATION

von

Dipl.-Ing. Thomas Maurer

aus Flensburg

Tag der mündlichen Prüfung: 26. November 1997

Hauptreferent: Prof. Dr.-Ing. Dr.-Ing. E.h. E. J. Plate
Korreferent: o.Univ.Prof. Dipl.Ing. Dr. H. P. Nachtnebel

Karlsruhe 1997

Diese Arbeit erscheint in gleicher Fassung auch als Heft 61 der
Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft (IHW)
der Universität Karlsruhe (TH)

Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der zeitkontinuierlichen Modellierung der Wasserdynamik im System des kleinen Einzugsgebiets. Dabei wird der Bereich der oberen Bodenzone einschließlich der Vegetation betrachtet, dem Atmosphäre und ggf. vorhandenes Grundwasser Randbedingungen aufprägen.

Im Hinblick auf das übergeordnete Ziel der Modellierung von Stofftransportprozessen auf der Oberfläche (Erosion und Abspülung) und im Untergrund (Transport ins Grundwasser und in den Vorfluter) wird eine prozeßorientierte Herangehensweise gewählt, die die innere Gebietsstruktur möglichst weitgehend nachbilden soll, um auf diese Weise Wechselwirkungen zwischen Teilsystemen des Gebiets untersuchen zu können und ggf. Vereinfachungen zu finden.

Es wurde dazu ein Modellsystem (CATFLOW) entwickelt, das die relevanten Teilprozesse des Wasserkreislaufs in kleinen Einzugsgebieten räumlich und zeitlich differenziert simulieren kann. Besondere Kennzeichen des erstellten Modellsystems sind:

Problemangepaßte Gebietszerlegung und Zeitschrittsteuerung: Die Unterteilung des Gebiets orientiert sich an der Topographie, indem ausgehend von einem detaillierten Entwässerungsnetz und Teileinzugsgebieten Hangsegmente identifiziert werden, die idealisiert als vertikal ebene Längsschnitte variabler Breite entlang von Hangfalllinien betrachtet werden. Diese Zerlegung unterstützt eine weitgehende Entkopplung von Abflußproduktionsprozessen am Hang und Abflußtranslationsprozessen im hydraulisch besser erfaßbaren Entwässerungsnetz. Die Hanglängsschnitte sowie das Entwässerungsnetz wiederum werden unter Berücksichtigung der erwarteten hydrologisch aktivsten Zonen in diskrete Elemente unterteilt. Mit Hilfe von geomorphologisch motivierten Überlegungen wurde ein wirkungsvolles und einfaches Verfahren zur Parametrisierung der komplexen Geometrie des detaillierten Entwässerungsnetzes entwickelt.

Prozeßnahe Modellierung: Die Modellscale orientiert sich an der Prozeßscale. Diese Eigenschaft physikalisch basierter Modelle erlaubt die Nachbildung der Interaktionen zwischen relevanten hydrologischen Prozessen auf Basis von Feldbeobachtungen; berücksichtigt sind Verdunstung, Interzeption, Infiltration in Mikro- und Makroporen, zweidimensionale Bodenwasserbewegung (ungesättigt-gesättigt) sowie Oberflächen- und Gerinneabfluß (auch von befestigten Flächen) unter dem Einfluß zeitlich und räumlich differenzierter Klima-Randbedingungen und Landnutzungen.

Flexible raum-zeitliche Auflösung von Randbedingungen und Parametern: Zur Untersuchung der Interaktionen verschiedener Prozesse und Gebietseigenschaften ist es zwingend notwendig, alle Eingabedaten in beliebiger räumlicher und zeitlicher Auflösung vorgeben zu können. Dieser auch im Hinblick auf die problemangepaßte Zeitschrittsteuerung wichtigen Anforderung wurde durch eine entsprechende Datenstruktur Rechnung getragen.

Relationales Datenmanagement: Zur Gewährleistung der Handhabbarkeit des Modellsystems werden die großen räumlich und zeitlich variablen Ein- und Ausgabedatenmengen der Zustandsgrößen und System- und Umweltparameter in einem indizierten Tabellensystem relational verwaltet und weitgehend flexible Eingabeformate verwendet.

Mit Hilfe des Modellsystems und der in erheblichem Umfang erhobenen Daten wurde dann ein Modell des Forschungseinzugsgebiets "Weiherbach" bei Karlsruhe aufgestellt,

angepaßt und überprüft. Ein besonderer Schwerpunkt der Arbeit lag dabei in der Synthese und Integration umfangreicher experimenteller Untersuchungen und Modellierungen von Teilprozessen auf kleineren Skalen anderer Autoren.

Es wurde eine systematische Modellierungsstrategie angewandt, d.h. das Gesamtmodell wurde sukzessive durch Kombination von einzeln angepaßten und untersuchten Teilmodellen zusammengesetzt. Für die Punkt- und Hangskale konnte dabei bereits auf Ergebnisse von Vorgängerarbeiten zurückgegriffen werden.

Dabei wurden insbesondere folgende Größen in ihrer Struktur erfaßt, welche jedoch in unterschiedlicher Genauigkeit vorliegen und daher als Mischung aus von Expertenwissen geleiteter intuitiver Schätzung und möglicherweise fehlerbehafteter Datenerhebung verstanden werden müssen: (1) die Verteilung der Bodenarten, maßgeblich bestimmt durch die geomorphologische Entwicklung entlang Hangcatenen, (2) die Verteilung der Makroporosität in Abhängigkeit von Hangposition/Bodenart, (3) die in Klassen aggregierte Landnutzungsverteilung und der zeitliche Verlauf von Landnutzungsparametern über das Jahr, (4) die topographie- und windrichtungsabhängige Verteilung der Windgeschwindigkeiten, (5) die topographieabhängige Verteilung der Nettostrahlung, (6) das Entwässerungsnetz durch eine geomorphologisch motivierte Parametrisierung, (7) die abflußwirksamen, gewässernahen Verkehrswege.

Andererseits mußten aus Mangel an detaillierterer Information für eine Reihe von Größen oder Verteilungen auch Homogenitätsannahmen getroffen werden, wie z.B. die Annahme, daß alle Hänge einen ähnlichen Bodenaufbau haben und die Makroporosität unabhängig von der Landnutzung und Bodenbearbeitung ist.

Im Rahmen der Möglichkeiten der zur Modellüberprüfung heranziehbaren Meßdaten (Abflußganglinien an zwei Pegeln, Bodenfeuchtemessungen und Gebietswasserbilanzen) wurde gezeigt, daß sich ein plausibles zeitkontinuierliches Modell des Wassertransports im Einzugsgebiet anpassen läßt. Insbesondere das integrale Verhalten kann gut nachgebildet werden. Eine interne Validierung konnte anhand der wenigen unsicheren Meßdaten nur rudimentär vollzogen werden; die internen Verteilungen der Zustandsgrößen zeigen jedoch plausible Muster. In Anbetracht der großen Unsicherheit bei den Verteilungen der offenbar einflußreichsten Parameter hinsichtlich der Oberflächenabflußentstehung (Makroporosität, Landnutzungsparameter) müssen die ermittelten Verteilungen der Bodenfeuchte, des Oberflächenabflusses und der Wasserbilanzen als ebenso "unscharf" betrachtet werden wie die in das Simulationsmodell eingegebenen Verteilungen dieser Parameter. Durch Verbesserung der flächenhaften Erfassung dieser Größen ist jedoch eine unmittelbare Verbesserung der Simulationsgüte zu erwarten, wie die detaillierte Untersuchung eines Hanges zeigte.

Für die Verhältnisse des semi-humiden Weiherbachgebiets konnte gezeigt werden, daß laterale Fließprozesse im Jahresmittel geringen Anteil an der Wasserbilanz haben. Ebenso ergaben sich Hinweise auf den geringen Einfluß der Geländeexposition und der topographiebedingten Variabilität der Windgeschwindigkeit auf die Verdunstungsverteilung. Insofern erscheint für die Verhältnisse des Weiherbachgebiets eine vergrößerte Berechnung der Verdunstung berechtigt.

Die Arbeit endet mit einer Bestandsaufnahme und einer darauf aufbauenden erneuten Zielbestimmung bezüglich folgender Punkte: (1) Verfeinerung und Vereinfachung von Systemelementen bzw. Teilsystemen, (2) Verbesserung der Datenbasis (Qualität und Quantität), (3) Verbesserung der Datenhandhabung (Numerik und Management).

Abstract

The present thesis deals with the time-continuous modelling of water dynamics in small catchment systems. The considered control volume consists of the upper soil layer including the vegetation canopy, with the atmosphere and possibly groundwater imposing boundary conditions onto the system.

Keeping in mind the ultimate goal of modelling the transport processes of dissolved and suspended substances including contaminants, both at the surface (erosion and wash-off) and underground (transport towards groundwater and channel), a process-oriented approach is chosen to model the inner structure of catchments as thoroughly as possible. This permits the examination of the interaction between subsystems, and finally enables the derivation of simplifications.

For this purpose a modelling system (CATFLOW) has been developed, which simulates spatially and temporally distributed relevant processes of the water cycle in a small catchment. Special features of the system include:

Problem-oriented domain decomposition and time-step control: The subdivision of the catchment area is carried out based on the topography. Beginning with the detailed drainage network and delineated subcatchments, hillslope areas are identified and then idealized as vertical longitudinal sections of variable width along the steepest gradient of the topography. This decomposition supports a far-reaching decoupling of runoff production at the hillslope and runoff propagation in the drainage network, where flow can be described in a more hydrodynamically substantiated sense. Then, the longitudinal cross-sections as well as the drainage network are discretized taking into account the zones expected to be hydrologically most active. Based on geomorphologically motivated considerations an efficient and simple parameterization scheme has been developed in order to describe the complex geometry of the detailed drainage network.

Process-based modelling: The modelling scale is close to the process scale. This property of physically based models permits the consideration of the interaction between all relevant hydrological processes based on field observations. These are: evapotranspiration, interception, infiltration in micro- and macropores and two-dimensional soil water movement (saturated/unsaturated) as well as surface runoff and channel flow (including runoff from sealed surfaces) under the influence of temporally and spatially variable climatic boundary conditions and land use.

Flexible spatial/temporal resolution of boundary conditions and parameters: A prerequisite for the examination of interactions between various processes and properties is the possibility of handling all data at an arbitrary spatial/temporal resolution. This requirement is also important with respect to a problem-oriented time-step control and has been met by implementing a suitable data structure.

Relational data management: To ensure the user-friendliness of the modelling system, the large amounts of temporally and spatially variable input and output data of state variables and both system and environment parameters are organized in a relational data structure, i.e. as an indicated system of tables and flexible input formats.

The modelling system and extensively collected data have been used to parameterize, calibrate, and verify a model of the research catchment “Weiherbach” near Karlsruhe. In this context, an important aim was the synthesis and integration of numerous experimental

results and the detailed research of individual processes performed by other authors.

A systematic modelling strategy has been applied, i.e. the catchment model has been successively assembled by combination of separately calibrated and examined submodels, which are in part a result of recent research on the local and hillslope scale.

Both the following quantities and their structures are known, however, with different precision. They must be regarded as a mixture of intuitive estimation (guided by expert knowledge) and possibly unprecise measurements: (1) distribution of soil texture, which is mainly controlled by the geomorphological development along the catena of the hillslopes, (2) distribution of macroporosity, controlled by hillslope position and soil texture, (3) classified land-use distribution and temporal development of land-use parameters in the annual cycle, (4) topography and wind-direction-dependent distribution of wind velocity, (5) topography-dependent distribution of net radiation, (6) drainage network by a geomorphologically-motivated parametrization, (7) near-stream sealed surfaces that contribute to runoff.

On the other hand, due to the lack of detailed information, a number of quantities and distributions had to be considered to be homogeneous; an assumption that all hillslopes exhibit a similar soil profile had to be made. Similarly, macroporosity has been assumed to be independent of land use and cultivation practices.

Within the framework of the available measurement data (hydrographs at two gauging stations, soil moisture measurements and water balances) it was shown, that a plausible time-continuous model of the water transport in the catchment could be calibrated. Especially the integral behaviour could be imitated properly. Internal validation could only be performed rudimentarily by use of few and uncertain measurements. However, internal distributions show reasonable patterns. Taking into account the considerable uncertainty when estimating the distribution of parameters which obviously play the most important role in generating surface runoff (macroporosity, land-use parameters), the simulated distributions of soil moisture, surface runoff, and water balances must be considered as uncertain as the input distributions of these parameters. However, a more detailed knowledge of the structure of these input distributions will yield an immediate improvement of the simulation quality, as could be shown by the detailed examination of a single hillslope.

As for the conditions of the semi-humid “Weiherbach” catchment it was shown, that lateral fluxes merely represent a small share of the mean annual water balance. In addition, there is evidence of neglectable influence of exposition and wind velocity reduction due to topographic effects on the distribution of evapotranspiration. Thus, for the conditions of the “Weiherbach” catchment, a less detailed method for simulating evapotranspiration seems to be reasonable.

The thesis concludes with a discussion and, based on this, a redefinition of goals with respect to the following items: (1) refinement and simplification of system elements and subsystems, respectively, (2) improvement of the database (quality and quantity), (3) improvement of data handling (numerical methods and management).

Vorwort

Die vorliegende Dissertation entstand während meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe. Sie wurde im Rahmen des multidisziplinären Verbundprojektes “Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus kleinen ländlichen Einzugsgebieten (Weiherbachprojekt)” vom Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (BMBF) gefördert.

Die Beschäftigung mit diesem hochinteressanten Thema war und bleibt eine Herausforderung. Welche Gesetzmäßigkeiten können wir in den komplex verwobenen Zusammenhängen der natürlichen Systeme erkennen? Und was davon kann schließlich mit vertretbarem Aufwand zur Bewältigung aktueller Problemstellungen in die Praxis umgesetzt werden? Mein Sinn dafür wurde im Laufe der Fertigstellung der vorliegenden Arbeit geschärft.

Mein Dank gilt an erster Stelle Herrn Professor Plate, selbstverständlich für die Übernahme des Hauptreferats, aber — ebenso wichtig — auch für die hervorragenden Rahmenbedingungen, die er als Institutsleiter und bei der Federführung des Weiherbachprojekts zu schaffen und zu erhalten wußte. Die dadurch gewährleistete Kontinuität in Verbindung mit den zugestanden Freiräumen ermöglichte erst das Gelingen meiner Arbeit.

Ebenso möchte ich mich bei Herrn Professor Nachtnebel von der Universität für Bodenkultur in Wien herzlich für die Übernahme des Korreferats und seine freundliche Unterstützung bedanken.

Einen besonderen Dank richte ich an Günter Blöschl von der Technischen Universität Wien. Seine Vorlesungen an unserer Fakultät im Frühjahr 1996 und seine Habilitationsschrift haben sehr zur Konsolidierung meiner Gedanken in der Schlußphase der vorliegenden Arbeit beigetragen.

Mein herzlicher Dank gebührt aber auch allen Kolleginnen und Kollegen, sowohl am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, als auch im Weiherbachprojekt: insbesondere und zuerst für die stets freundschaftliche, meist fröhliche und daher insgesamt sehr stimulierende Atmosphäre. Viele haben auf verschiedenste Weise zu meiner Arbeit beigetragen, u.a. mit Ihrer Bereitschaft zu anregenden Diskussionen, mit der mühsamen Erhebung, Aufarbeitung und Bereitstellung von Meßdaten, mit ihrer Hilfe bei der Anwendung des Geographischen Informationssystems und anderer Softwareprodukte, mit der Erstellung von gekonnten Abbildungen, mit dem Aufspüren von Fehlern beim Korrekturlesen und schließlich mit tatkräftiger Unterstützung bei Organisation und reibungsloser Abwicklung des Promotionsverfahrens und des abschließenden Festes. Namentlich hervorheben und danken möchte ich: Rolf Becker, Axel Bronstert, Werner Buck, Markus Casper, Matthias Delbrück, Markus Disse, Bernd Glüsing, Margret Heller-Moussa, Jürgen Ihringer, Rolf Kaiser, Olaf Kolle, Robert Kolotilo, Udo Lächler, Wolfgang Lehmann, Bruno Merz, Hector Montenegro, Danièle Reuland, Damaris Ritz, Karsten Schulz, Jutta Szabadics, Hans Werner Theisen und Erwin Zehe. Die Liste der Namen ist lang, alphabetisch geordnet und sicherlich doch nicht vollständig — man möge es mir nachsehen!

Karlsruhe, im Dezember 1997

Thomas Maurer

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	1
1.1	Problemstellung	4
1.2	Zielsetzung der Arbeit	8
1.3	Vorgehensweise	10
2	Systemanalyse und mathematische Modellbildung	13
2.1	Die reale Welt als System	13
2.2	Ein Modell des Systems	16
2.3	Modellierungsstrategien	18
3	Modellierung der Wasserdynamik von Einzugsgebieten	23
3.1	Das System Einzugsgebiet	23
3.2	Boden und Bodenwasser	27
3.2.1	Mikroporen	27
3.2.2	Makroporen	29
3.2.3	Grenzflächenflüsse: Infiltration und Verdunstung	29
3.3	Mechanismen der Abflusstehung	31
3.4	Skalen und Prozeßgeschwindigkeiten	36
3.5	Grundlagen der mathematisch-physikalischen Beschreibung der Wassertransportprozesse	39
3.5.1	Potentialkonzept	40
3.5.2	Bodenwasserbewegung in Mikroporen	40
3.5.3	Beziehungen zwischen Zustandsgrößen und Parametern	41
3.5.4	Bodenwasserbewegung in Makroporen	43
3.5.5	Oberflächenwasserbewegung	44
3.5.6	Verdunstung	46
3.6	Modellklassifikationen und bestehende Modellsysteme	47
3.7	Ein neues Gebietsmodell: Anforderungen und Konzept	51
3.7.1	Erforderliche Systemelemente	51
3.7.2	Räumliche und zeitliche Auflösung	53
3.7.2.1	Minimale Auflösungen	53
3.7.2.2	Dynamische, problemangepaßte Auflösung	53
3.7.2.3	Datenmanagement	56

4	Das Einzugsgebietsmodell CATFLOW	59
4.1	Modellstruktur	59
4.1.1	Aufteilung des Raums	59
4.1.1.1	Gebietszerlegung in Hänge und Entwässerungsnetz	59
4.1.1.2	Diskretisierung der Hänge	61
4.1.1.3	Diskretisierung des Entwässerungsnetzes	64
4.1.2	Verknüpfung mit der Zeit, Prozeßkopplungen und Zeitschrittsteuerung	65
4.1.3	Datenstruktur	69
4.2	Prozeßmodelle	72
4.2.1	Matrixfluß	73
4.2.1.1	2D-Richards-Gleichung in krummlinigen, orthogonalen Koordinaten	73
4.2.1.2	Modifizierte Picard-Iteration	73
4.2.1.3	Berücksichtigung von Randbedingungen	75
4.2.1.4	Berücksichtigung von Senkentermen	77
4.2.1.5	Überprüfung des Hangmoduls mit Literaturdaten	77
4.2.2	Infiltration und Makroporen	79
4.2.3	Oberflächenabfluß	83
4.2.3.1	Abfluß vom Hang	84
4.2.3.2	Abfluß im Entwässerungsnetz	85
4.2.3.3	Abfluß von Wegen und befestigten Flächen	86
4.2.3.4	Finite Differenzen	86
4.2.4	Verdunstung	87
4.2.4.1	Das Modell von KOLLE	88
4.2.4.2	Regionalisierung der Verdunstung	89
5	Modellanpassungen, -analysen und -anwendungen	93
5.1	Datengrundlage Weiherbachgebiet	93
5.2	Vorgehen bei der Modellanpassung und -plausibilisierung	101
5.3	Detaillierte Untersuchungen an einem Hang	103
5.3.1	Diskretisierung und Bodenartenzuweisung	103
5.3.2	Randbedingungen	105
5.3.3	Pflanzenparameter	105
5.3.4	Anfangsbedingung	108
5.3.5	Simulationsergebnisse und Modellanpassung	108
5.3.6	Exemplarische Parameterstudien	112
5.3.7	Folgerungen	116

5.4	Erweiterung auf das Einzugsgebiet	117
5.4.1	Gebietszerlegung	117
5.4.2	Entwässerungsnetz und befestigte Wege	120
5.4.3	Bodenartenzuweisung und Makroporosität	123
5.4.4	Pflanzenparameter	125
5.4.5	Randbedingungen	126
5.4.6	Oberflächenrauheit	127
5.4.7	Anfangsbedingung	129
5.4.8	Simulationsergebnisse und Modellanpassung	130
5.4.8.1	Abflußganglinien	131
5.4.8.2	Bodenfeuchte	138
5.4.8.3	Wasserbilanzen	144
5.4.8.4	Zusammenfassung der Modellanpassung	148
5.4.9	Exemplarische Parameterstudien	149
5.4.9.1	Einfluß von Landnutzung und Topographie	149
5.4.9.2	Makroporosität	150
5.4.9.3	Vorbodenfeuchte	151
5.4.9.4	Niederschlagsverteilung	153
5.5	Zusammenfassende Bewertung	155
6	Diskussion, Schlußfolgerungen und Ausblick	157
6.1	Einflußfaktoren der erfolgreichen Modellierung	157
6.2	Gewählte Schritte zur Verbesserung der Modellierung	159
6.2.1	Verfeinerung und Vereinfachung von Systemelementen und Teilsystemen	159
6.2.2	Verbesserung der Datenbasis	162
6.2.3	Verbesserung der Datenhandhabung	163
6.3	Bewertung der erzielten Ergebnisse	163
6.4	Strukturierte Variabilität, Modellkomplexität und Parameterinteraktion	165
6.5	Schritte zur weiteren Verbesserung der Modellierung	168
6.5.1	Verbesserung der Datenbasis	168
6.5.2	Verbesserung der Datenhandhabung	169
6.5.3	Verfeinerung und Vereinfachung von Systemelementen und Teilsystemen	172
7	Zusammenfassung	175
	Literaturverzeichnis	179
	Symbolverzeichnis	199

Abbildungsverzeichnis	210
Tabellenverzeichnis	212
Anhänge:	
A Ergänzende Grundlagen	213
A.1 Differentialoperatoren	213
A.2 Krummlinige, orthogonale Koordinaten	213
A.3 Durchlässigkeitstensor	214
A.4 Finite Differenzen der Flußdivergenz	215
A.5 Flow Execution Sequence	219
B Ausgewählte Daten des Weiherbachgebiets	221
B.1 Oberflächenabfluß im Weiherbachgebiet (Fotos)	221
B.2 Kartierungsschlüssel der Landnutzung	223
B.3 Landnutzungsparameter	225
B.4 Gemessene Niederschlag-Abfluß-Ereignisse	229
B.5 Bodenfeuchte am 2.5.1994	233
B.6 Bodenhydraulische Funktionen	236
B.6.1 Pararendzina	236
B.6.2 Paläoboden	237
B.6.3 Kolluvium	238

1 Einführung

Unser Lebensraum, die Erde, ist äußerst komplex und unterliegt ständigem Wandel. Wie wird die Zukunft aussehen und wie stellen wir uns darauf ein? Diese Fragestellungen bewegen den Menschen von jeher, auch auf dem Gebiet der Hydrologie.

Der Mensch erfährt, beurteilt und beeinflusst die Welt, die ihn umgibt: er steht in Wechselwirkung mit seiner Umwelt. Sein Überleben hängt schon immer eng mit seinen Fähigkeiten zusammen, Erfahrungen zu sammeln, zu beurteilen und mit Voraussicht und Vorsorge in existenzsichernde Handlungen umzusetzen.

Sprache, Schrift, Druckkunst und moderne Informationstechnologie ermöglichen es, in immer effektiverer Weise zu kommunizieren, d.h. gewonnene Erkenntnisse weiterzugeben, zu konservieren und über die Zeit zu akkumulieren. Konsequenz hat sich der Mensch mit der Wissenschaft ein mächtiges Ordnungsinstrumentarium zur Strukturierung und Systematisierung seiner Kenntnisse geschaffen und damit die Entwicklung hin zur Organisation in immer größere, komplex verwobene und in vieler Hinsicht synchronisiert und zielgerichtet handelnde gesellschaftliche Einheiten mit immer weitreichenderer potentieller Einflußnahme auf die Umwelt beschleunigt. Die im Zusammenhang mit dieser zunehmenden Globalisierung heute bestehende Möglichkeit, den gesamten begrenzten Lebensraum nachhaltig zu verändern ("Globaler Wandel", WISSENSCHAFTLICHER BEIRAT DER BUNDESREGIERUNG, 1996), ist Chance und Gefahr zugleich und verlangt kompetente, umfassende Bewirtschaftungskonzepte zum Erhalt unserer Lebensgrundlagen ("sustainable development", PLATE, 1992b).

Die in den letzten Jahrhunderten entwickelte Kombination aus empirisch induktiven¹ und rational deduktiven² wissenschaftlichen Methoden versucht bis in jüngste Zeit, Aspekte unserer komplexen Umwelt durch Atomisierung in einzeln und isoliert zu betrachtende Probleme zu ergründen³. Die Anwendung dieser Methodik führte in den verschiedensten Disziplinen zu einem rasanten wissenschaftlichen und technologischen Fortschritt und bis in die 60er Jahre zu einem Paradigma der Machbar- und Beherrschbarkeit.

Die 70er Jahre brachten eine Zäsur in dieser Euphorie. Die "Grenzen des Wachstums" wurden erkannt bzw. mit der Veröffentlichung des Berichts des Club of Rome zur Lage

¹FRANCIS BACON, 1561-1626, Begründer des Empirismus

²RENÉ DESCARTES, 1596-1650, Begründer des Rationalismus

³VON WEIZSÄCKER (1994) bezeichnet dies den "reduktionistischen" Wissenschaftsstil, CAPRA (1985) spricht von der "mechanistischen kartesianischen" Weltanschauung.

der Menschheit (MEADOWS, 1972) und Ereignissen wie der Ölkrise 1973 einem breitem Publikum ins Bewußtsein gerufen. Der Eingriff des Menschen in seine Umwelt hatte eine Größenordnung erreicht, die schlagartig die Realität eines begrenzten Lebensraums und endlicher Ressourcen deutlich machte. Der Lernprozeß, die Zusammenhänge zwischen bisher eher isoliert und lokal betrachteten Teilsystemen besser verstehen und berücksichtigen zu müssen, dauert bis heute an (vgl. z.B. die Ergebnisse der Konferenz der Vereinten Nationen für Umwelt und Entwicklung (UNCED) 1992 in Rio de Janeiro, AGENDA 21, 1993).

Entsprechend begreift heute auch die angewandte Naturwissenschaft (bzw. der mit natürlichen Systemen befaßte Teil der Ingenieurwissenschaft) die Umwelt in einer zunehmend ganzheitlichen Sichtweise als ein komplex verwobenes System, dessen Zustand sich in vielfältig gekoppelter Weise auf allen Skalen dynamisch ändert. Die dabei wirksamen Prozesse sind eng verbunden mit Stoff- und Energieströmen, die anthropogen beeinflusst werden und deshalb — zur Abschätzung von Auswirkungen auf unseren Lebensraum — in ihrer Dynamik quantifiziert werden müssen. Zentrale Bedeutung dabei hat das Wasser als Trägermedium für Energie und Stoffe.

Das veränderte Bewußtsein spiegelt sich auch in den aktuellen Forschungsstrategien der Natur- und Ingenieurwissenschaften wider. Auf verschiedenen Ebenen werden multidisziplinäre und länderübergreifende Projekte entworfen, deren vorrangiges Ziel es ist, die in den einzelnen Disziplinen und andernorts bereits gesammelten Erkenntnisse über die physikalischen und biochemischen Zusammenhänge zu einem Gesamtbild zusammenzufügen bzw. interdisziplinär Daten- und Wissenslücken zu überbrücken (NACHTNEBEL & SHUTTLEWORTH, 1993). Moderne Informationsverarbeitungstechniken schaffen heute erstmals (zumindest prinzipiell) die Voraussetzung für die Erfassung und Verwaltung der immer umfangreicheren Datenmengen und darauf aufbauend die detaillierte Berechnung und Darstellung komplexer gekoppelter Systeme in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung. Schwerpunkte der Forschung liegen dabei auf der Quantifizierung der relevanten Prozesse, der Übertragung von Erkenntnissen in andere Größenordnungen und der Schaffung von umfassenden Datenbasen zur Bewältigung dieser integrierenden Aufgaben.

Ein eindrucksvolles Beispiel hierfür ist die Klimaforschung. Im Rahmen des “World Climate Research Programme” (WCRP) wird auf globaler Ebene mit gekoppelten Ozean-Atmosphären-Zirkulationsmodellen (CGCMs) die Entwicklung des Weltklimas unter verschiedensten Szenarien experimentell und modellierend untersucht (KLIMABEIRAT, 1996). Das “International Geosphere/Biosphere Programme” (IGBP) ergänzt das WCRP um Untersuchungen, die den Einfluß der belebten Landflächen auf das Gesamtsystem Erde detaillierter einbeziehen.

Ähnliche Zielsetzungen werden auf regionaler Ebene verfolgt. So werden z.B. von Deutschland, Frankreich und der Schweiz im Rahmen des “Regionalen Klimaprojektes” (REKLIP) die klimatischen Verhältnisse des Oberrheingrabens untersucht (FIEDLER, 1992).

Im Zuge einer Sensibilisierung für Fragen des Umweltschutzes rückt aber auch auf kleineren Skalen der zunehmende Eingriff des Menschen in die natürlichen Stoffkreisläufe in den

Blickpunkt des Interesses der Geo- und Ingenieurwissenschaften, die um eine verbesserte Quantifizierung unter Beachtung der Wechselwirkungen bemüht sind. Zu den Projekten und Einrichtungen dieser Art zählen in Deutschland und Österreich u.a.:

- “Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch” in Tübingen (EINSELE, 1986)
- SFB 179 “Wasser- und Stoffkreisläufe in Agrarökosystemen” in Braunschweig (RICHTER ET AL., 1996)
- SFB 183 “Umweltgerechte Nutzung von Agrarlandschaften” in Hohenheim (ZEDDIES ET AL., 1995)
- “Ökosystemforschung im Bereich der Bornhöveder Seenkette” am “Projektzentrum Ökosystemforschung” in Kiel (HÖRMANN ET AL., 1992)
- “Sollingprojekt” in Göttingen (ELLENBERG ET AL., 1986) und weiterführende Arbeiten am “Forschungszentrum Waldökosysteme” in Göttingen (MATSHULLAT ET AL., 1994)
- “Forschungsverbund Agrarökosysteme” in München (VON LÜTZOW ET AL., 1996)
- Forschungsprojekt “Kleine Einzugsgebiete” in Graz (GUTKNECHT, 1996b; GUTKNECHT, 1996a; ZOJER ET AL., 1996)
- Forschungen am “Wissenschaftlichem Zentrum für Umweltsystemforschung” in Kassel
- Forschungen am “Bayreuther Institut für terrestrische Ökosystemforschung (BITÖK)” in Bayreuth
- “Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus kleinen ländlichen Einzugsgebieten (Weiherbachprojekt)” in Karlsruhe (PLATE, 1992c)

Alle genannten Beispiele haben als grundlegende Gemeinsamkeit die Beschreibung des Zusammenspiels der Prozesse in den verschiedenen Sphären der Erdkruste (z.B. Pedosphäre, Biosphäre, Atmosphäre, Hydrosphäre, Limnosphäre) unter dem Einfluß der Sonne und der Schwerkraft. Das dynamische Streben nach Fließgleichgewicht in diesem Zusammenspiel bestimmt letztlich das, was heute als “Ökosystem” bezeichnet wird⁴. Je nach Zielrichtung eines Forschungsgebiets wird allerdings typischerweise nicht nur das Hauptaugenmerk auf die Untersuchung fachgebietsspezifischer Teilsysteme gelegt (während die Wechselwirkungen mit angrenzenden Sphären als Randbedingung vorgegeben werden müssen), sondern auch eine problemspezifische Betrachtungsskala⁵ gewählt. Dabei muß das Geschehen unterhalb dieser Skale parametrisiert werden, während das Geschehen oberhalb dieser Skale häufig in erster Näherung als konstant betrachtet wird.

⁴Ökologie, die Lehre vom Haushalt in der Natur

⁵Der Begriff “Skale” (nicht: “Skala”) bezeichnet eine charakteristische Länge, Zeit oder Größenordnung und wird in der vorliegenden Arbeit wie von PLATE (1992a) empfohlen verwendet (vgl. auch Abschnitt 3.4). Andere (z.B. BLÖSCHL, 1996b) bevorzugen auch im Deutschen den englischen Ausdruck “scale”.

Auch die vorliegende Arbeit macht hier keine Ausnahme. Eingebettet in das interdisziplinäre BMBF⁶-Verbundprojekt "Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus kleinen ländlichen Einzugsgebieten (Weiherbachprojekt)" (PLATE, 1992c) liegt der Schwerpunkt auf der Betrachtung der Teilprozesse des Wassertransports in den Teilsystemen Boden und Geländeoberfläche bis zur Skala von kleinen Einzugsgebieten und Jahren. Starke Wechselwirkungen bestehen mit den benachbarten Systemen der Vegetationsdecke und der Atmosphäre. Unter dem sich ständig wandelnden Einfluß meteorologischer Randbedingungen kommt es zu Wasser- und Energieflüssen über die Teilsystemgrenze hinweg, nämlich Niederschlag und Verdunstung. Eng verbunden damit sind laterale Flüsse auf der Geländeoberfläche und im Bodenkörper.

1.1 Problemstellung

Umweltgifte und Nährstoffe (Pflanzenschutzmittel, Schwermetalle, Düngemittel) in zu hoher Konzentration (zer)stören vielerorts die Umwelt und bedrohen die Qualität von Wasser und Boden. Anthropogen veränderte Landnutzung führt häufig zu erhöhten oberflächigen Abflüssen und vermindertem Widerstand gegen Bodenerosion.

Die Erforschung von Stofftransportprozessen setzt zunächst die detaillierte Kenntnis des Transports von Wasser als das hauptsächliche Trägerfluid für Materie und Energie voraus. Für den Hydrologen leiten sich daraus erweiterte Aufgabenbereiche im Grenzgebiet zwischen Naturwissenschaft und Ingenieurwesen ab, die PLATE (1994) mit dem Begriff "Ökohydrologie" umreißt. Notwendig ist die Einbeziehung möglichst *aller* den Wasserhaushalt beeinflussenden Teilaspekte der Natur, um in der Synthese zu quantitativen Aussagen als Voraussetzung für die Lösung der Ingenieuraufgaben im Umweltschutz zu kommen.

Von der detaillierteren Beschreibung des Wassertransports in diesem System verspricht man sich aber nicht nur ein verbessertes Verständnis der Stofftransportprozesse, sondern auch neue Erkenntnisse im Hinblick auf die Abfluentstehung als Grundlage für die Verbesserung des Hochwasserschutzes.

Die Schlüsselrolle dabei spielt der Komplex der oberen, meist ungesättigten Bodenzone einschließlich der Vegetationsdecke, der im Wechselspiel mit den meteorologischen Randbedingungen das Verhältnis zwischen Infiltration und Oberflächenabfluß bzw. Verdunstung und Grundwasserneubildung kontrolliert⁷. DOOGE (1995b) sieht in der näheren Bestimmung der genannten Aufteilungen des Wassers an der Geländeoberfläche und im Bodenkörper das Kernproblem der Hydrologie (vgl. auch KÜHNEL ET AL., 1990a; KÜHNEL

⁶Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie

⁷Bemerkenswerterweise wird insbesondere lateraler Wassertransport in der Boden-Vegetationszone heute auch für großskalige Klimamodelle (als untere Randbedingung in globalen Zirkulationsmodellen (GCM) über Landflächen) als *das* Schlüsselsystem verstanden, da die räumlich-zeitliche Verteilung der Bodenfeuchte erheblichen Einfluß auf Verdunstungsprozesse und damit Energieflüsse hat (Aufteilung in latente und fühlbare Wärme).

ET AL., 1990b; WANG & DOOGE, 1993).

Fundamentale Probleme bei der Quantifizierung der Transportvorgänge bestehen vor allem in folgenden Punkten:

Nichtlinearität: Natürliche Prozesse sind in der Regel in hohem Maße nichtlinear. Insbesondere gilt dies für den Infiltrationsvorgang in natürlichen Böden bei Vorhandensein von Makroporen.

Meßvolumen: Aussagen über Wasser- bzw. Stoffflüsse interessieren in der Regel als integrale, repräsentative Werte für Volumen, für die keine integralen Meßwerte angegeben werden können, z. B. Einzugsgebiete und Regionen. Einzige Ausnahme bildet der oberflächige Abfluß, der an Gewässerpegeln verhältnismäßig einfach zeitkontinuierlich registriert werden kann. Andere Zustandsgrößen bzw. deren Änderungsraten, wie Grundwasserstand, Bodenfeuchte, Niederschlag und Verdunstung können dagegen bisher nur punktuell gemessen werden, meist nur mit erheblichem Aufwand und/oder recht sporadisch.

Variabilität und Heterogenität: Üblicherweise zeigen jedoch alle diese Größen große räumliche und zeitliche Variabilitäten, die eng mit Heterogenitäten und Strukturen der Gebietsgeometrie verbunden sind, wie Bodenarten, Bodenzoologie, Geologie, Vegetation und Topographie (PLATE & DE HAAR, 1989). Die Korrelationslängen dieser Größen in Raum und Zeit können dabei ganz unterschiedlich sein. Infolgedessen ist die systematische Untersuchung von Zusammenhängen auf Basis weniger Meßwerte sehr erschwert und die Übertragung von Ergebnissen auf andere Gebiete und/oder andere Zeiträume (mit verändertem Zusammenspiel der Teilprozesse) mit vielen Unsicherheiten behaftet.

Komplexität: Bei genauer Betrachtung treten die den Wassertransport beschreibenden Zustandsgrößen in den verschiedenen Subsystemen eines Gebiets in permanenten Austausch wechselnder Intensität. Welche Wechselwirkung gerade das Geschehen dominiert, ist nicht von vornherein offensichtlich und hängt oft von der momentanen lokalen Konstellation ab. In durch Topographie strukturiertem Gelände kommt es außerdem infolge von lateralen Flüssen zu Wechselwirkungen mit den Verhältnissen stromauf gelegener Flächen. In großräumigeren Systemen tragen laterale atmosphärische Transportvorgänge zu Verknüpfungen mit weiter entfernten Bereichen bei.

Aufwand: Die schnell unüberschaubar werdende Anzahl von Kombinationsmöglichkeiten bei Sensitivitätsuntersuchungen des Verhaltens komplexer Systeme (gleich welcher Skale) zwingt zur Beschränkung auf die Untersuchung entweder sehr kleiner/kurzer oder sehr grob unterteilter Gebiete und Zeiträume. In beiden Fällen fallen einzelne Aspekte der Variabilität bzw. Heterogenität den zeitlichen und finanziellen Einschränkungen des möglichen Bearbeitungsaufwandes für eine Problemstellung zum Opfer. Wissenschaftlicher Wissensdurst endet daher häufig bei der Labor- bzw.

Feldskale, während ingenieurmäßiger Pragmatismus aus realer Entscheidungsnotwendigkeit heraus mit groben Faustzahlen großräumige Berechnungen anstellt bzw. anstellen muß. Die Ingenieurkunst besteht in der geschickten Optimierung zwischen diesen beiden Extremen⁸.

Stofftransport- und -umwandlungsprozesse werden entsprechend bisher hauptsächlich auf kleinsten Skalen untersucht und prozeßorientiert modelliert, wie z.B. in der Laborsäule (ZURMÜHL, 1994) oder auf einer Geländeparzelle. Sie haben bereits auf diesen kleinen Skalen einen derartig hohen Grad an Komplexität und Nichtlinearität, daß es bisher schwerfällt, die unter kontrollierten Bedingungen nur für spezielle Konstellationen gewonnenen Ergebnisse zu extrapolieren und zur Grundlage von großräumigen und zeitlich gröber operierenden Bewirtschaftungsmodellen zu machen, wie etwa dem auf Monats- und Schlagbasis arbeitenden Entscheidungs-Hilfe-Programm (EHP) zur Bilanzierung des Stickstoff- und Wasserhaushalts (MIEGEL, 1988; WALTHER, 1989).

Dagegen wird zur Lösung wasserwirtschaftlicher Aufgaben bereits seit längerem der Wassertransport auf den größeren Skalen von Einzugsgebieten mit sogenannten konzeptionellen Ansätzen beschrieben (PLATE ET AL., 1988; BERGSTRÖM, 1992). Der Erfolg dieser aus praktischer Notwendigkeit heraus entstandenen Modelle hängt wesentlich mit dem Vorhandensein der integralen Meßgröße Gerinneabfluß zusammen und erfordert meist sehr individuelle und nur lokal gültige Anpassungen, die durch jahrelange Erfahrung und Messungen gewonnen werden und typischerweise modellspezifisch sind. Eine Verallgemeinerung und damit Fundierung dieser Anpassungsparameter ist sehr wünschenswert.

Gängige Ingenieurpraxis in der Hochwasserhydrologie ist die Schätzung des abflußwirksamen Niederschlags als Funktion der Vorbodenfeuchte, der Jahreszeit, der Niederschlagsmenge und -dauer mittels des Koaxialdiagramms (IHRINGER & KRON, 1993), d.h. mit Hilfe einer nichtlinearen, multidimensionalen Regressionsbeziehung, deren Formfunktion durch physikalisches Systemverständnis motiviert ist. Für die Vorbodenfeuchte wird dabei in erster, sehr grober Näherung z.B. der Basisabfluß als Indikatorgröße herangezogen, für die Jahreszeit die Wochenzahl. Liegen genügend Messungen von Niederschlag-Abfluß-Ereignissen vor, lassen sich daraus brauchbare Bemessungswerte für einen gegebenen Standort ableiten. Die Abflußtranslation wird durch die Einheitsganglinie beschrieben, der aus einer Input-Output-Analyse ermittelten Systemfunktion des als "black box" aufgefaßten Einzugsgebiets (mit den wesentlichen Parametern Anstiegszeit und Scheitelwert). Hinter den Parametern des Abflußbeiwerts und der Einheitsganglinie verbergen sich u.a. Einflüsse wechselnder Landnutzung und meteorologischer Bedingungen, der Pedologie und der Topographie. Mit Hilfe von Regionalisierungsansätzen werden Beziehungen zwischen Parametern und den genannten Einflußgrößen hergestellt, um auch für unbeobachtete Einzugsgebiete Aussagen über den Hochwasserabfluß machen zu können. Praktisch anwendbare Verfahren, etwa das SCS-Verfahren (USDA SOIL CONSERVATION SERVICE, 1972; DVWK, 1984) oder die von LUTZ (1984) entwickelte Methode, basieren meist auf

⁸lat. ingenium: Scharfsinn, Erfindergeist

Regressionen zwischen allgemein verfügbaren bzw. leicht erhebbaren Informationen und gemessenen Niederschlag-Abfluß-Daten.

Hochwasserhydrologische Betrachtungen sind nicht kontinuierlich in der Zeit und erfordern immer die Abschätzung des Anfangszustandes anhand von Meßdaten, etwa des Basisabflusses oder der Bodenfeuchte. Dagegen ist für zeitkontinuierliche Betrachtungen zusätzlich die Berücksichtigung von Austrocknungs- und Drainageprozessen notwendig (Transpiration, Evaporation, Grundwasserflüsse).

Bei Einbeziehung weiterer, insbesondere zeitlich und räumlich hochaufgelöster Daten und Prozesse können die Zusammenhänge zwischen den Daten nicht mehr durch beschreibende Verfahren (wie z.B. Regressionsanalysen) ermittelt werden; sie werden zu komplex und undurchschaubar.

Eine naheliegende Möglichkeit zur detaillierteren Untersuchung des Wassertransports in Einzugsgebieten bietet daher die Modellierung der Zusammenhänge auf Basis der Erhaltungssätze der Physik. Die Einführung dieses Ansatzes in die Einzugsgebietshydrologie wird FREEZE & HARLAN (1969) zugeschrieben⁹ und seither unter den verschiedensten Gesichtspunkten (Skalen, Prozesse, Räume), unter Zuhilfenahme einer sich ständig erweiternden Datengrundlage und mit unterschiedlichsten Ergebnissen weltweit verfolgt und kontrovers diskutiert (vgl. u.a. PHILIP, 1980; LOAGUE & FREEZE, 1985; LOAGUE, 1989; BEVEN, 1989a; LOAGUE & GANDER, 1990; LOAGUE, 1990; GRAYSON ET AL., 1992a; GRAYSON ET AL., 1992b; LOAGUE, 1992; GOODRICH & WOOLHISER, 1994; SMITH ET AL., 1994; BEVEN, 1995; BEVEN, 1996a; REFSGAARD ET AL., 1996; BEVEN, 1996b). BEVEN & O'CONNELL (1982) identifizierten folgende Arbeitsgebiete, in denen sie das größte Potential für die Anwendung derartiger Modelle sehen (s. auch BEVEN, 1985):

- Vorhersage der Auswirkung von Landnutzungsänderungen
- Untersuchung der Auswirkung räumlicher Variabilität
- Vorhersage von Stofftransportpfaden
- Vorhersage der Abflüsse von unbeobachteten Einzugsgebieten

Obwohl die genannten Arbeitsgebiete in der Zwischenzeit intensiv bearbeitet und Fortschritte erzielt wurden, können die Ziele indessen nach wie vor nicht als erreicht betrachtet werden; jedoch ermutigen folgende, teilweise stürmische Entwicklungen in Wissenschaft und Technologie, die Grenzen des Möglichen immer wieder neu zu untersuchen:

Datenverfügbarkeit: Neue flächendeckende, teilweise satelliten- bzw. flugzeuggestützte Fernerkundungsmethoden und immer dichtere Meßnetze lassen auf verbesserte

⁹Tatsächlich greifen FREEZE & HARLAN (1969) eine Idee auf, die, wie man ihrer Einführung entnehmen kann, offenbar bereits zu jener Zeit heftig diskutiert wurde (AMOROCHO & HART, 1964; CRAWFORD & LINSLEY, 1966) (BEVEN, 1996a). Die wesentlichen Fragen waren auch damals schon: (1) Gibt es genug Prozeßverständnis? (2) Gibt es genügend genaue und detaillierte Meßdaten? und (3) Ist genügend Rechnerleistung und Speicherplatz vorhanden?

flächig erhobene Meßdaten hoffen; erwähnt seien insbesondere Landnutzung, Bodenfeuchte, Bodenarten, Niederschlagsfelder, Topographie, Abflüsse und Grundwasserstände. Verbesserte bzw. neuentwickelte Schätzverfahren für nicht unmittelbar meßbare Größen unter Zuhilfenahme von leichter zu erhebenden Daten dienen demselben Ziel. Beispielhaft genannt seien hier z.B. moderne Kriging-Verfahren (ISAAKS & SRIVASTAVA, 1989; DEUTSCH & JOURNAL, 1992; LEHMANN, 1995) oder Abschätzungen der Verteilung der Bodenarten unter Nutzung der Reichsbodenschätzung (WEIBLEN, 1997).

Datenverarbeitung: Immer höhere Rechnerleistung, verfeinerte numerische Algorithmen zur Lösung nichtlinearer Probleme sowie Fortschritte bei der Organisation von Datenbeständen in vernetzten Datenbanken mit verbesserten Schnittstellen in Verbindung mit Datenvisualisierung erlauben es, immer komplexere Systeme mit einer immer größeren Anzahl individueller Zustandsvariablen quantitativ zu untersuchen¹⁰.

Unter diesen sich ständig wandelnden Rahmenbedingungen bleibt also die Herausforderung bestehen, die Abflußbildungs- und -translationsprozeß besser verstehen zu lernen und damit auch die Voraussetzung für die prozeßorientierte Erweiterung von Stofftransportmodellen auf Einzugsgebietsgröße zu schaffen.

1.2 Zielsetzung der Arbeit

Entsprechend den Ausführungen des vorherigen Abschnitts wird in dieser Arbeit ein prozeßnahes zeitkontinuierliches numerisches *Modellsystem* für die Wasserdynamik im Kontrollvolumen der oberen Bodenzone kleiner Einzugsgebiete (inkl. Vorfluter und Pflanzendecke) entworfen und entwickelt. Die Ausrichtung der Arbeit wird dabei von dem Ziel geleitet, die für Stofftransportmodellierungen grundlegenden Wasserflüsse detailliert bereitstellen zu können (PLATE, 1988; PLATE & DE HAAR, 1989; PLATE, 1994).

Das Modellsystem wird dann exemplarisch dazu verwendet, ein *Modell* des Forschungseinzugsgebiets Weiherbach anhand dort erhobener Daten aufzustellen, anzupassen und auf seine Anwendbarkeit hin zu überprüfen¹¹.

Dabei steht der Aspekt der Integration von Teilergebnissen aus verschiedenen Disziplinen im Vordergrund, notwendige Voraussetzung für die letztlich angestrebte Aggregation. Diese Zielsetzung erfordert eine erhebliche fachliche Breite und bringt es mit sich, daß Einzelthemen nicht beliebig vertieft werden können.

¹⁰Interessant im diesem Zusammenhang ist das von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) geförderte Graduiertenkolleg "Beherrschbarkeit komplexer Systeme" an der Fakultät für Informatik der Universität Karlsruhe.

¹¹Unter einem "Modellsystem" wird in Abgrenzung zu einem "Modell" das mehrere Teilprozesse integrierende Werkzeug (hier: Computerprogramm) verstanden, das die Erstellung verschiedener konkreter Modelle erlaubt, sobald spezifische Eingabedaten vorhanden sind.

Der verfolgte Ansatz beruht auf einer deterministischen Sichtweise des Systems "Einzugsgebiet", d.h. unter Einbeziehung detaillierter Informationen der Gebietsgeometrie (im weiteren Sinne) soll die interne Wirkungsstruktur nachgebildet werden. Anders ausgedrückt, es soll die Möglichkeit untersucht werden, ausgehend von einem Anfangszustand die Änderungen der Zustandsgrößen des Systems unter dem Einfluß der Randbedingungen (insbesondere Klima) weitgehend physikalisch basiert und räumlich und zeitlich differenziert berechnen zu können.

Besonderes Augenmerk wird dabei auf die Erfassung der vernetzenden lateralen Fließwege auf der Oberfläche und im Untergrund sowie auf die Erfassung der räumlich verteilten Verdunstung gelegt. Diese beiden Aspekte der Bodenwasserdynamik sind über die zeitliche Abfolge von Niederschlags- und Trockenperioden miteinander verknüpft.

Entsprechend dem von MILNE (1936) eingeführten *Catena*-Konzept (gemäß HALL & OLSON (1991) dem ersten prozeßorientierten Ansatz zum Studium von Landoberflächenformen, vgl. PATON, 1978) wird eine dem Relief angepaßte Gebietszerlegung in Hangelemente vorgenommen, gewissermaßen entlang natürlicher Koordinaten. Der Abfluß von den Hangflächen sowie von befestigten Flächen im Gebiet wird einem feinverzweigten Entwässerungsnetz zugeführt. Dieses Konzept unterstützt in idealer Weise die weitgehende Entflechtung von Abflußproduktionsprozessen (auf den Hängen) und Translationsprozessen (im Entwässerungsnetz), auf deren Bedeutung schon MESA & MIFFLIN (1986) hingewiesen haben.

Es wird Sorge dafür getragen, daß auch gesättigte Bereiche des Bodenkörpers physikalisch korrekt beschrieben werden, da mit zunehmender Gebietsgröße deren Auftreten gerade bei Berücksichtigung lateraler Fließprozesse im Untergrund (schwebende Grundwasserspiegel) wahrscheinlich wird.

Zur Überbrückung der Trockenperioden zwischen Niederschlagsereignissen wird ein bestehendes, hochdifferenziertes eindimensionales Verdunstungsmodell (KOLLE, 1997) adaptiert und für räumlich verteilte Verhältnisse angepaßt, indem der Einfluß der Topographie auf Strahlung und Windgeschwindigkeit sowie der Effekt von Landnutzung und Bodenarten berücksichtigt wird.

Viele System- und Umweltparameter unterliegen unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Veränderungen, die im Modell berücksichtigt werden sollen. Ein weiteres wichtiges Teilziel besteht daher in der Implementierung einer relationalen Datenstruktur, um durch Vermeidung redundanter Eingaben ein notwendiges Minimum an Handhabbarkeit zu gewährleisten und Fehlermöglichkeiten zu minimieren. Die damit verbundenen Aufgaben des Software-Engineering sind von häufig noch unterschätzter Wichtigkeit einerseits und Schwierigkeit andererseits (ABBOTT, 1993; REFSGAARD, 1996).

Schließlich soll ein nicht unerheblicher Teil der Überlegungen die Frage beleuchten, wo die Grenzen dieser Methoden liegen bzw. wo weitere Forschung vordringlich ansetzen muß, um sowohl nennenswerten Erkenntnisgewinn als auch praktische Anwendbarkeit zu gewährleisten.

1.3 Vorgehensweise

Die Vorgehensweise entspricht im wesentlichen dem Aufbau der Arbeit, der im folgenden zusammengefaßt erläutert wird.

Voranzuschicken ist dazu jedoch eine grundsätzliche Bemerkung: Die hierarchische Gliederung einer wissenschaftlichen Arbeit steht in einem gewissen Widerspruch zur Natur des untersuchten Problems, ist doch die Zielsetzung hier die möglichst weitgehende Berücksichtigung der komplex verwobenen Kopplungen zwischen verschiedenen Zustandsgrößen, Prozessen sowie Umwelt- und Systemparametern auf unterschiedlichen Zeit- und Raumskalen mit Hilfe der Modellierung. Dementsprechend sind Vorgriffe und Querverweise in der Arbeit unumgänglich¹².

Nach dieser Einführung befaßt sich Kapitel 2 mit Fragen der Systemanalyse und Modellbildung auf eher grundsätzlichem Niveau, um die in dieser Arbeit angewandte Methodik in einen größeren Rahmen zu stellen und auf generell ableitbare Eigenschaften von Systemen und Modellen zurückgreifen zu können. Was ist ein System/Modell? Warum werden Modelle entworfen? Wo liegen die Probleme bei der Modellbildung? In Zusammenhang mit diesen Fragen wird neben dem Begriff des Systems und seiner Bestandteile auch der damit eng verbundene Begriff der Skale eingeführt und erläutert. Daraus ergeben sich Folgerungen für mögliche Modellierungsstrategien, deren Klassifizierung am Ende des Kapitels beschrieben wird.

Im Kapitel 3 werden die generellen Überlegungen aus Kapitel 2 anhand des Problems der Modellierung der Wasserdynamik von Einzugsgebieten konkretisiert. Zunächst wird das System "Einzugsgebiet" identifiziert. Unter den Aspekten verschiedener möglicher Fragestellungen und unter Einbeziehung der Literatur werden Lösungsansätze für die Systemanalyse und Modellbildung diskutiert. Dabei werden verschiedene Teilaspekte spezifischer betrachtet, insbesondere die Skalenproblematik. Anschließend werden die mathematisch-physikalischen Grundlagen für eine detaillierte Betrachtung zusammengestellt. Es folgt eine Diskussion von Klassifikationsansätzen und bestehenden Modellen, bevor schließlich Anforderungen an das in dieser Arbeit entwickelte Modellsystem CATFLOW formuliert werden und ein Modellkonzept entworfen wird.

Das vierte Kapitel erläutert die gewählte Modellstruktur im Detail und stellt die numerische Umsetzung der Grundgleichungen im Programm CATFLOW zusammen. Die Wirkungsweise einzelner Komponenten des Modellsystems wird dabei bereits betrachtet.

Kapitel 5 stellt dann Anwendungen und Analysen des Modellsystems vor. Dazu wird schrittweise ein Modell des Forschungseinzugsgebiets Weiherbach aufgebaut, indem meßtechnisch erfaßte Teil- oder Subsysteme angepaßt und dann zusammengesetzt werden. Unter Berücksichtigung der beträchtlichen Vorarbeiten auf kleineren Skalen (Feld und Hang) (u.a. von SCHIFFLER, 1992; BRONSTERT, 1994; SCHRAMM, 1994; MONTENEGRO,

¹²Dem Wesen des gewählten Themas entspräche vielmehr eine Darstellung mit Hilfe moderner Hypertext-Medien, die es erlauben, nicht nur hierarchische, sondern auch vernetzte Strukturen abzubilden, d.h. ein Gewebe.

1995; MERZ, 1996; SCHÄFER, 1996; GERLINGER, 1997; DELBRÜCK, 1997; KOLLE, 1997) wird hier nun hauptsächlich die Hang- und Gebietskale betrachtet. Aufgrund der mit der betrachteten Gebietsgröße abnehmenden Datendichte wird die Modellüberprüfung zunehmend zu einer Plausibilisierung, wie am Beispiel einer Gegenüberstellung der mit einem speziellen Kriging-Verfahren (LEHMANN, 1995) erzielten Interpolationen von Bodenfeuchte-messwerten mit Simulationsergebnissen verdeutlicht wird.

Daneben sind insbesondere Parameterstudien von Interesse, die die Möglichkeiten des physikalisch basierten Modells illustrieren. Untersucht wird vor allem der Einfluß der zeitlich und räumlich variablen Verdunstung (Landnutzung und Windeffekte), der Niederschlagsverteilung und der Verteilung von Bodenarten und Makroporen auf die Oberflächenabflusentstehung und die Terme der Wasserbilanz.

Die Arbeit endet mit Schlußfolgerungen und einem Ausblick auf Forschung und Praxis (Kapitel 6) sowie einer Zusammenfassung in Kapitel 7.

In den Anhängen sind einige verwendete Grundlagen sowie ergänzende Daten und weiterführende Ergebnisse zusammengestellt.

2 Systemanalyse und mathematische Modellbildung

Die Vorgehensweise der vorliegenden Arbeit orientiert sich eng an den Methoden der Systemanalyse. In diesem Kapitel wird daher zunächst ein kurzer Abriß des Systemkonzepts gegeben; weiterhin werden grundsätzliche, generell zutreffende Eigenschaften und Aspekte von Systemen beleuchtet. Damit entsteht die Basis für die in den folgenden Kapiteln durchgeführte konkretere Betrachtung von Einzugsgebieten sowie die Grundlage zum Verständnis der Schlußfolgerungen und des Ausblicks.

2.1 Die reale Welt als System

Aus wissenschaftlicher Neugier und zur Lösung praktischer Probleme ist man bestrebt, die Zusammenhänge zwischen den vielfältigen Teilaspekten der Umwelt zu ergründen, um unter Einbeziehung möglichst aller relevanter Wechselwirkungen das Gesamtverhalten voraussagen zu können. Diese Wechselwirkungen erscheinen je nach eingenommener räumlicher und zeitlicher Betrachtungsperspektive unterschiedlich stark bzw. relevant. Tatsächlich werden derartige Bewertungen erst im Zusammenhang mit der jeweiligen Perspektive sinnvoll. Häufig werden auch Begriffe wie Größenordnung, Ebene, Standpunkt, Blickwinkel oder Skale verwendet, um die Perspektive zum Ausdruck zu bringen.

Im Zusammenhang mit einer bestimmten eingenommenen Perspektive verwendet man den Begriff "System", "...um damit eine Anzahl von Bestandteilen abzugrenzen, die untereinander relativ stark, mit ihrer gemeinsamen Systemumwelt aber nur schwach interagieren und das so, daß man dem beobachteten Verhalten dieses Systems einen 'Zweck' zuordnen kann." (BOSSEL, 1992). Bereits auf dieser Ebene kommt es zu einer ersten Konzeptionalisierung der Wirklichkeit.

Die Systemtheorie (Kybernetik) befaßt sich mit Systemen auf einem abstrakten Niveau. Sie versucht, die realen und physisch verschiedenen Systemen zugrundeliegenden Gemeinsamkeiten zu erforschen (BOSSEL, 1992; BOSSEL, 1994). Sie entstand aus der Notwendigkeit, die Dynamik technischer Systeme zu analysieren und damit besser beherrschen zu können.

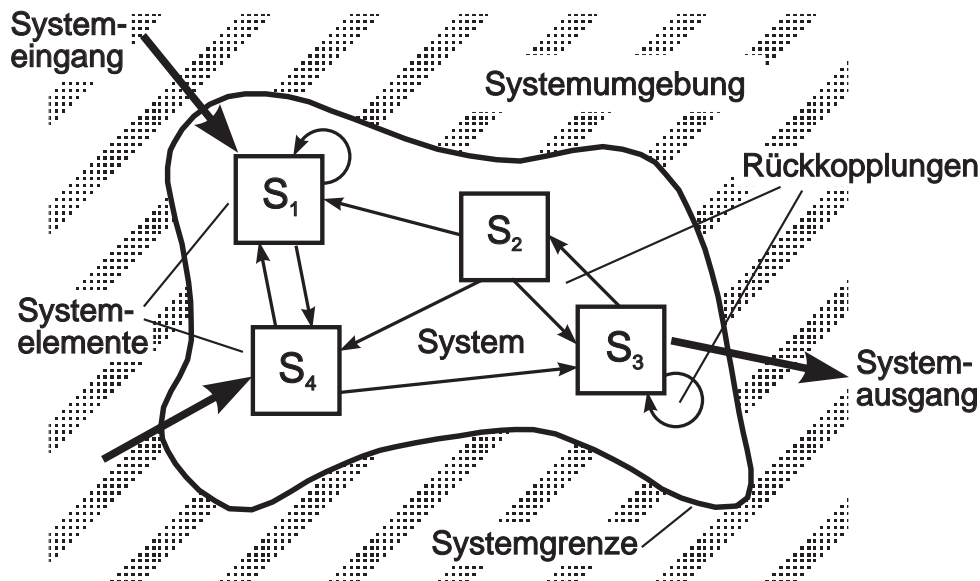


Abb. 2.1: Systemkonzept: Elemente, Struktur, Systemgrenze, Systemumgebung (nach BOSSEL, 1992)

Abb. 2.1 zeigt das Grundkonzept eines Systems und dessen Komponenten. Zu den Systemelementen gehören Verhaltensgrößen (Ausgangsgrößen), Zustandsgrößen (Speichergrößen), Änderungsraten der Zustandsgrößen (Flüsse), zeitabhängige Umwelteinwirkungen (Eingangsgrößen) sowie System- und Umweltparameter.

Systeme machen sich nach außen bemerkbar durch ihre Verhaltensgrößen. Ihr innerer Zustand wird jedoch vollständig durch die sogenannten Zustandsgrößen beschrieben; diese Speichergrößen bilden gewissermaßen das ‘‘Gedächtnis’’ des Systems. In Verbindung mit der internen Wirkungsstruktur bestimmt der Zustand, wie sich das System verhält: die Eingangsgrößen werden mehr oder weniger direkt in die Systemausgangsgrößen transformiert. Schon bei nur einer Zustandsgröße besteht dabei allerdings keine unmittelbare Input/Output-Relation mehr. Die Situation gestaltet sich noch komplizierter bei system-internen Rückkopplungen, d.h. wenn Zustandsgrößen auf Zustandsveränderungen Einfluß nehmen können. Die interne Wirkungsstruktur (Pfeile in Abb. 2.1) bedeutet funktionale Zusammenhänge, die durch Systemparameter charakterisiert werden; entsprechend sind die Systemeingangsgrößen Funktionen von sogenannten Umweltparametern. Die Parameter charakterisieren gewissermaßen die ‘‘Geometrie’’ des Gebiets.

Per Definition wird ein System von seiner Umwelt in solcher Weise abgegrenzt, daß die Systemeingangsgrößen vom Systemverhalten unabhängig sind bzw. nicht durch Systemauswirkungen verändert werden können. Diese Art von idealem System kann es nur in einer vom Menschen kontrollierten technischen Umgebung geben; in der Natur existiert sie im Grunde nicht und kann dort bestenfalls in Abhängigkeit der Fragestellung (Perspektive) näherungsweise für eine gewisse Zeit angenommen werden.

Verhaltensändernde interne Rückwirkungen sind bei komplexen Systemen auf verschiedenen Ebenen möglich; aus der Perspektive menschlicher Wahrnehmung lassen sich verschiedene Rückwirkungsebenen identifizieren (Tab. 2.1).

Tab. 2.1: Gebräuchliche Benennung von Rückwirkungen in verschiedenen Zeitskalen (nach BOSSEL, 1994).

Rückwirkungsebene	Reaktion	Reaktionszeit
Prozeß	Ursache–Wirkung	unmittelbar
Rückkopplung	Regelung	kurz
Anpassung	Parameteränderung	mittel
Selbstorganisation	Strukturwandel	lang
Evolution	Identitäts-/Zielfunktionswandel	sehr lang

Man muß sich jedoch vor Augen halten, daß bei mikroskopischer Betrachtung (d.h. aus anderer Perspektive) auch vermeintlich unmittelbare Ursache-Wirkungsbeziehungen genaugenommen mit Umspeicherungsvorgängen in Verbindung gebracht werden können. Das Systemverhalten ist demnach immer eine Mischung aus Eigendynamik (infolge von Rückwirkungen auf verschiedenen Ebenen) und Reaktionen auf Umwelteinflüsse¹.

Die Elemente eines Systems können häufig auch eigenständig (und dann i.d.R. genauer) als untergeordnete Systeme betrachtet werden; Systeme sind aber zugleich auch immer Elemente übergeordneter (größer betrachteter) Systeme. Ein Gesamtsystemverhalten läßt sich dann einfach aus der Summe der Untersystemverhalten bestimmen, wenn eine gerichtete Verantwortungshierarchie vorliegt, d.h. Untersysteme in einem gewissen Rahmen unabhängig vom betrachteten Gesamtsystem reagieren.

Zu der Umgebung eines Systems gehören normalerweise aber auch Nachbarsysteme. Wenn die Systeme interagieren, d.h. ihre Auswirkungen Einwirkungen auf andere Systeme darstellen, dann ergibt sich eine über das Einzelverhalten hinausgehende Dynamik, die nur durch eine geschlossene Betrachtung des Gesamtsystems und aller relevanter Wechselwirkungen verstanden werden kann. Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß Systeme im allgemeinen sowohl hierarchisch (vertikal) als auch vernetzt (lateral) gekoppelt sind und Regelungsmechanismen auf unterschiedlichen Ebenen/Skalen bzw. mit unterschiedlichen Zeitkonstanten haben.

Natürliche Systeme

Im Verhältnis zu den vom Menschen kontrollierten, den Möglichkeiten der Regeltechnik angepaßten, relativ einfachen technischen Systemen zeigen natürliche Systeme typischer-

¹In diesem Zusammenhang kann man sich die Frage stellen, ob das, was uns als Nichtlinearität erscheint, letztlich nicht unverstandene oder nicht erfaßte Eigendynamik von Teilsystemen unterhalb der Betrachtungsskala ist (z.B. die Vorgänge im Porenraum der Bodenmatrix). Die Kombination zweier linearer Systeme kann ein nichtlineares System ergeben.

weise einen ungleich höheren Komplexitätsgrad und hochnichtlineare Wirkungsbeziehungen. Die weiteren Überlegungen dieser Arbeit beziehen sich insbesondere auf Aspekte komplexer natürlicher Systeme.

2.2 Ein Modell des Systems

Der naheliegendste Weg, um Aussagen über ein System zu bekommen, ist dessen direkte Beobachtung unter den interessierenden Bedingungen und Fragestellungen. Das ist aus verschiedenen Gründen häufig nicht möglich, z.B. weil Messungen zu zeitaufwendig/kostspielig bzw. unmöglich sind, interessierende Bedingungen zu selten auftreten oder aber das System zerstören.

Eine Alternative bietet die mathematische Modellbildung zur Berechnung eines Systems². Dabei handelt es sich immer um eine vereinfachte, abstrahierte und damit beschränkt gültige Abbildung eines raum-zeitlichen Ausschnitts eines realen Systems. Auf Basis der Problemstellung bestimmt der Modellzweck die Art der Abbildung (und den Anwendungsbereich des Modells). Je genauer der Zweck spezifiziert wird, desto präziser und knapper kann die Modellformulierung erfolgen.

Im ersten Modellierungsschritt ist es wichtig, durch Beobachtung (Experimente) und Analyse der realen Welt eine Systemvorstellung zu entwickeln und wesentliche und unwesentliche Sachverhalte, Bestandteile und Beziehungen zu erkennen. Dies ist jedoch häufig nur in iterativer Weise möglich.

Sodann muß eine mathematische Formulierung für die in den Subsystemen stattfindenden Prozesse gefunden werden. Dies bedeutet immer eine weitergehende (mathematische) Abstraktion, so daß nur die wichtigsten und meist in irgendeiner Form gemittelten Prozesse, Zustandsvariablen und Geometrien berücksichtigt werden. Systemparameter sollten möglichst experimentell bestimmt werden. Gelegentlich kann die mathematische Formulierung unter Anwendung von mathematischen Methoden in eine einfachere Form überführt werden.

In aller Regel ist das mathematisch formulierte Modell jedoch nicht geschlossen lösbar. Abhilfe schaffen die Möglichkeiten der Computersimulation. Häufig muß dazu die kontinuierliche mathematische Beschreibung auf eine diskontinuierliche Diskretisierung in Raum und Zeit abgebildet werden, innerhalb der dann die eigentliche numerische Berechnung durchgeführt wird. Dies impliziert weitere Aggregationen, wie die Bestimmung von effektiven Systemparametern bzw. effektiven Zustandstransformationsgleichungen für die gewählten Diskretisierungseinheiten. Idealerweise wird die Modellgüte durch umfangreiche, alle Möglichkeiten des erstellten Simulationsmodells berücksichtigende Vergleiche von Simulationsergebnissen und Meßdaten überprüft.

²Daneben besteht noch die Möglichkeit, physikalische Modelle zu untersuchen (z.B. im konstruktiven Wasserbau) oder elektrische Analogmodelle (z. B. für Grundwasserströmungen) zu verwenden

<p>Problembeschreibung</p> <ul style="list-style-type: none"> • formuliere Modellzweck • ziehe Systemgrenzen <p>Wortmodell</p> <ul style="list-style-type: none"> • identifiziere Systemelemente • finde Verkopplungen <ul style="list-style-type: none"> • untereinander • mit Systemumwelt • beschreibe Systemstruktur <p>Wirkungsgraph, Wirkungsdiagramm</p> <ul style="list-style-type: none"> • Zusammenhänge • Struktur • Rückkopplung <p>mathematisches Modell</p> <ul style="list-style-type: none"> • Quantifizierung • kontinuierliche Beschreibung • Zustandsgrößen • funktionale Beziehungen • Prozesse 	<p>Simulation</p> <ul style="list-style-type: none"> • diskontinuierliche Beschreibung • Diskretisierung • Simulationsprogramm (numerisches Modell) • (effektive) Parameter • Zustandspfade • Sensitivitätsuntersuchung <p>Systemveränderung</p> <ul style="list-style-type: none"> • Verhaltensbewertung • Gültigkeitsprüfung • Strukturprüfung • Szenarien • Optimierung • Regelung <p>Anwendung (nur für den Modellzweck)</p>
---	---

Abb. 2.2: Schritte der Systemanalyse und Modellbildung (nach BOSSEL (1992) und BOSSEL (1994), erweitert)

BOSSEL (1992) und in ähnlicher Weise JETSCHKE (1989) beschreiben die Etappen der Modellbildung, die stichwortartig in Abbildung 2.2 zusammengestellt sind.

Natürliche Systeme

Für natürliche Systeme sind die Systemgrenzen durch den gewählten raum-zeitlichen Ausschnitt definiert. Die Systemparameter werden durch die Systemgeometrie festgelegt und stehen ggf. über Zustandsgleichungen mit den das System charakterisierenden Zustandsvariablen in Verbindung. Innerhalb der Systemgeometrie verändern sich die Zustandsvariablen ausgehend von einem definierten Anfangszustand (Anfangsbedingungen) unter dem Einfluß von vorgegebenen Bedingungen an der Geometrieberandung (Randbedingungen) gemäß den Gesetzmäßigkeiten der Zustandstransformationen, d.h. der wirksamen Prozesse.

Der Zustand dieses mathematischen Abbilds des natürlichen Systems ist nun theoretisch zu jedem Zeitpunkt bestimmbar³. Wie bereits erwähnt, mußten i.d.R. jedoch viele vereinfachende bzw. abstrahierende Einschränkungen gemacht werden; d.h., das mathematische Modell und mehr noch das numerische Modell sind nur ein unvollständiges Abbild des Realsystems, dessen Anwendbarkeit (im Rahmen des Modellzwecks) als Simulator des Realsystems an Meßdaten überprüft werden muß (vgl. auch Abschnitt 2.3 und Abb. 2.4). Die dazu notwendige Gültigkeitsprüfung ist jedoch i.d.R. nur sehr eingeschränkt möglich (ORESQUES ET AL., 1994).

2.3 Modellierungsstrategien

Gedanklich lassen sich zwei völlig entgegengesetzte Modellierungsstrategien unterscheiden, die jedoch in reiner Form kaum angewendet werden: die Bandbreite reicht von beschreibenden “black box”-Modellen, die das *Systemverhalten nachahmen*, bis zu erklärenden “glass/white box”-Modellen, die die *Systemstruktur nachbilden*. Tabelle 2.2 stellt Eigenschaften, die tendenziell einem der beiden Pole zugeordnet werden können, zusammen.

Tab. 2.2: Prinzipielle Alternativen der Modellierung von Systemen und ihnen zuzuordnende Begriffspaare (Erklärungen im Text)

“black box”-Modell	“glass/white box”-Modell
beschreibendes Modell	erklärendes Modell
Verhalten nachahmen	Wirkungsstruktur nachbilden
Verhaltensbeobachtungen notwendig	reale Parameter müssen bekannt sein
Meßkenntnis notwendig (a-posteriori-Wissen)	Strukturwissen notwendig (a-priori-Wissen)
Kalibrierung	Parametrisierung
empirisch	physikalisch basiert
statistisch	deterministisch
zusammenfassend (“lumped”)	verteilt (“distributed”)
integriert	differenziert
verhaltensorientiert	prozeßorientiert
interpolierend	extrapolierend
“top-down”/“downward”-Ansatz	“bottom-up”/“upward”-Ansatz

³Dies bezeichnet man ein “deterministisches System”. Allerdings fand schon LORENZ (1963) im Zusammenhang mit der Beschreibung meteorologischer Konvektionsvorgänge heraus, daß bereits kleine gekoppelte Systeme (mit drei Zustandsvariablen!), obschon deterministisch beschreibbar, in ihrem Verhalten unvorhersagbar sein können (LORENZ-Attraktor). Jedes physikalische System, das sich nichtperiodisch verhält, zeigt dieses als “deterministisches Chaos” bezeichnete Verhalten und ist damit nicht voraussagbar (STEWART, 1990).

Die beiden Modellierungsansätze müssen im Zusammenhang mit dem Konzept der Skale (PLATE, 1992a, s. auch Abschnitt 3.4) gesehen werden. Je nach Betrachtungsperspektive bzw. zeitlicher und räumlicher Modellauflösung können nur bestimmte Prozesse erfaßt werden (vgl. Abb. 2.3). Die Wirkung der nicht explizit erfaßbaren Prozesse unterhalb der Modellauflösung wird als “subgrid”-Variabilität bezeichnet und muß parametrisiert werden; d.h., es müssen Beziehungen gefunden werden, die das subskalige Verhalten zusammenfassend *beschreiben* (im Gegensatz zu: *erklären*). In diesem Sinne beinhalten tatsächliche Modelle praktisch immer Aspekte beider Methodologien (in unterschiedlichen Verhältnissen und auf unterschiedlichen Skalen)⁴.

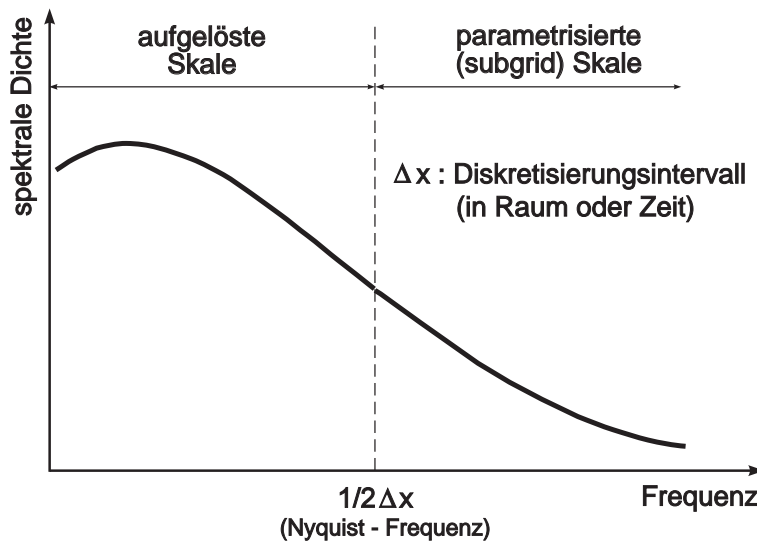


Abb. 2.3: Schematisches Energiespektrum eines natürlichen Prozesses. Die Wirkung der Prozesse unterhalb der Modellauflösung wird durch die zu parametrisierende “subgrid”-Variabilität erfaßt; großskaligere Prozesse können hingegen explizit aufgelöst werden (nach BLÖSCHL, 1996c)

Bei diesen praktisch eingesetzten Mischformen (“grey box”) wird empirische Gültigkeit durch Anpassung unbekannter Modellparameter erreicht. Diese Parameter werden “physikalisch basiert” genannt, wenn sie prinzipiell einer Schätzung zugänglich (SCHIFFLER, 1992) bzw. im Versuch/Feld meßbar (und übertragbar) sind (BEVEN, 1985; BEVEN, 1996a). Damit hängt der Begriff “physikalisch basiert” einerseits eng mit der verfügbaren Meßtechnologie zusammen und andererseits von der umfassenden empirischen Überprüfung der postulierten Modellgesetze ab. In diesem Sinn kann man verschiedene Grade der “physikalischen Basierung” unterscheiden, die die Anwendbarkeit dieses

⁴Nicht nur Modellvorstellungen sind skalenabhängig; ganz ähnliche Überlegungen gelten für Meßgrößen wie in Abschnitt 3.4 deutlich werden wird.

Begriffs relativieren⁵. Zwischen empirischen und physikalisch basierten Modellen wird daher oft noch die Klasse der konzeptionellen Modelle unterschieden (REFSGAARD, 1996). Tatsächlich sind die Übergänge fließend, insbesondere, da häufig verschiedene Teilaspekte eines Modells unterschiedlich behandelt werden. In gewisser Weise sind somit *alle* Modelle ab irgendeiner Skale ohne weiteres Strukturwissen zu kalibrieren, typischerweise mit Hilfe sporadisch und unvollkommen erhobener Meßdaten.

Abb. 2.4 veranschaulicht die Fehlermöglichkeiten bei der Modellbildung, die einerseits auf unvollkommenem Strukturwissen, andererseits auf unvollkommener Meßkenntnis basieren (vgl. auch PLATE & DUCKSTEIN, 1990).

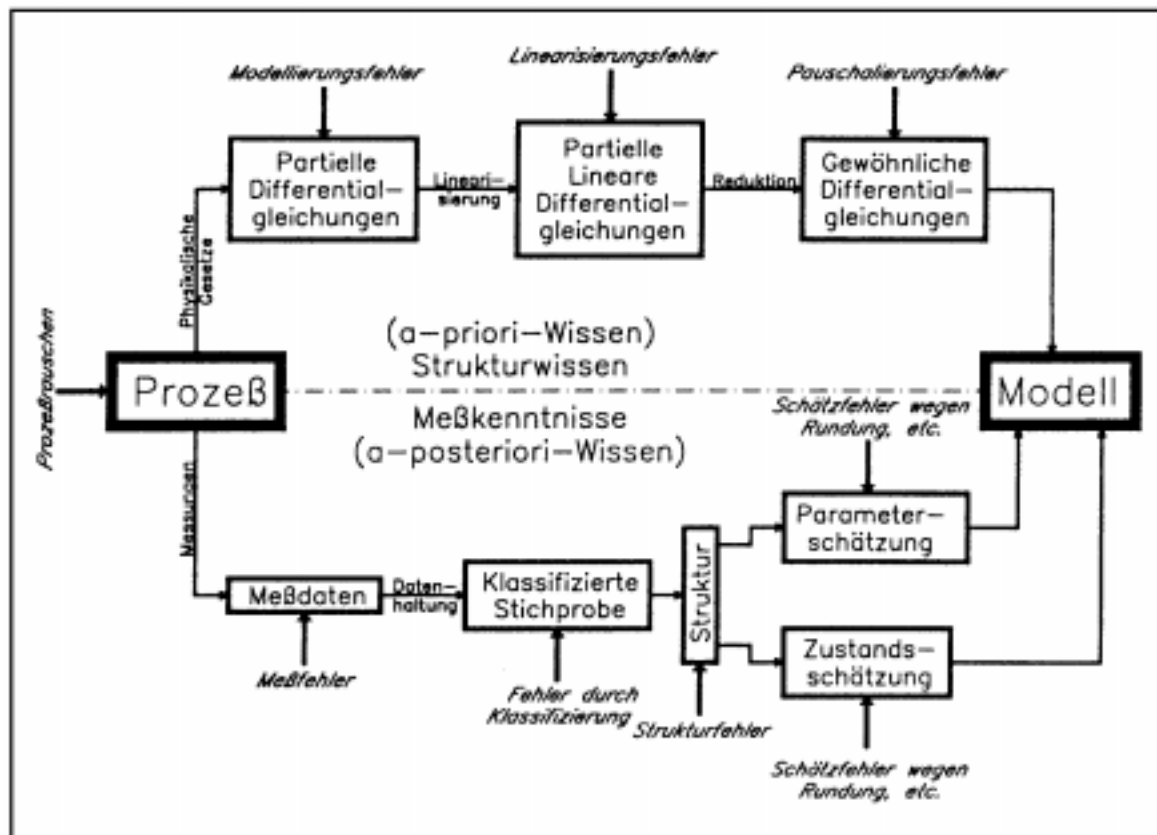


Abb. 2.4: Meßkenntnis (a-posteriori-Wissen), Strukturwissen (a-priori-Wissen) und Fehlerquellen bei der Modellbildung (aus EYKHOFF, 1974)

⁵Im Vorgriff auf die folgenden Kapitel sei hier schon erwähnt, daß das Gesetz von DARCY in diesem Sinne ein besser fundiertes physikalisches Modell darstellt als ein Makroporenmodell, das für jeden Infiltrationsversuch andere Parameter benötigt, um Rechnung und Messung in Einklang zu bringen und dessen Abhängigkeit von anderen Größen (wie der gewählten Diskretisierung) noch nicht weiter ergründet wurde. Ebenso gibt es besser fundierte Modelle als das DARCY-Gesetz, z.B. das NEWTON'sche Bewegungsgesetz.

Baut man nun im Sinne der Systemtheorie aus auf diese Weise angepaßten Teilmodellen Gesamtmodelle auf, so kombinieren sich die unvermeidlichen Fehler der Teilsystemmodelle zu dem Fehler des Gesamtsystemmodells; ggf. addieren sie sich systematisch oder aber sie heben sich zu einem gewissen Grad zufällig gegeneinander auf. In jedem Fall jedoch entsteht durch die Kombination ein zusätzlicher Strukturfehler bei der Beschreibung des Gesamtsystems. Die "Nützlichkeit" des Gesamtsystemmodells (z.B. im Sinne seiner Fähigkeit, realistische Antworten bei Sensitivitätsuntersuchungen zu geben) hängt von der Größe dieses Strukturfehlers ab. Eine Methode, den Fehler in Grenzen zu halten, ist, das aus Teilmodellen zusammengesetzte Gesamtmodell nochmals anhand von idealerweise vorhandenen integralen Meßgrößen "nachzueichen", d.h. die Parameter aller Teilmodelle gleichermaßen gleichsinnig zu verändern.

Bei der Modellierung handelt es sich somit letztlich immer um die Anpassung einer mehr oder weniger komplexen Formfunktion (mit einer unterschiedlich großen Anzahl von Kalibrierungsparametern) an gemessene Daten. Je physikalischer ein Modell ist ("the lighter the box"), desto "starrer" (aber auch komplexer) ist diese Formfunktion bzw. desto geringer sind die Freiheitsgrade des Modells und desto weniger Meßdaten werden idealerweise zu seiner Anpassung benötigt. Andererseits, je weniger man über die Struktur des Systems weiß ("the darker the box"), desto einfachere bzw. gröbere Formfunktionen werden gewählt, um das Verhalten zu beschreiben und anzupassen. Wichtig ist es festzuhalten, daß den Parametern ab einer bestimmten Skale häufig keine direkte physikalische Bedeutung mehr zuzuordnen ist, oder, anders gesagt, die Parameter den Charakter von Anpassungsgrößen bekommen.

An den Kalibrierungspunkten im Parameterraum stimmen Realität und Modell definitionsgemäß weitgehend überein. Die Qualität eines Modells ist umso besser, je weiter entfernt von diesen Kalibrierungspunkten noch verlässliche Aussagen getroffen werden können.

Die Frage, welchen Modellierungsansatz man optimalerweise wählen sollte, bzw. wieviele Teilmodelle man wie strukturtreu kombinieren soll, ist nicht ohne weiteres offensichtlich und nur in der Zusammenschau verschiedener Aspekte problemspezifisch zu beantworten:

- Wieviel Strukturwissen ist vorhanden?
- Welche Daten sind in welchem Detaillierungsgrad verfügbar?
- Welche Anforderung bestehen an die Genauigkeit?
- Welcher Aufwand an Zeit und Geld kann getrieben werden?

Zu den Methoden, die wenig Strukturwissen, dafür aber große Mengen an Meßdaten benötigen, gehören u.a.:

- Faktorenanalyse (ÜBERLA, 1971; WEBER, 1974; KILLISCH ET AL., 1984)
- multidimensionale Regressionsanalyse (auch unter Verwendung flächenhafter Informationen, FRANTZOK, 1976),

- auto-regressive Zeitreihenmodelle (BOX & JENKINS, 1970; KOTTEGODA, 1980)
- shotnoise Modelle (PAPOULIS, 1984; TODOROVIC & YEVJEVICH, 1969; TREIBER, 1975; TREIBER & PLATE, 1977),
- regelbasierte Expertensysteme (WATERMAN, 1984; PUPPE, 1991),
- “Fuzzy logic”-Ansätze (ZADEH, 1965; BÁRDOSSY ET AL., 1990)
- Group Method of Data Handling (GMDH) (IVAKHNENKO & MÜLLER, 1984; IVAKHNENKO, 1984; FARLOW, 1984; ROHDE, 1993; MÜLLER, 1994)
- neuronale Netze (ABBOTT & REFSGAARD, 1996)
- evolutionäre Algorithmen (RECHENBERG, 1978; ABBOTT & REFSGAARD, 1996)

Diese Ansätze erklären jedoch kaum die innere Struktur der nachgebildeten Systeme oder Sachverhalte und sind damit *prinzipiell* nicht zur Extrapolation in Bereiche geeignet, die nicht durch die Meßdaten abgedeckt waren. Aber auch wenn man sich auf den Bereich der Meßdaten beschränkt, ist es häufig schwer bis unmöglich, die Zusammenhänge zu klären, wenn sehr viele Einflußgrößen (mit womöglich wechselndem relativen Gewicht) das Verhalten der Zielgröße bestimmen. In aller Regel ist die Menge der Meßdaten zu gering und man hat es dann gleichsam mit einem unterbestimmten Gleichungssystem zu tun, für das viele ebenbürtige Lösungen existieren. So konnte z.B. MÜLLER (1994) für das Problem der Gewässergütemodellierung keinen befriedigenden Zusammenhang mit quantitativen, flächenhaften sozioökonomischen Informationen finden⁶.

Durch Hinzufügen von mehr und mehr Strukturwissen wird die Modellierung zunehmend auf physikalische Grundlagen basiert. Fast am anderen Ende des Spektrums stehen dann prozeßorientierte Modelle, die größtenteils direkt auf Erhaltungssätzen der Physik aufbauen⁷. Diese Art der Modellierung ist hauptsächlicher Gegenstand der vorliegenden Arbeit. Zusammenfassend ausgedrückt wird es darum gehen, unter der gegebenen Randbedingung einer Meßdatenmenge dem Optimum im Spannungsfeld zwischen Struktur- und Verhaltensmodellierung näherzukommen.

Im folgenden Kapitel werden die hier angestellten Überlegungen für das Problem des Wassertransports in kleinen Einzugsgebieten konkretisiert.

⁶Bezeichnenderweise bezog MÜLLER (1994) die Motivation zu seiner Arbeit jedoch aus den unbefriedigenden Ergebnissen von physikalisch basierten Modellen (als Kombination aus hydraulischen, Wärme- und biochemischen Teilmodellen).

⁷Falls die Strukturfehler jedoch zu groß werden und/oder die zusammenfassenden Parameter einzelner Teilmodelle zu ungenau bestimmt werden, besteht hier ähnlich wie bei beschreibenden Modellen das Problem gleichsam unterbestimmter Gleichungssysteme. Auch hier müssen dann möglichst viele Meßdaten bereitstehen, um eine interne Strukturvalidierung vornehmen zu können.

3 Modellierung der Wasserdynamik von Einzugsgebieten

In diesem Kapitel wird das System eines Einzugsgebiets näher betrachtet. Je nach Modellierungsansatz und -zweck kann die Beschreibung des Systems mit seinen Elementen und seiner Struktur ganz verschieden ausfallen. Tatsächlich unterscheiden sich daher auch alle Einzugsgebietsmodelle in irgendeiner Hinsicht. Der Schwerpunkt der Diskussionen wird hier auf den prozeßorientierten, physikalisch basierten Ansatz gelegt. Wegen seiner zentralen Bedeutung werden zunächst die verschiedenen Formen der Abflüßentstehung phänomenologisch beschrieben und klassifiziert. Nach einem Exkurs in die Skalenproblematik werden die Grundgleichungen der physikalischen Beschreibung in allgemeiner, aber knapper Form soweit eingeführt, wie sie zum Verständnis der folgenden Abschnitte unbedingt nötig sind¹. Es folgt ein knapper Überblick über vorhandene Einzugsgebietsmodelle und mögliche Klassifizierungen. Auf dieser Basis werden dann die Anforderungen an das neu entwickelte Modellsystem CATFLOW formuliert und ein Konzept entwickelt.

3.1 Das System Einzugsgebiet

Das System Einzugsgebiet wird in lateraler Richtung durch seine ober- und ggf. unterirdischen Wasserscheiden, nach oben durch die Atmosphäre abgegrenzt. Der untere Rand ist weniger klar definiert und muß problemspezifisch festgelegt werden, idealerweise so, daß Randbedingungen angegeben werden können (etwa ein undurchlässiger Rand).

Entsprechend den Ausführungen im letzten Kapitel kann das System Einzugsgebiet ganz unterschiedlich komplex beschrieben werden. In der mit dem Hochwasser befaßten Ingenieurhydrologie werden Einzugsgebiete meist als lineares System aufgefaßt (DOOGE, 1959; NASH & SUTCLIFFE, 1970). Nach Abzug der Versickerungsverluste vom Gebietsniederschlag wird der verbleibende effektive Niederschlag durch die Systemfunktion des Gebiets, der sogenannten Einheitsganglinie, in den Direktabfluß transformiert und ergibt zusammen mit dem Basisabfluß den Gesamtabfluß (Abb. 3.1). Wie bereits in der Einführung erwähnt, gibt es eine Reihe etablierter Methoden zur Abschätzung sowohl der

¹Aus Gründen der Übersicht wird eine ausführlichere Diskussion erst im Zusammenhang mit der Darstellung der tatsächlich implementierten Methoden im folgenden Kapitel erfolgen.

Mengen als auch der zeitlichen und räumlichen Verteilungen des Gebietsniederschlags, der Verluste und der Systemfunktionen (z.B. LUTZ, 1984; PLATE ET AL., 1988; IHRINGER & KRON, 1993).

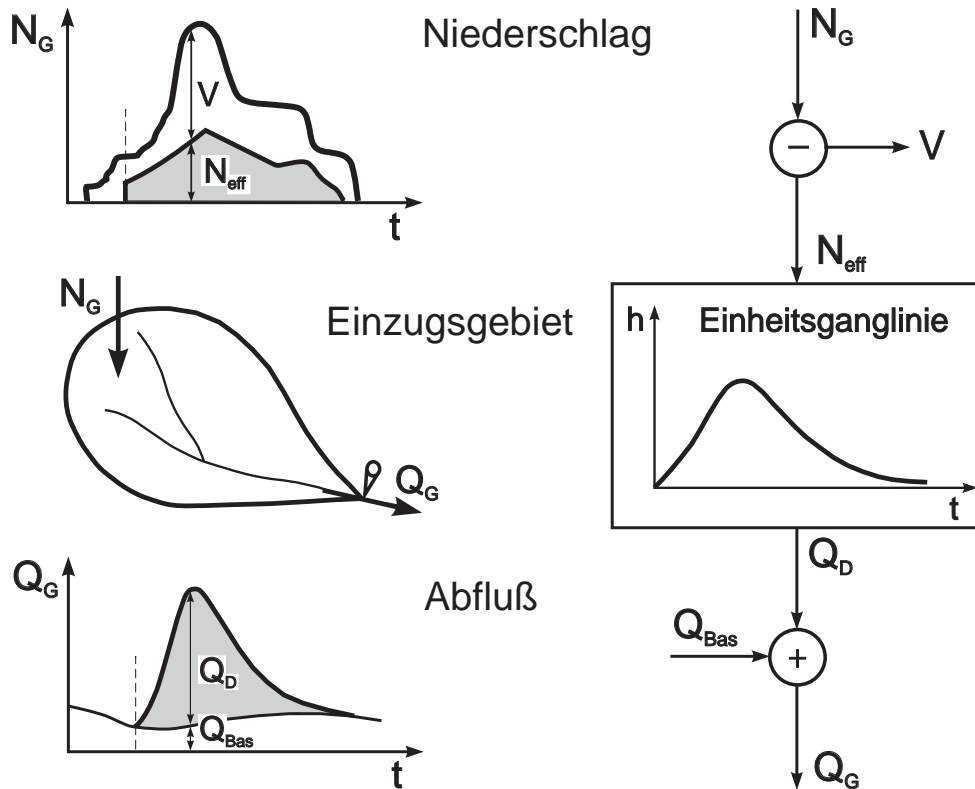


Abb. 3.1: Das Einzugsgebiet als lineares System (N_G : Gebietsniederschlag, V : Verluste, N_{eff} : effektiver Niederschlag, h : Einheitsganglinie, Q_D : Direktabfluß, Q_{Bas} : Basisabfluß, Q_G : Gesamtabfluß)

Diese Verfahren der Ingenieurpraxis entstanden auf Basis relativ geringer bzw. räumlich grob erhobener Datenmengen und kommen mit standardmäßig erfaßten bzw. leicht zugänglichen Daten aus (Niederschlag, Abfluß); zur Verbesserung bestehender Methoden, aber auch zur Lösung heute anstehender Probleme im Zusammenhang mit Stofftransportprozessen, ist ein besseres Verständnis der inneren Wirkungsstruktur notwendig. Das erfordert eine wesentlich genauere Betrachtung der Wassertransportprozesse im System eines Einzugsgebiets, die Abbildung 3.2 in einem schematischen Schnitt zeigt. Freilandniederschlag fällt auf die Pflanzendecke oder direkt auf den Boden. Als Interzeption benetzt ein Teil des Niederschlags die Blätter. Der Rest fällt als Bestandsniederschlag auf den Boden, wo er in Mikro- und Makroporen infiltriert und die Bodenfeuchte erhöht. Bei Überschreiten der Infiltrationskapazität, d.h. infolge von Aufweitung des Bodens von oben (HORTON, 1933), oder infolge von Aufsättigung des Bodens von unten (DUNNE, 1978) wird der Niederschlag in Mulden zurückgehalten und fließt ggf. oberflächlich dem Gefälle folgend ab, um sich schließlich zum Vorfluterabfluß zu vereinen, falls es nicht zur

Reinfiltration entlang der Fließstrecke kommt. Aber auch der infiltrierte Wasseranteil kann teilweise entlang bevorzugter Fließpfade (z.B. infolge von Stauschichten, Bodenhorizonten oder Tier- und Wurzelgängen) als oberflächennaher Zwischenabfluß dem Vorfluter zustreben, falls er nicht entlang der Fließstrecke im Mikroporensystem versickert oder aber als “return flow” wieder zutage tritt (Exfiltration). Das Bodenwasser perkoliert entweder in der Bodenmatrix in die Tiefe (und speist als Grundwasserneubildung den Grundwasserleiter, der ggf. mit dem Vorfluter in Beziehung steht) oder wird von den Pflanzenwurzeln aufgenommen und unter dem Einfluß der Strahlungsenergie in die Atmosphäre transpiriert. Weiterhin evaporiert Wasser direkt von der Bodenoberfläche in die Atmosphäre.

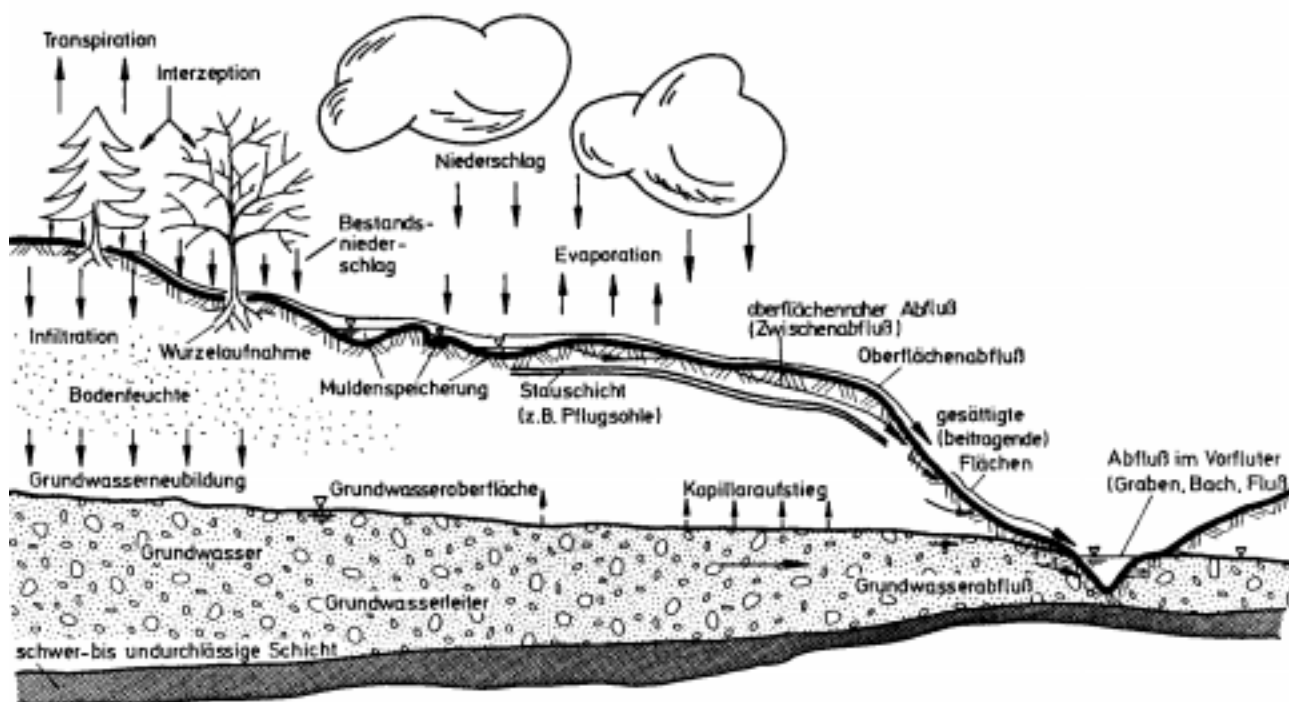


Abb. 3.2: Wassertransportprozesse in einem Einzugsgebiet (aus BRONSTERT, 1994)

Auf der Grundlage von Kapitel 2 lassen sich die *Systemelemente* jetzt bereits problem-spezifisch für ein Einzugsgebiet genauer beschreiben.

Die Zustandsgrößen des Systems sind die verschiedenen Wasserspeichergößen, d.h. Wasserstände oder -inhalte auf Pflanzen, im Gewässer, im Boden und auf der Oberfläche.

Die “Geometrie” des Gebietes (im weitesten Sinne) wird mit diversen Systemparametern, d.h. Längen, Höhen, Neigungen, Durchlässigkeiten, Widerständen und Rauheiten beschrieben und erfaßt. Die Systemparameter sind teilweise abhängig von der Zeit bzw. den Zustandsgrößen.

Unter Berücksichtigung der geometrischen Anordnung der Wasserspeichergößen können

die Zustandsgrößen alternativ auch als Energiedichten mittels Potentialen ausgedrückt werden, wie weiter unten noch ausführlicher beschrieben wird (Abschnitt 3.5). Zustandsgleichungen beschreiben dann den Zusammenhang zwischen gleichberechtigt verwendbaren Zustandsgrößen eines Systems (wie dem Bodenmatrixpotential und dem Bodenwassergehalt im ungesättigten Bereich).

Innerhalb der Systemgeometrie sorgen Wasserflüsse zwischen den Speichergrößen für deren Änderung. Die Grundlagen dieser auch als Zustandstransformationen bezeichneten Prozesse im Boden und auf der Oberfläche werden in Abschnitt 3.5 erläutert, während ihre konkrete Implementierung im Modellsystem im folgenden Kapitel 4 beschrieben wird.

An der Systemberandung kommt es zu “Wasser-(Ein-/Aus)flüssen” bzw. zu “Wasser-(Zu)ständen”, deren Größe sich aus dem Zusammenspiel mit den Umwelt-Randbedingungen ergibt (Klima, Grundwasser). Dabei liegt je nach Situation die Kontrolle innerhalb oder außerhalb des betrachteten Systems (vgl. hierzu Evaporation und Infiltration in Abb. 3.3).

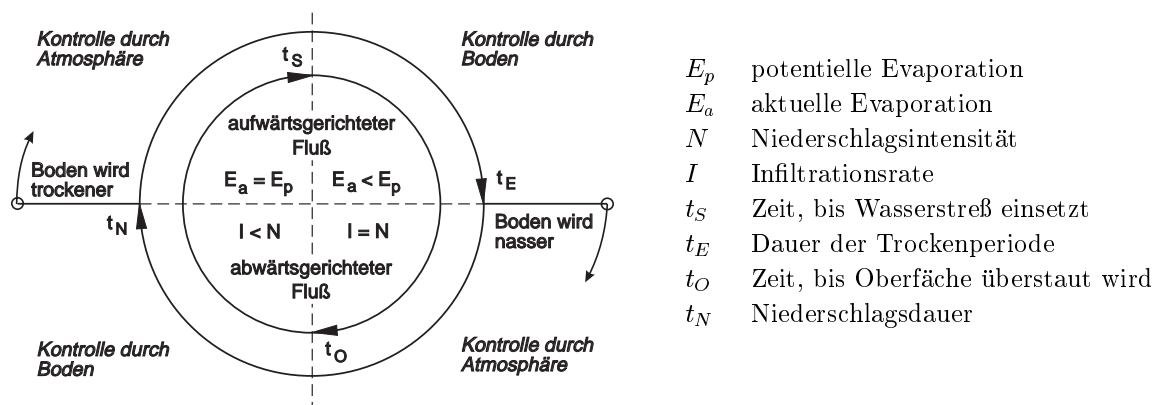


Abb. 3.3: Die vier Grundtypen von Randbedingungen an der Bodenoberfläche (aus WANG & DOOGE, 1993, verändert).

Es wird klar, daß es bei *jeder* Modellerstellung eines Einzugsgebiets im Grunde zunächst immer nur um die folgenden beiden Entscheidungen geht:

- Wie wird das Gebiet in Speicher unterteilt (Anzahl, Anordnung)?
- Wie werden die Flüsse zwischen den Speichern beschrieben?

Die Anzahl der gewählten Speicher ist ein Maß für den Grad der Linearisierung des Problems. Grundsätzlich gilt aber unabhängig davon, ob man sich für ein Einzellinearspeicher- oder für ein Finite-Differenzen-Modell mit Tausenden von Speichern entscheidet, daß ab irgendeinem vom Detaillierungsgrad abhängigen Niveau *immer* empirische Betrachtungen einbezogen werden müssen (vgl. Abb. 2.3).

Selbst wenn man sich, wie in dieser Arbeit, für die prozeßorientierte Betrachtung entscheidet, verbleiben noch viele Möglichkeiten, ein Einzugsgebiet darzustellen, denn je nach geographischer Lage, Betrachtungsperspektive bzw. Modellzweck sind einzelne Prozesse

mehr oder weniger relevant.

Abbildung 3.2 und die Beschreibung der Systemelemente haben bereits die komplexe Wirkungsstruktur in Einzugsgebieten deutlich gemacht, wenn es um sehr detaillierte Betrachtungen gehen soll. Erschwerend kommt hinzu, daß die Wirkungsstruktur auch zeitlich veränderlich sein kann, indem wechselnde Umwelt-Randbedingungen latent vorhandene Strukturverbindungen aktivieren oder deaktivieren (z.B. im Niederschlagsfall bei einsetzendem Oberflächenabfluß).

Bevor nun die in dieser Arbeit gewählte Systembeschreibung genauer spezifiziert und ein Modellkonzept entwickelt wird, fassen die folgenden Unterabschnitte einige der zur Entscheidung notwendigen Grundlagen anhand der Literatur zusammen. Dabei wird bewußt eine weitgehend phänomenologische Darstellung gewählt und die Darstellung der modelltechnischen Umsetzung dem nächsten Kapitel vorbehalten.

3.2 Boden und Bodenwasser

Die zentrale Rolle des betrachteten Systems spielt der Boden, dessen detaillierte Geometrie die Lage und Größe der Wasserspeicherräume und Flußraten bestimmt.

Natürlicher Boden entsteht an der Grenzfläche Erdkruste-Atmosphäre infolge langwieriger physikalischer, chemischer und biologischer Bodenbildungsprozesse, die das anstehende Ausgangsgestein unter dem prägenden Eindruck des Klimageschehens verwittern und zersetzen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989). Die Verteilung und Eigenschaften von Böden sind daher unter geologischen, klimatologischen und geomorphologischen Aspekten zu sehen. Wie später noch deutlicher werden wird (Abschnitt 5.1), sind geomorphologische Überlegungen für kleinräumige Betrachtungen von besonderem Interesse (PATON, 1978; HALL & OLSON, 1991). Es ist unmittelbar einsichtig, daß insbesondere die oberflächennahe Bodenzone in vieler Hinsicht ein sehr heterogenes und variables Material ist.

Im Hinblick auf den Wassertransport interessiert das Bodengefüge, d.h. die räumliche Anordnung der festen Bodenbestandteile. Das Hohlraumvolumen wird durch das Bodengefüge in ein komplexes Porensystem unterteilt, in dem sich Wasser, Luft, Wurzeln, Bodenorganismen und Nährstoffe bewegen. Die Verteilung der Porengrößen ist ausschlaggebend für den Transport dieser Größen im Porensystem, das üblicherweise in Mikro- und Makroporen unterteilt wird.

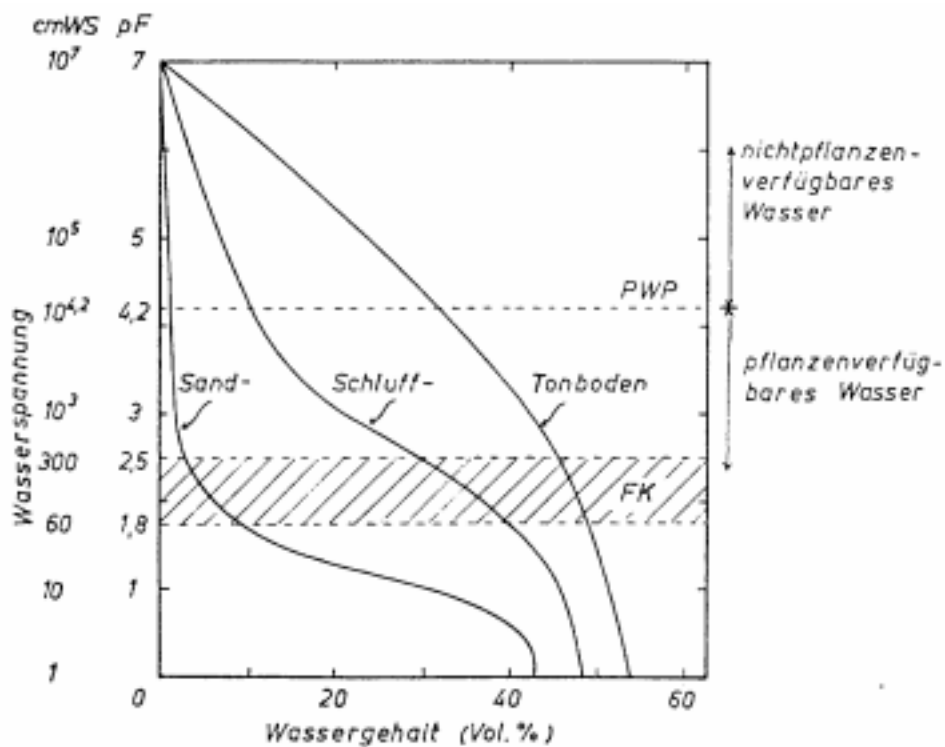
3.2.1 Mikroporen

Innerhalb von Mikroporen wird das Wasser maßgeblich durch Kapillar- und Adsorptionskräfte gehalten; je feiner die Poren sind, desto schwieriger wird es (z.B. für Pflanzen), das Wasser aus dem Boden zu entfernen. In diesem Sinne bestimmt die Porengrößenverteilung das hydraulische Verhalten eines Bodens (Tab. 3.1).

Tab. 3.1: Untergliederung der Mikroporen (nach DISSE, 1995)

Poren- \varnothing [μm]	Saugspannungsbereich		Poren- bereich	Poren- funktion	
	pF	[mbar]			
> 50	< 1.8	< 60	Grobporen	schnell dränend	LK
50 – 10	1.8 – 2.5	60 – 300	Grobporen	langsam dränend	FK
10 – 0.2	2.5 – 4.2	300 – 15000	Mittelporen	pflanzenverfügbar	nFK
< 0.2	> 4.2	> 15000	Feinporen	Totwasser	PWP
LK: Luftkapazität			FK: Feldkapazität		
PWP: permanenter Welkepunkt			nFK: nutzbare Feldkapazität		

Der Wassergehalt eines Bodens kann maximal gleich dem Volumen des gesamten Porenraums sein. Bei der Entwässerung des Bodens entleeren sich zunächst die größeren Poren. Je feiner die Poren, desto höhere Haltkräfte müssen zur Entleerung überwunden werden, die mit Saugspannungen bezeichnet werden. Die Saugspannung wird auch als negativer dekadischer Logarithmus der Unterdruckhöhe in Zentimeter Wassersäule angegeben und dann mit pF bezeichnet. Abbildung 3.4 zeigt die Beziehung zwischen Saugspannung und Wassergehalt verschiedener Böden, für die verschiedene Bezeichnungen gebräuchlich sind, u.a. Wasserspannungskurve, Retentionsfunktion und pF-Wg-Beziehung.

**Abb. 3.4:** Beziehung zwischen Saugspannung und Wassergehalt verschiedener Böden (aus SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989, Wasserspannungskurve).

FK: Feldkapazität, PWP: permanenter Welkepunkt.

3.2.2 Makroporen

Nach BEVEN & GERMANN (1981a) sind Makroporen dadurch gekennzeichnet, daß das in ihnen befindliche Wasser nicht maßgebend von Kapillarkräften beeinflusst wird, d.h. ab Durchmessern von etwa 3 mm. Makroporen können auf vielfältige Weise entstehen:

- absterbende Pflanzenwurzeln
- Aktivität der Bodenfauna (Wurm- und Wühlgänge)
- Auswaschungsvorgänge
- Bodenaggregation und -disaggregation
- Schrumpfrisse
- Bodenbearbeitung

Ihre Verteilung in der oberen Bodenzone ist für den Infiltrationsvorgang von größter Wichtigkeit: man kann sich den Oberboden als Schwamm vorstellen, dessen Aufnahmefähigkeit für intensive Niederschläge in erster Linie durch die Leit- und Speicherfähigkeiten der Makroporen charakterisiert ist. Die große Bedeutung für Infiltrations- und ober- und unterirdische Abflußbildungsprozesse wurde gemäß BEVEN & GERMANN (1981b) schon früh erkannt (BURGER, 1940, vgl. auch Abschnitt 3.3). Es gibt eine beträchtliche Literatur über phänomenologische Untersuchungen, die u.a. bei ZUIDEMA (1985), BRONSTERT (1994) und MERZ (1996) zusammengefaßt wird.

Große Schwierigkeiten bestehen demnach bei der Charakterisierung der räumlichen und zeitlichen Dynamik von Makroporen, die (wie leicht einzusehen ist) so vielfältig variabel sein kann, wie die oben angeführten Entstehungsprozesse. Ein wie auch immer geartetes Modell für Fließvorgänge in den Makroporen (z.B. BEVEN & GERMANN, 1981b; GERMANN & BEVEN, 1986, s. auch Abschnitt 3.5.4 und 4.2.2) wird deshalb in jedem Fall offensichtlich den Charakter eines konzeptionellen Modells haben und nicht meßbare Anpassungsparameter verwenden müssen (BEVEN, 1989b; MERZ, 1996). Dabei läßt man sich idealerweise von Meßergebnissen leiten. Der Einfluß der Makroporen auf das Abflußverhalten des im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Einzugsgebiets des Weiherbachs kann aufgrund der Arbeiten von SCHMALAND & WOHLICH (1992), SCHMALAND (1996), SCHÄFER (1996), DELBRÜCK (1997) und ZEHE (IHW, persönliche Mitteilung, 1997, vgl. auch ZEHE, 1997) genauer charakterisiert werden. Wichtigster Faktor im diesem Gebiet ist demnach eine hangabwärts zunehmende Aktivität von Regenwürmern (s. Abschnitt 5.1 und 5.4.3).

3.2.3 Grenzflächenflüsse: Infiltration und Verdunstung

Über die Grenzfläche zur Atmosphäre kommt es zu Wasserflüssen in und aus dem Porenraum des Bodens. Unter dem Einfluß der Schwerkraft und der Kapillarkräfte infiltriert Wasser, während es infolge des Energieeintrags der Sonnenstrahlung verdunstet und der

Wasserdampf diffusiv weitertransportiert wird, ggf. unterstützt und verstärkt durch konvektiven Abtransport unter Windeinfluß.

Die Flußraten hängen von den Eigenschaften der Oberfläche und des Bodens ab, die sich im Rhythmus der herrschenden Klima- und Landnutzungs-Randbedingungen ändern. Daher rührt auch die wechselseitige Abhängigkeit beider Flußraten.

Zu den Einflußfaktoren zählen eine Fülle von in vieler Hinsicht untereinander abhängiger Einflußgrößen (ausführliche Diskussion der meisten Größen in SCHIFFLER, 1992):

- Bodentextur (Körnung)
- Bodenstruktur (Porengrößenverteilung und Makroporen)
- Lagerungsdichte
- Humusgehalt
- Hydrophobie des Bodens (BURCH ET AL., 1989)
- Bodenfeuchte
- Wasserspannungskurven (ggf. inkl. Hysterese der Adsorptions- und Desorptionskurven)
- Wasserleitfähigkeit
- Schwellen/Schrumpfen des Bodens
- Verschlämmung der Bodenoberfläche
- Verkrustung der Bodenoberfläche
- Verdichtung der Bodenoberfläche
- Bodenbearbeitung
- Oberflächenrauheit
- Art der Landnutzung
- Wachstumsstadium der Vegetation
- Bodenfauna
- Bodenluft
- Niederschlagsintensität
- kinetische Energie der Regentropfen
- Fließgeschwindigkeit auf Bodenoberfläche
- Geländeneigung
- Windgeschwindigkeit
- Luftfeuchte
- Temperatur
- Sonnenstand
- Einstrahlung
- Albedo

Für den Fall, daß es zu lateralen Transportprozessen in oder auf dem Boden kommt, sind auch die Werte vieler der angegebenen Faktoren an topographisch oberhalb des Betrachtungspunktes gelegenen Orten von Bedeutung (vgl. Abschnitt 3.3). Es ist offenbar jedoch kaum möglich, eine Ordnung der Wichtigkeit der genannten Größen im Hinblick auf die Infiltration zu erstellen. Dadurch ist die Modellbildung für diesen Prozeß sehr erschwert, wie vielfältige Untersuchungen (u.a. auch von SCHIFFLER, 1992; BRONSTERT, 1994; MERZ, 1996) gezeigt haben.

Bei der Modellierung und Parametrisierung kommen weitere Einflüsse der diskreten Repräsentation der Gebietsgeometrie und der Randbedingungen zum Tragen (vgl. Abschnitt 2.3 und 3.4).

3.3 Mechanismen der Abflußentstehung

Vergrößert man das Blickfeld und betrachtet Gebietsteile einschließlich ihrer Topographie, so muß man ab der Größenordnung von Hängen laterale (Konzentrations-)Prozesse mit in Betracht ziehen.

Fragt man, unter welchen Umständen sich der Zustand des in Abbildung 3.2 dargestellten Systems am dramatischsten ändert, so lautet die Antwort immer: im Falle einsetzenden Niederschlags. Fragt man weiter, wann diese Zustandsänderung am offensichtlichsten wird, muß als Antwort der Beginn von Oberflächenabfluß genannt werden, wie die im Anhang B.1 gezeigten Bilder eines Oberflächenabflußereignisses im Weiherbachgebiet bei Karlsruhe unterstreichen.

Dementsprechend verwundert es nicht, daß HORTON (1933) den Hochwasserabfluß auf Oberflächenabfluß zurückführte, der entsteht, wenn die Infiltrationskapazität der obersten Bodenschicht überschritten wird (Aufsättigung von oben nach unten). Das in den Boden infiltrierte Wasser stuft er als (für den Hochwasserabfluß) verloren ein (Verlustartenbestimmung nach HORTON mit exponentieller Abnahme und asymptotischer Annäherung an die Endinfiltrationsrate).

Seither sind eine Fülle von Felduntersuchungen und Modellierungsansätzen unternommen worden, die gezeigt haben, daß der sogenannte HORTON'sche Oberflächenabfluß keinesfalls der einzige Abflußbildungsprozeß ist. Ausführliche Zusammenfassungen dieser Arbeiten im historischen Überblick finden sich u.a. in KIRKBY (1978), DUNNE (1978), DUNNE (1983), VAN DE GRIEND & ENGMAN (1985), ZUIDEMA (1985), TROENDLE (1985), PEARCE ET AL. (1986), ANDERSON & BURT (1990a) und MERZ (1996). Die Entwicklung und der heutige Stand des Wissens lassen sich demnach folgendermaßen zusammenfassen: Zunächst wurde erkannt, daß nur Teile eines Einzugsgebiets zum Abfluß beitragen ("partial areas", BETSON, 1964); nicht viel später folgte die Erkenntnis, daß die Ausdehnung dieser Gebietsteile einer zeitlichen Dynamik unterliegt (HEWLETT & HIBBERT, 1967). Diese Beobachtungen führten zu dem heute allgemein akzeptierten Konzept der *variablen beitragenden Flächen*, für das in der englischsprachigen Literatur praktisch alle möglichen Kombinationen aus folgenden vier Wortblöcken verwendet werden: "Variable/dynamic contributing/partial/source area concept"².

Die Mechanismen und Fließpfade, die die Dynamik der zum Abfluß unmittelbar beitragenden Gebietsteile bestimmen, sind vielfältig (Abb. 3.5)³; entsprechend rangieren

²Diese Ausdrücke werden in verschiedenen Zusammenhängen in leicht unterschiedlichen Bedeutungen verwendet. Während einige Autoren (z.B. VAN DE GRIEND & ENGMAN, 1985; PEARCE ET AL., 1986) *alle* Entstehungsmechanismen unter diesen Begriffen zusammenfassen, werden sie insbesondere im bezug auf Modelle häufig in einem engeren Sinne nur für den auf gesättigten Flächen in der Nähe von Vorflutern entstehenden DUNNE'sche Oberflächenabfluß angewendet (z.B. ZUIDEMA, 1985; TROENDLE, 1985; QUINN & BEVEN, 1993; BARLING ET AL., 1994).

³In einer ähnlichen Darstellung listen PEARCE ET AL. (1986) zusätzlich zu den Mechanismen Studien auf, die von experimentellen Nachweisen der genannten Phänomene berichten. Diese Auflistung wird bei ANDERSON & BURT (1990a) fortgeschrieben.

die Ansätze zu ihrer Beschreibung zwischen den Extremen des HORTON'schen Oberflächenabflusses ("infiltration excess overland flow", ohne jeglichen Beitrag des im Untergrund "verlorenen" Wassers) auf der einen Seite und der Vorstellung vom alleinigen Bodenabfluß ("subsurface flow", "throughflow") auf der anderen Seite.

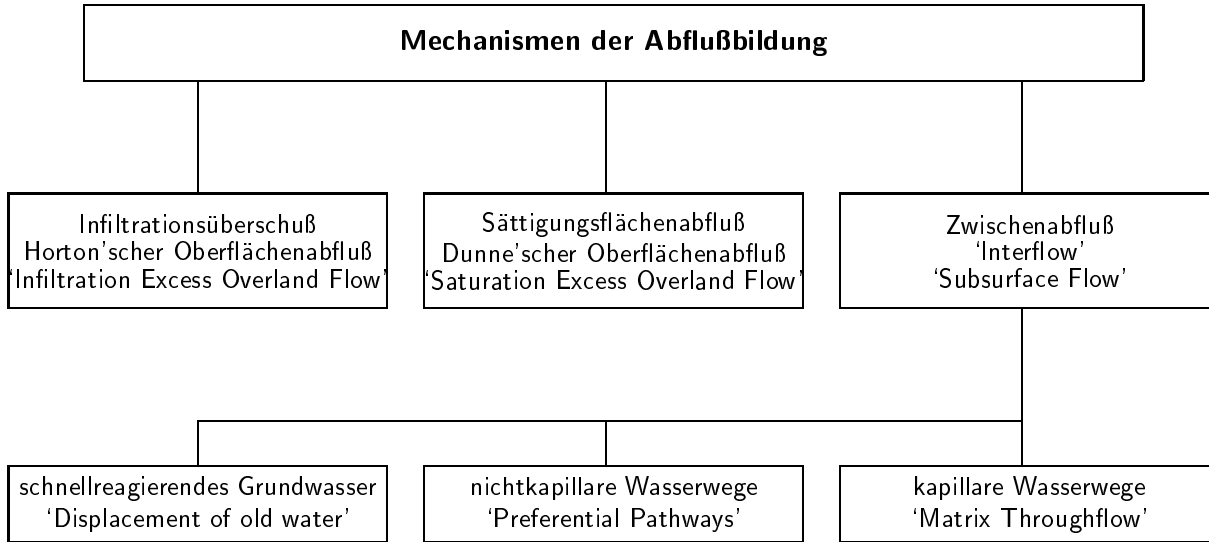


Abb. 3.5: Mechanismen der Abflußbildung

Zwischen diesen beiden Grenzfällen liegt der von DUNNE & BLACK (1970) berichtete Sättigungsflächenabfluß ("saturation excess overland flow"), d.h. Oberflächenabfluß auf von unten nach oben aufgesättigten Flächen. Diese Flächen kommen häufig (aber nicht immer) in der Nähe von Vorflutern vor. Sie werden teilweise durch unterirdisch lateral zusickerndes Wasser und teilweise durch direktes Niederschlagswasser genährt.

Viele der im Feld gemachten Beobachtungen konnten mit dieser Unterteilung nach wie vor nicht hinreichend erklärt werden. Die genauere Untersuchung der schnelleren lateralen Fließprozesse im Untergrund ergab eine weitere Unterteilung in drei Klassen⁴.

Neben dem Matrixfluß in kapillaren, geschichtet strukturierten Böden wird der Fluß in nichtkapillaren, lateralen Wasserwegen ("preferential pathways") unterschieden. Dazu gehören Flüsse in Schrumpfrissen, Wurzelkanälen und Tiergängen ("pipeflow", JONES, 1997, vgl. Abb. 3.7) oder auch in Bodenschichten mit grobem Körngerüst. Als Bedingung für nennenswerte Flüsse muß die Wasseraufnahmerate der umgebenden Bodenmatrix gering sein (d.h. der umgebende Boden ist entweder sehr feucht, sehr trocken, oder aber die Wandbeschaffenheit der Hohlräume ist von versiegelnder Wirkung); weiterhin müssen für

⁴BEVEN (1989b) weist darauf hin, daß in der Literatur eine gewisse Inkonsistenz der Terminologie herrscht und schlägt selber vor, unter "interflow" (Zwischenabfluß) alle oberflächennahen Abflußvorgänge mit merklichem Einfluß auf die Abflußganglinie zusammenzufassen, wie z.B. "throughflow" (KIRKBY & CHORLEY, 1967) und "subsurface stormflow" (WHIPKEY, 1965).

diese Prozesse größere Niederschlagsintensitäten vorliegen (BURT, 1989). KNOBLAUCH (1996) gibt eine Literaturübersicht über präferentielle Fließbahnen in Böden.

Als weiterer Mechanismus ist schließlich noch die Möglichkeit schnell ansteigender Grundwasserstände zu nennen ("displacement of old water"), wenn infolge geringer zu-strömender Wassermengen der fast vollgesättigte Kapillarsaum ("capillary fringe") unter Überdruck gerät und aufgrund eines dadurch entstandenen hydraulischen Gradienten mobilisiert wird (SKALSH & FARVOLDEN, 1979; STAUFFER ET AL., 1981; ABDUL & GILLHAM, 1984; GILLHAM, 1984; RULON ET AL., 1985; PEARCE ET AL., 1986; SKLASH ET AL., 1986; STAUFFER & DRACOS, 1986; ABDUL & GILLHAM, 1989; BRUTSAERT, 1994; RAM ET AL., 1994; FAYBISHENKO, 1995; JAYATILAKA & GILLHAM, 1996; JAYATILAKA ET AL., 1996). Ergebnisse von Laboruntersuchungen (CONSTANTZ ET AL., 1988; WANG & FEYEN, 1995a; WANG & FEYEN, 1995b) werfen neuerdings die Frage auf, ob eine schnelle Sättigung der Bodenoberfläche nicht eine Luftkompression zwischen Oberfläche und Grundwasser hervorrufen und dadurch das Wasser des Kapillarsaums mobilisieren kann. Dieser Fragestellung wird gegenwärtig in einem interdisziplinäre Forschungsprojekt (GUTKNECHT, 1996b) in Österreich nachgegangen (BERGMANN ET AL., 1996).

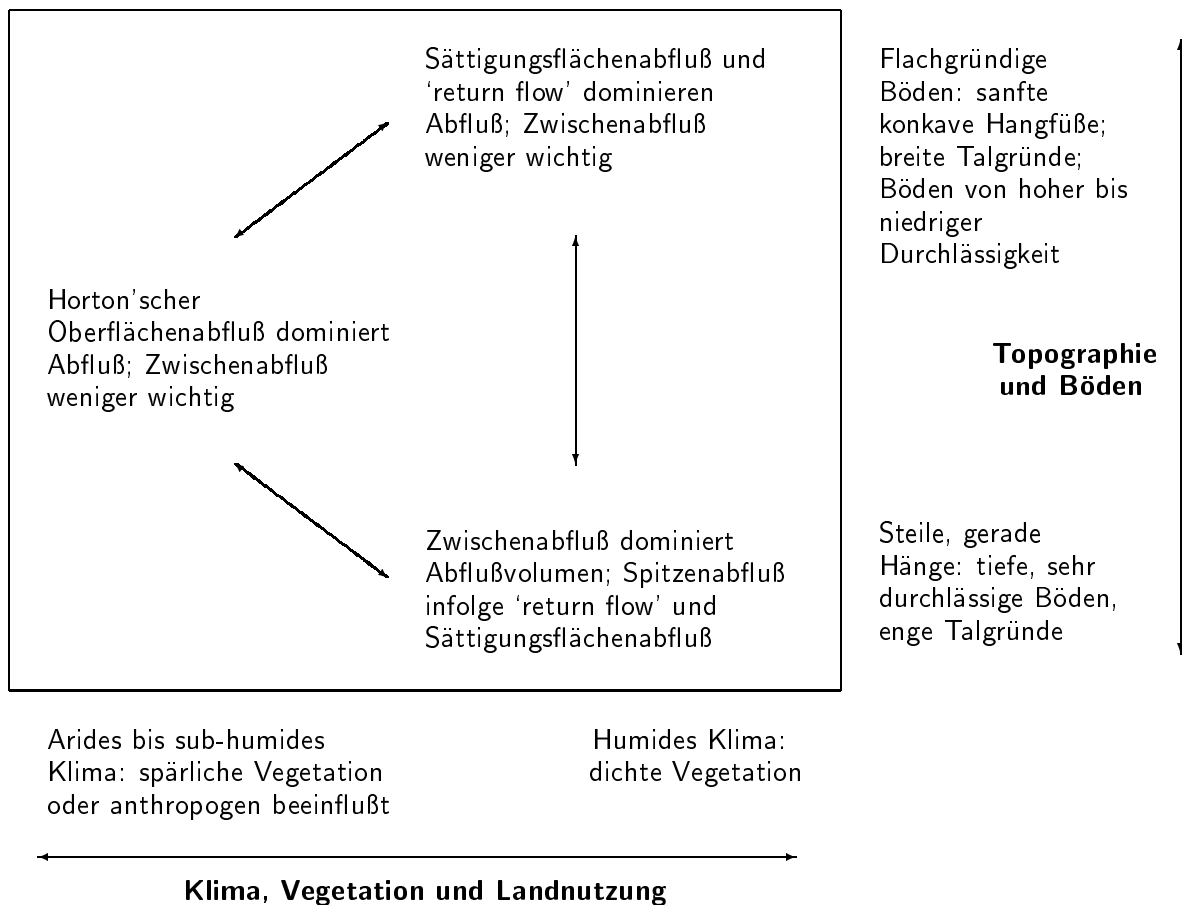


Abb. 3.6: Abflüßentstehungsmechanismen in Relation zu den sie maßgeblich kontrollierenden naturräumlichen Faktoren (nach DUNNE, 1978, verändert)

Unter welchen Umständen und in welcher Kombination treten die genannten Mechanismen nun in der Natur auf? Die praktische Identifikation und Quantifizierung der beitragenden Flächen ist äußerst schwierig (DUNNE ET AL., 1975). Hydrogeologische, geomorphologische, topographische und pedologische Einflußfaktoren sind bestimmend für ihre Entstehung. Auf Basis von umfassenden Literaturauswertungen stellt DUNNE (1978) die genannten Einflußfaktoren in einen schematischen Zusammenhang mit den maßgebenden Abflußentstehungsmechanismen (Abb. 3.6). Damit im wesentlichen im Einklang steht eine von VAN DE GRIEND & ENGMAN (1985) veröffentlichte Aufstellung (Tab. 3.2).

Tab. 3.2: Zuordnung von Abflußmechanismen zu klimatischen, topographischen und pedologischen Merkmalen (nach VAN DE GRIEND & ENGMAN, 1985).

Klima	HORTON'scher Oberflächenabfluß	DUNNE'scher Sättigungsflächenabfluß	Oberflächennaher Bodenabfluß	Grundwasserabfluß
Arid bis semi-arid	Keine oder flachgründige Böden. Steile Geländehänge. Keine oder spärliche Vegetation.	—	Tiefes bis sehr tiefes Geröllmaterial und Böschungskegel. Wenig Vegetation.	—
Humid oder semi-humid	Anthropogen beeinflusste Oberflächen. Undurchlässige Böden, falls vorhanden. Keine oder Gras-Vegetation.	1. Flachgründige Böden, leicht konkaver Hangfuß, breite Täler. Böden hoher bis niedriger Leitfähigkeit. 2. Gering geneigte Hänge mit geringer bis niedriger Leitfähigkeit.	Tiefe bis sehr tiefe durchlässige Böden. Mittel bis steil geneigte Hänge. Enge Täler. Dichte Vegetation, meist Wald.	1. Durchlässige Böden. Hügelland mit konkaven Hangfüßen. Dichte Vegetation; Ackerland und Wald. 2. Wie 1., mit breiten Tälern.
Hochgebirge (alpin)	Nackter Fels oder flachgründige Böden an hangaufwärts gelegenen Flächen. Steile Geländehänge. Wenig Vegetation auf alpinen Wiesen oder keine Vegetation.	Gering durchlässige glaziale Talfüllungen und Grundmoräneneinschlüsse an Hängen. Alpine Gräser und Büsche.	Durchlässiges Böschungsmaterial und Böschungskegel. Bewuchs mit Kiefern oder Fichten oder keine Vegetation.	Fluvio-glaziale Ablagerungen, zumeist in breiten glazialen Muldentälern.
Humide Tropen	Anthropogen beeinflusste Oberflächen, Wege und Plätze. Kahlgeschlagene Wälder und stark erodierte Böden.	Durchlässige Oberböden, mit der Tiefe abnehmende Leitfähigkeiten, was zu zeitweiser Bildung von schwebenden Grundwasserspiegeln im Oberboden führt. Hohe Niederschlagsraten, tropischer Regenwald.	Ausgangsgestein nahe der Geländeoberfläche (flachgründige durchlässige Oberböden). Größere konkave Bereiche und tiefere Hangbereiche. Dichte Vegetation, zumeist Wald.	Durchlässige Böden. Hügelland mit breiten Tälern. Dichte Vegetation (Wald) oder Talauen.

In ähnlicher Weise finden sich ein Entscheidungsbaum für die maßgebenden Mechanismen bei ZUIDEMA (1985) und klassifizierende Diagramme bei ANDERSON & BURT (1990a). Abbildung 3.7 zeigt ein von JONES (1997) auf Basis von Literaturdaten und eigenen

Beobachtungen zusammengetragenes Diagramm, das die Einzugsgebietsflächen mit Spitzenabflußzeit und -höhe in Beziehung setzt. (Diese Diagramme sind jedoch sicherlich nicht universell gültig, sondern in weitestem Sinne vom herrschenden Klima abhängig; z.B. gelten sie nicht für das in Kapitel 5 untersuchte Einzugsgebiet des Pegels Menzingen im semi-humiden Klima des Kraichgaus.)

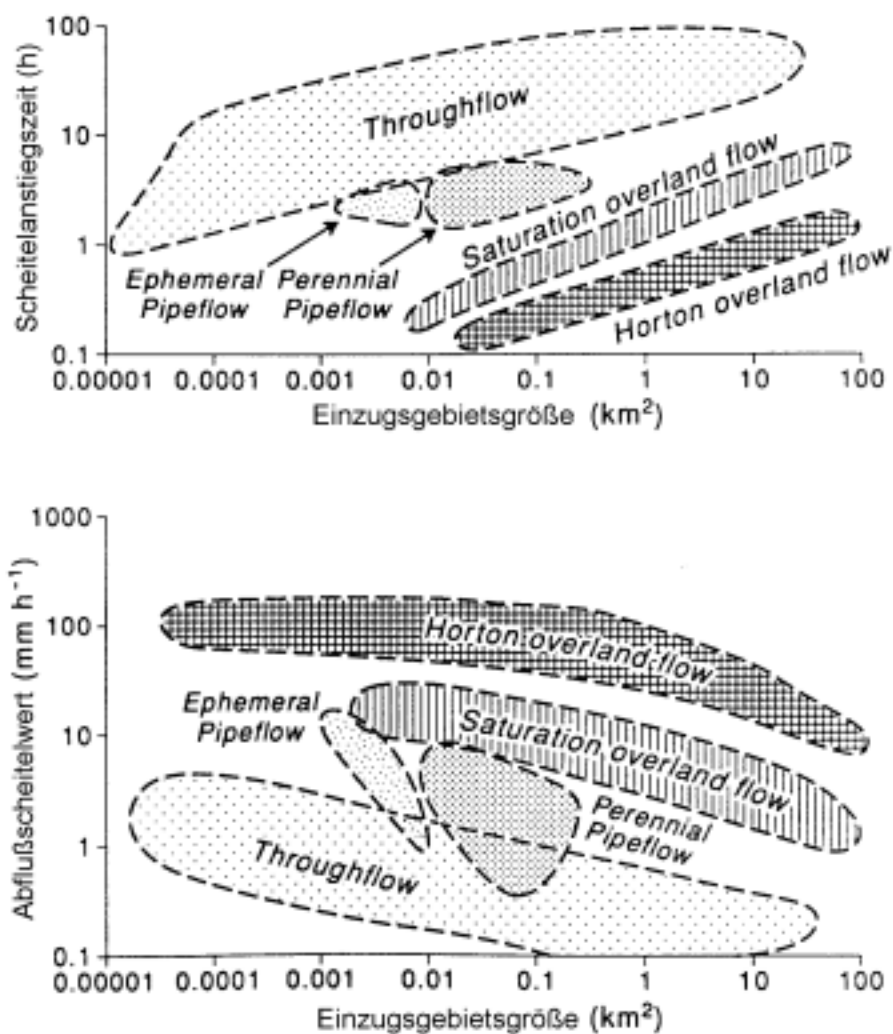


Abb. 3.7: Scheitelanstiegszeit und Scheitelabfluß als Funktion verschiedener Abflußmechanismen und der Einzugsgebietsgröße. Zusammengestellt von JONES (1997) auf Basis eigener Untersuchungen und Informationen aus DUNNE (1978), KIRKBY (1985) und ANDERSON & BURT (1990b).

Oberflächenabfluß konzentriert sich zu (temporären) Rinnsalen in Ackerfurchen, Erosionsrinnen und Geländesenken, bevor er sich mit den übrigen Abflußkomponenten zu (permanenten) Bächen und Flüssen summiert.

3.4 Skalen und Prozeßgeschwindigkeiten

Eine Skale (engl. “scale”) ist eine Größenklasse (PLATE, 1992a) und bezieht sich auf charakteristische Zeiträume und Längen von Phänomenen (BLÖSCHL, 1996c), innerhalb der Aspekte dieser Phänomene als konstant oder integriert betrachtet werden. Der Begriff wird im Kontext (a) mit natürlichen Prozessen (Prozeßskale), (b) Messungen (Meßskale) und (c) Modellen (Modellskalet) verwandt. Bei der Modellierung muß man die Beziehungen dieser drei Skalen untereinander im Blick behalten. Ausdehnung, Abstand und Stützung (Skalentriplet, Abb. 3.8) bestimmen, welche Prozeßeigenschaften durch Messung oder Modellierung erfaßt werden können. Das Skalentriplet ist untrennbar mit dem Datensatz verbunden und beschreibt ihn näher. Grundsätzlich erhält man nämlich weder Informationen über die Variabilität unterhalb des kleinsten Abstands zwischen verschiedenen Messungen (Abb. 3.8b), noch über Variabilitäten innerhalb der Stützungsweite (auch: Meßvolumen, Abb. 3.8c) oder für Bereiche größer als die Ausdehnung des Meßgebiets (Abb. 3.8a). Das Spektrum der beobachteten Prozesse wird dadurch eingeschränkt und damit auch die Möglichkeiten zur Überprüfung von Modellansätzen.

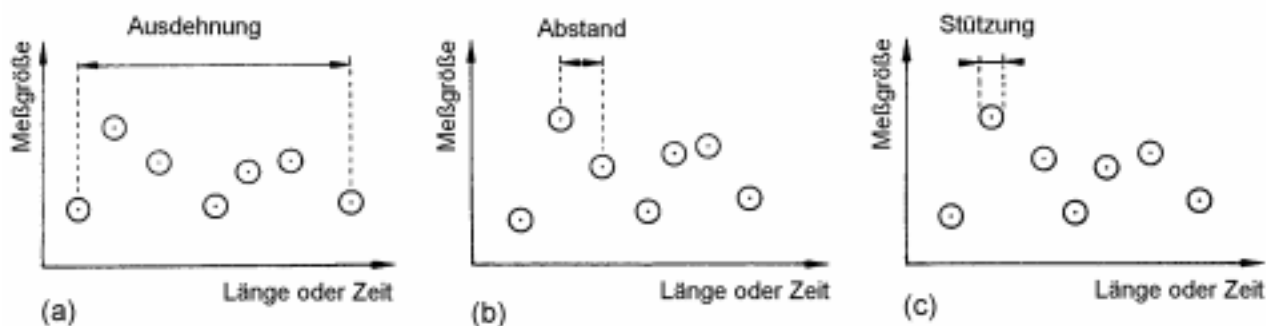


Abb. 3.8: Skalentriplet von Meßgrößen: Ausdehnung, Abstand, Stützung (nach BLÖSCHL, 1996c)

Im Zusammenhang mit der Simulation natürlicher Prozesse mittels Modellierung werden Meßdaten benötigt, um die Zustandstransformationen der Speichergrößen zu parametrisieren. Wenn diese Messungen nicht auf derselben Skale gemacht werden wie die Modellierung (dies ist insbesondere für großräumige Zielsetzungen der Fall), *muß* eine Übertragung in Raum und Zeit durchgeführt werden: die “Skalierung”.

Hinaufskalieren (“upscaling”) bedeutet dabei, integrale oder repräsentative Werte zu finden und beinhaltet (a) das Verteilen evtl. lückenhafter Informationen im gesamten Raum (z.B. Interpolation durch Kriging) und (b) das Aggregieren der raumfüllenden Informationen (z.B. Massenerhalt bei Speichergrößen) (SIVAPALAN & BLÖSCHL, 1995). Beispielsweise geben HOPMANS (1987) und WEN & GÓMEZ-HERNÁNDEZ (1996) einen Überblick über die Skalierung der hydraulischen Leitfähigkeit.

Herunterskalieren (“downscaling”) bedeutet, Verteilungen von Werten zu finden und beinhaltet (a) Disaggregation von integralen oder repräsentativen Werten (z.B. durch Aufstellung einer Beziehung zu einer bekannten und korrelierten Verteilung) und (b) das triviale Zuweisen der so erhaltenen Werte zu einzelnen diskreten Punkten.

Häufig wird die Notwendigkeit der Skalierung nicht explizit beachtet; in solchen Fällen wird sie dennoch implizit durchgeführt. Wird z.B. ein am Punkt gemessener Bodenfeuchtewert als repräsentativ für einen ganzen Rasterpunkt eines numerischen Modells genommen, so impliziert das die Annahme einer Gleichverteilung der Meßgröße im gesamten Rasterfeld beim Hinaufskalieren.

Wie eine Reihe von Workshops unter dem Titel “Scale Problems in Hydrology” 1982 in Caracas (RODRÍGUEZ-ITURBE & GUPTA, 1983), 1984 in Princeton (GUPTA ET AL., 1986), 1993 in Sydney (SIVAPALAN & KALMA, 1995) und 1996 in Schloß Krumbach bei Wien (BLÖSCHL ET AL., 1997) belegt, befaßt man sich auch im Hinblick auf die Hydrologie seit längerem mit dem Themenkomplex der Skalierung (s. auch KALMA & SIVAPALAN, 1995). Ein Ziel ist es, Invarianten zu finden, die für verschiedene Skalen und/oder an verschiedenen Orten Gültigkeit haben. Auch im deutschsprachigen Raum ist diese sogenannte Regionalisierung ein aktuelles Thema (KLEEBERG, 1992; GRAYSON ET AL., 1993; BLÖSCHL, 1996b; BLÖSCHL, 1996a; STREIT & KLEEBERG, 1996) und Gegenstand verschiedener Arbeiten aus jüngster Zeit (z.B. FETT, 1993; DIEKKRÜGER, 1993; HOLZMANN, 1994; FLÜGEL, 1995; MERZ, 1996; BRAUN ET AL., 1996).

Welche Skalen werden in der Hydrologie unterschieden? PLATE (1992a) definiert im Raum die Mikro-, Meso- und Makroskale und identifiziert sie in bezug auf die Hydrologie mit der Punkt-/Feld-, Gebiets- und Regional-/Globalskale. Unterscheidungskriterium zwischen mikro- und mesoskaligen Modellen ist demnach, daß Modellparameter nicht aus physikalischen Grundkonstanten abgeleitet werden können, “...sondern durch großräumige Eichung an die natürlichen Gegebenheiten angepaßt werden müssen”. Abbildung 3.9 veranschaulicht typische hydrologische Skalen in Raum und Zeit.

In direktem Zusammenhang mit dem Begriff der Skale ist das Konzept der repräsentativen Elementarflächen zu sehen (“representative elementary area”, REA), das WOOD ET AL. (1988) in Anlehnung an den Begriff des repräsentativen Elementarvolumens (REV) aus der Grundwassertheorie prägten⁵. Dabei handelt es sich um einen Schwellenwert für die Einzugsgebietsgröße, bei dessen Überschreiten gewisse Variabilitäten im Gebiet keinen Einfluß mehr auf dessen integrales Verhalten (z.B. Gebietsabfluß) zeigen sollen; das System verhielte sich dann invariant in bezug auf die Variabilität dieser Größe. Hierbei darf aber nicht übersehen werden, daß eine Fülle von Variabilitäten das Gesamtverhalten beeinflussen; i.d.R. wird die Invarianz nur in bezug auf die Variabilität einiger weniger Größen nachgewiesen, d.h. diese Größen können genügend genau durch einen einzigen Wert (etwa dem arithmetischen Mittelwert mal einer Konstanten) repräsentiert werden (z.B. BLÖSCHL ET AL., 1995; MERZ & PLATE, 1997). Es wird dabei aber außer acht gelassen, daß diese nun in Mittelwerten zusammengefaßten variablen Größen über andere Prozesse wiederum von weiteren variablen Größen abhängig sein können, deren Interakti-

⁵Eine ausführliche Darstellung findet sich z.B. bei BLÖSCHL (1996c).

on möglicherweise nicht ausreichend durch Mittelwerte beschrieben werden kann. Ein Beispiel macht dies klarer: Zeigt z.B. der Gebietsabfluß infolge einer konstanten Überregnung keine Sensitivität mehr auf die Verteilung der Vorbodenfeuchte im Gebiet und wird daher stattdessen mit einer mittleren Bodenfeuchte gerechnet, so kann jedoch z.B. die weitere Entwicklung der Bodenfeuchte (infolge des Verdunstungsprozesses) bis zum Beginn eines nachfolgenden Ereignisses durchaus von dem Muster der Bodenfeuchte abhängen, das daher möglicherweise detailliert beschrieben werden muß und auf diese Weise wahrscheinlich auch einen anderen Mittelwert entwickelt.

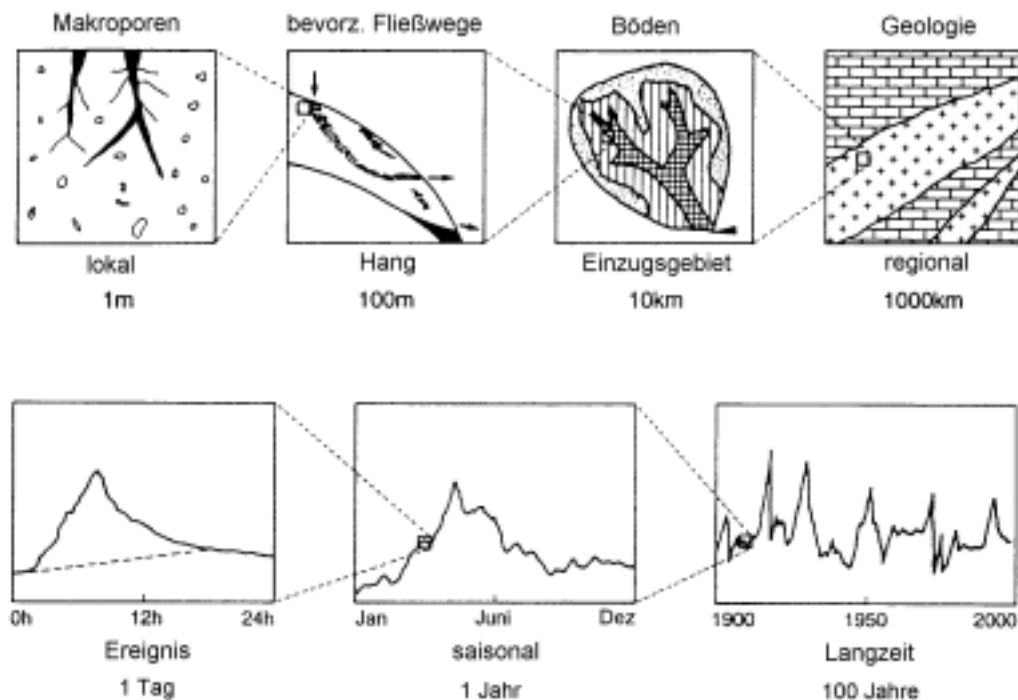


Abb. 3.9: Hydrologische Skalen: die lokale, Hang-, Einzugsgebiets- und regionale Skale; die Ereignis-, Saison- und Langzeit-Skale (nach BLÖSCHL, 1996c).

Bei entsprechend ausgeprägter Vernetzung verschiedener variabler Größen verlagert sich das Problem auf diese Weise also möglicherweise zu einer anderen Größe. BLÖSCHL (1996c) betont daher, daß es keine Anzeichen für eine universelle Elementarfläche gibt, bestenfalls für ein bestimmtes Einzugsgebiet und ein bestimmtes Klima und eine bestimmte Anwendung.

Sobald wirkliche Prozesse gemessen oder in Modellen abgebildet werden sollen, stehen Zeit- und Raumskalen über Prozeßgeschwindigkeiten in Zusammenhang. Abbildung 3.10 veranschaulicht typische Prozeßgeschwindigkeiten als Geraden innerhalb des Skalenraums. Um Prozesse gewisser Geschwindigkeit auf einer vorgegebenen Raum- oder Zeitskala messen oder modellieren zu können, muß also jeweils auch die korrespondierende Skale passend gewählt werden. Im Fall räumlich hochaufgelöster Prozesse resultieren hieraus Einschränkungen für die Größe des Zeitschritts.

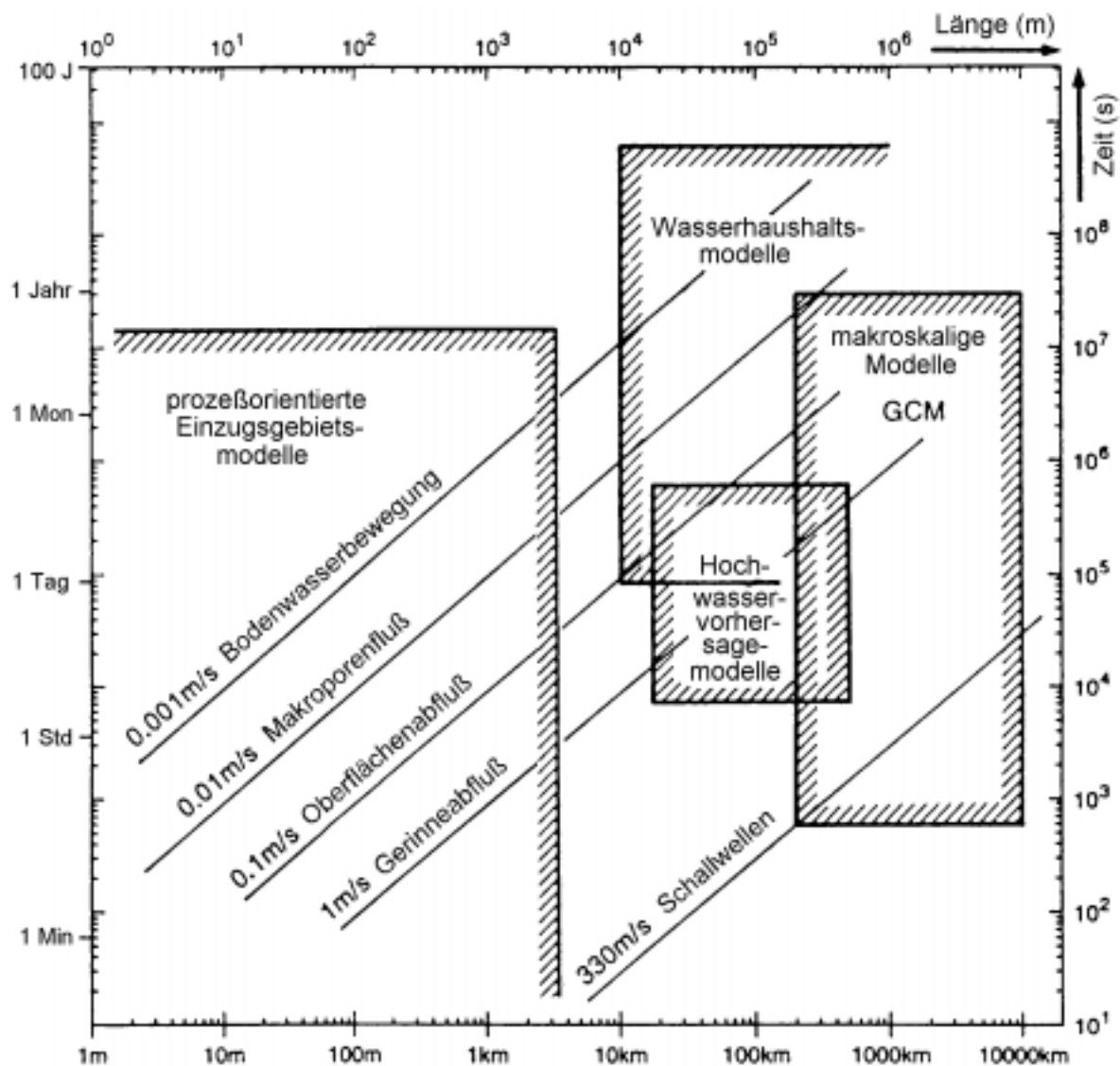


Abb. 3.10: Charakteristische Geschwindigkeiten hydrologischer Prozesse und von verschiedenen Modelltypen aufgelöste Zeit- und Raumskalen (nach BLÖSCHL, 1996c, verändert).

3.5 Grundlagen der mathematisch-physikalischen Beschreibung der Wassertransportprozesse

In diesem Abschnitt sollen die für die weiteren Ausführungen grundlegenden mathematischen Beschreibungen der Fließprozesse auf der Basis physikalischer Erhaltungssätze knapp und allgemein eingeführt werden. Die ausführliche und konkrete Formulierung im Zusammenhang mit der eher technologischen Umsetzung im Modell folgt dann konzentriert im nächsten Kapitel.

3.5.1 Potentialkonzept

Die typischerweise sehr langsamen Fließbewegungen in der Bodenmatrix erlauben es, die kinetische Energie des strömenden Wassers zu vernachlässigen und nur die potentielle Energie zu betrachten, die mit dem Potentialkonzept beschrieben werden kann. Potentiale sind relative Größen. Die Potentialdifferenz zwischen zwei Punkten entspricht der Arbeit, die geleistet werden muß, um eine Wassermenge von einem Punkt zum anderen zu bewegen. In umgekehrter Bewegungsrichtung wird diese Energie wieder frei. Die Bodenwasserbewegung erfolgt entsprechend aus dem Streben nach Potentialausgleich.

Das sogenannte hydraulische Potential erfaßt die Gesamtenergiedichte des Bodenwassers. Es setzt sich aus mehreren Teilpotentialen zusammen, von denen normalerweise nur das Gravitationspotential und das Druckpotential von Bedeutung sind (HILLEL, 1980). Diese Potentiale werden in der Bodenhydraulik typischerweise auf das Gewicht des Wassers bezogen, so daß sie die Dimension einer Länge erhalten. Das Gravitationspotential hat seine Ursache im Schwerkraftfeld der Erde und ist gleich der geodätischen Höhe. Das Druckpotential entspricht im ungesättigten Boden dem Matrixpotential, d.h. den Saugspannungen, die benötigt werden, um das durch Adhäsions- und Kapillarkräfte im Bodengefüge gehaltene Wasser zu lösen; im wassergesättigten Boden wechselt der Druck das Vorzeichen und wird piezometrisches Potential genannt. Das hydraulische Potential kann also folgendermaßen geschrieben werden:

$$\Phi = z + \frac{p}{\rho_w g} = z - \Psi \quad (3.1)$$

mit	Φ	[L]	hydraulisches Potential
	z	[L]	Koordinate entgegen der Schwerkraft, Gravitationspotential
	p	[MT ⁻² L ⁻¹]	Druck
	ρ_w	[ML ⁻³]	Dichte des Wassers
	g	[LT ⁻²]	Erdbeschleunigung
	Ψ	[L]	$\Psi = -p/(\rho_w g)$, Saugspannung, negatives Druckpotential

3.5.2 Bodenwasserbewegung in Mikroporen

Formuliert man die Massenerhaltung für die Bewegung eines isothermen und inkompressiblen Fluids in einem Bodenvolumen und führt den Grenzübergang zu infinitesimal kleinen Volumen durch, so erhält man die differentielle Form der Kontinuitätsgleichung, die mittels der im Anhang A.1 definierten Differentialoperatoren in einer vom räumlichen Koordinatensystem unabhängigen Darstellung angegeben werden können:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \operatorname{div} \vec{q} + S = 0 \quad (3.2)$$

mit	Θ	[-]	volumetrischer Wassergehalt
	t	[T]	Zeitkoordinate
	\vec{q}	[LT ⁻¹]	Flußvektor
	S	[T ⁻¹]	Senkenterm

Kombiniert man die Kontinuitätsgleichung mit der BUCKINGHAM-DARCY-Gleichung (DARCY (1856), BUCKINGHAM (1907), zitiert bei RAWLS ET AL. (1992)) für den Fluß in einem porösen Medium entgegen dem hydraulischen Potential

$$\vec{q} = -K \mathbf{K} \text{ grad } \Phi \quad (3.3)$$

mit K [LT⁻¹] skalare ungesättigte Leitfähigkeit
 \mathbf{K} [-] Tensor der relativen Leitfähigkeit für anisotropen Boden (Anhang A.3)

ergibt sich die gemischte Form der RICHARDS-Gleichung (RICHARDS (1931), vgl. z.B. HORNING & MESSING (1984), S. 11 oder KUTÍLEK & NIELSEN (1994), S. 112ff):

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \text{div} (K \mathbf{K} \text{ grad } \Phi) - S \quad (3.4)$$

Die Wasserkapazität C ist die Steigung der Wasserspannungskurve:

$$C = \frac{\partial \Theta}{\partial \Psi} \quad (3.5)$$

Sie gibt die Änderung des Bodenwassergehalts bei einer Änderung der Saugspannung an. Unter Beachtung von $\partial \Psi / \partial t = -\partial \Phi / \partial t$ (aus Gl. 3.1) kann die RICHARDS-Gleichung in Potentialform geschrieben werden:

$$-C \frac{\partial \Phi}{\partial t} = \text{div} (K \mathbf{K} \text{ grad} (\Phi)) - S \quad (3.6)$$

Mit Gl. 3.6 werden im Gegensatz zu Gl. 3.4 auch die Verhältnisse im gesättigten Boden (bei Überdruck) beschreibbar.

3.5.3 Beziehungen zwischen Zustandsgrößen und Parametern

Das Verhalten der RICHARDS-Gleichung hängt entscheidend von ihren Parametern ab, die den Charakter des Bodenmaterials beinhalten. Die hochnichtlinearen Zusammenhänge zwischen der Wasserkapazität C , der Durchlässigkeit K , der Saugspannung Ψ und dem Wassergehalt Θ (bodenhydraulische Funktionen) müssen meßtechnisch im Feld oder Labor erfaßt werden.

Der damit verbundene große Aufwand hat verschiedene Autoren dazu veranlaßt, nach Vereinfachungen zu suchen, indem sie erstens die bodenhydraulischen Funktionen parametrisieren (z.B. CAMPBELL, 1974; TANG & SKAGGS, 1977; VAN GENUCHTEN, 1980; BROADBRIDGE & WHITE, 1988) und zweitens versuchen, die Parameter mit einfacher zu bestimmenden Kennwerten von Böden, etwa der Korngrößenverteilung, in Zusammenhang zu bringen. Eine Übersicht solcher sogenannter Pedotransferfunktionen findet sich z.B. in TIETJE & TAPKENHINRICHS (1993).

Eines der verbreitetsten Modelle zur Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen wurde von VAN GENUCHTEN (1980) und MUALEM (1976) formuliert. Es verwendet folgende Parameter:

K_s	[LT ⁻¹]	skalare gesättigte Leitfähigkeit
Θ_r	[-]	residualer Wassergehalt
Θ_s	[-]	gesättigter Wassergehalt
α	[L ⁻¹]	Kehrwert des Lufteintrittspunkts
n	[-]	Maß für die "Glätte" der Porenverteilung

Weitere (abgeleitete bzw. feste) Parameter sind $m = 1 - 1/n$ und l (der meist auf $l = 0.5$ gesetzt wird). Damit bestimmen folgende Gleichungen die bodenhydraulischen Parameter (Retentionsfunktion, Leitfähigkeitsfunktion):

$$\Theta^* = \frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} \quad (3.7)$$

$$\Theta^*(\Psi) = [1 + (\alpha \Psi)^n]^{-m} \quad (3.8)$$

$$\Psi(\Theta^*) = \frac{1}{\alpha} \left[\frac{1 - \Theta^{*1/m}}{\Theta^{*1/m}} \right]^{1/n} \quad (3.9)$$

$$K(\Theta^*) = K_s \Theta^{*l} [1 - (1 - \Theta^{*1/m})^m]^2 \quad (3.10)$$

$$K(\Psi) = K_s [1 + (\alpha \Psi)^n]^{-m \cdot l} [1 - (1 - [1 + (\alpha \Psi)^n]^{-1})^m]^2 \quad (3.11)$$

$$C(\Psi) = (\Theta_s - \Theta_r) \frac{\partial \Theta^*}{\partial \Psi}(\Psi) = -(\Theta_s - \Theta_r) n m \alpha^n \Psi^{n-1} [1 + (\alpha \Psi)^n]^{-m-1} \quad (3.12)$$

Zur Ausdehnung der Berechnung der Durchströmung des Bodens auch auf gesättigte Verhältnisse wird die Wasserkapazität C nach Gl. 3.12 um einen linear mit dem Wassergehalt zunehmenden Anteil des spezifischen Speicherkoefizienten S_o erweitert: $C := C - \frac{\Theta}{\Theta_s} S_o$ (SMITH & WHEATCRAFT, 1992).

SCHÄFER (1996) führte Vergleiche verschiedener Pedotransferfunktionen mit Bodenparametern der Böden des Weiherbachgebiets durch und fand beste Übereinstimmung mit den Pedotransferfunktionen nach CARSEL & PARRISH (1988) und RAWLS & BRAKENSIEK (1989). Beispielhaft listet Tabelle 3.3 die von CARSEL & PARRISH (1988) erstellten Beziehungen zwischen US-Soil-Taxonomy (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989) und den VAN GENUCHTEN-MUALEM-Parametern auf. In ähnlicher Weise ermittelte Werte findet man bei RAWLS ET AL. (1992).

Tab. 3.3: Mittelwert (μ) und Standardabweichung (σ) der VAN GENUCHTEN-Parameter für 12 Bodenklassen der US-Soil-Taxonomy nach CARSEL & PARRISH (1988). (C–clay, CL–clay loam, L–loam, LS–loamy sand, S–sand, SC–sandy clay, SCL–sandy clay loam, SI–silt, SIC–silty clay, SICL–silty clay loam, SIL–silt loam, SL–sandy loam)

	Schluff [%]	Sand [%]	Ton [%]	Θ_r		Θ_s		α		n		K_s	
				μ [vol-%]	σ	μ [vol-%]	σ	μ [1/cm]	σ	μ [-]	σ	μ [cm/h]	σ
C	30	15	55	6.8	3.4	38	9	0.008	0.012	1.09	0.09	0.200	0.421
CL	37	30	33	9.5	1.0	41	9	0.019	0.015	1.31	0.09	0.258	0.700
L	40	40	20	7.8	1.3	43	10	0.036	0.021	1.56	0.11	1.042	1.821
LS	13	81	6	5.7	1.5	43	9	0.124	0.043	2.28	0.27	14.592	11.358
S	4	93	3	4.5	1.0	43	6	0.145	0.029	2.68	0.29	29.700	15.600
SC	11	48	41	10.0	1.3	38	5	0.027	0.017	1.23	0.10	0.121	0.279
SCL	19	54	27	10.0	0.6	39	7	0.059	0.038	1.48	0.13	1.308	2.738
SI	85	6	9	3.4	1.0	46	11	0.016	0.007	1.37	0.05	0.250	0.329
SIC	48	6	46	7.0	2.3	36	7	0.005	0.005	1.09	0.06	0.021	0.108
SICL	59	8	33	8.9	0.6	43	7	0.010	0.006	1.23	0.06	0.071	0.192
SIL	65	17	18	6.7	1.5	45	8	0.020	0.012	1.41	0.12	0.450	1.229
SL	26	63	11	6.5	1.7	41	9	0.075	0.037	1.89	0.17	4.421	5.629

Zusammenfassend muß jedoch festgehalten werden, daß Parametrisierungen der bodenhydraulischen Funktionen und mehr noch die Pedotransferfunktionen mit großen Unsicherheiten verbunden sind, wie z.B. BEVEN (1991) und SCHIFFLER (1992) sowie Ergebnisse von SCHÄFER (1996) und DELBRÜCK (1997) für die Verhältnisse des Weiherbachgebiets belegen. Auch die Varianzen der Parameter in Tabelle 3.3 machen dies deutlich. Die Diskussion der Vielfalt der Einflußfaktoren auf die Infiltration in Abschnitt 3.2 untermauert diese Aussagen insbesondere im Hinblick auf die oberste Bodenzone.

3.5.4 Bodenwasserbewegung in Makroporen

Es existieren eine Reihe von Ansätzen zur Beschreibung der Makroporeninfiltration (Übersichten u.a. in ZUIDEMA, 1985; BRONSTERT, 1994; MERZ, 1996), die hier knapp erläutert werden:

1. Die Makroporosität wird durch veränderte Bodenparameter innerhalb der ansonsten unveränderten Beschreibung nach dem Potentialkonzept erfaßt (DURNER, 1991).
2. Sogenannte “double porosity”-Ansätze teilen den Boden in zwei jeweils mit dem Potentialkonzept beschriebene Bereiche auf, die über die Senkenterme miteinander in Kontakt stehen (ZUIDEMA, 1985).

3. Es wurden Versuche unternommen, die Flüsse in den Poren hydrodynamisch zu beschreiben, wozu eine sehr genaue Kenntnis der Porengeometrie und -eigenschaften erforderlich ist; diese Ansätze sind definitiv dem Labor vorbehalten.
4. In idealisierter Form können Makroporen als Kollektiv vertikaler Röhren aufgefaßt werden, an deren Wandungen infiltrierendes Wasser laminar herabfließt. BEVEN & GERMANN (1981b) postulieren aufgrund von Auswertungen analytischer Betrachtungen für die laminaren Fließgeschwindigkeiten folgende Gleichung für die Infiltrationsgeschwindigkeit in die Makroporen in Abhängigkeit des Benetzungsgrads der Porenwandung:

$$q_{mak} = b_{mak} w_{mak}^{a_{mak}} \quad (3.13)$$

mit	q_{mak}	[LT ⁻¹]	Fließgeschwindigkeit in der Makropore
	w_{mak}	[-]	volumetrischer Wassergehalt in der Makropore
	b_{mak}	[LT ⁻¹]	maximale Fließgeschwindigkeit
	a_{mak}	[-]	Exponent, Anpassungsparameter

WORRESCHK (1985) leitet einen Ansatz gleicher Form für die Makroporeninfiltration ab. In Kombination mit der Kontinuitätsgleichung ergibt sich daraus eine kinematische Welle-Gleichung mit einem Senkenglied zur Berücksichtigung der wasseradsorbierenden Makroporenwandung. ZUIDEMA (1985) weist darauf hin, daß die Wasseraufnahme sehr von der Beschaffenheit der Makroporenwandung abhängig ist; unmittelbar einleuchtend beeinflusst das Verhältnis von Infiltrations- und Adsorptionsgeschwindigkeit der Wandung entscheidend den Charakter der Makroporeninfiltration, wie Beobachtungen von ZEHE (IHW, persönliche Mitteilung, 1997, vgl. auch ZEHE, 1997) bestätigen (vgl. hierzu auch Abschnitt 4.2.2).

3.5.5 Oberflächenwasserbewegung

Der Transport des Wassers auf der Oberfläche wird mit den sogenannten Flachwasser-Gleichungen beschrieben, die auf SAINT-VENANT (1871) zurückgehen und nach ihm benannt sind (CUNGE ET AL., 1980). Sie beschreiben instationäre, ungleichförmige Strömungen, bei denen die Annahme einer hydrostatischen Druckverteilung und konstanter Fließgeschwindigkeit über die Fließtiefe anwendbar ist (tiefengemittelte Betrachtung). Die ST. VENANT-Gleichungen bestehen aus der Kombination der Kontinuitätsgleichung (Massenerhaltung)

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \operatorname{div} \vec{q} = \operatorname{div} \vec{q}_{lat} \quad (3.14)$$

mit	h	[L]	Wassertiefe
	\vec{q}	[L ² T ⁻¹]	Durchfluß $\vec{q} = \vec{v} \cdot h$
	\vec{v}	[L T ⁻¹]	tiefengemittelte Fließgeschwindigkeit
	\vec{q}_{lat}	[L ² T ⁻¹]	seitlicher Zufluß

mit einer Bewegungsgleichung zur Bestimmung des Durchflusses. Die Formulierung der Impulserhaltung in einer beliebigen Richtung (ausgedrückt durch den Einheitsvektor \vec{r}) innerhalb einer horizontalen Kontrollfläche A (tiefengemittelttes Kontrollvolumen) der Flachwasserströmung mit dem Rand R (Abb. 3.11) setzt die Summe aus zeitlicher Impulsänderung in A, Impulsfluß durch R und hydrostatischem Druck auf R gleich den Sohlkräften, die infolge von Schwerkraft und Reibung auf A wirken.

$$\underbrace{\int_A (\vec{r} \cdot \vec{q}(t + \Delta t) - \vec{r} \cdot \vec{q}(t)) dA}_{\text{Impulsänderung in A}} + \underbrace{\int_t^{t+\Delta t} \oint_R (\vec{r} \cdot \vec{q})(\vec{v} \cdot \vec{n}) dR \cdot dt}_{\text{Impulsfluß durch R}} +$$

$$+ \underbrace{\int_t^{t+\Delta t} \oint_R \frac{1}{2} gh^2 (\vec{r} \cdot \vec{n}) dR \cdot dt}_{\text{hydrostatischer Druck auf R}} = \underbrace{\int_t^{t+\Delta t} \int_A gh \vec{r} (\vec{I}_s - \vec{I}_e) dA \cdot dt}_{\text{Sohlkräfte auf A}} \quad (3.15)$$

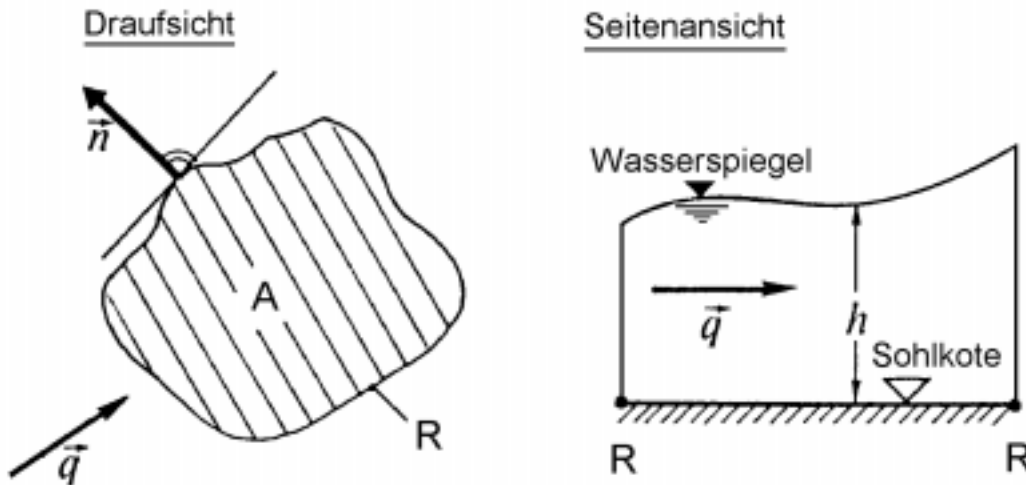


Abb. 3.11: Kontrollfläche A und Randkurve R in einer zweidimensionalen Flachwasserströmung (aus KIEFER ET AL., 1990). \vec{n} : Normalenvektor auf R, \vec{q} : Durchfluß, h : Wassertiefe.

Der Grenzübergang zu infinitesimal kleinen Flächenelementen ($A \rightarrow 0$) führt dann unter Anwendung der im Anhang A.1 gegebenen Differentialoperatoren zur differentiellen Formulierung der Impulserhaltung

$$\vec{r} \frac{\partial \vec{q}}{\partial t} + \text{div}((\vec{r} \cdot \vec{q}) \vec{v}) + \frac{1}{2} g (\vec{r} \cdot \text{grad } h^2) = gh \vec{r} (\vec{I}_s - \vec{I}_e) \quad (3.16)$$

mit \vec{I}_s [-] Sohlgefälle
 \vec{I}_e [-] Reibungsgefälle
 g [L T⁻²] Erdbeschleunigung

\vec{I}_e wird dabei anhand empirischer Ansätze bestimmt (NAUDASCHER, 1987; DVWK, 1991), etwa nach STRICKLER

$$\vec{I}_e = \frac{\vec{v} |\vec{v}|}{k_{st}^2 R_{hyd}^{4/3}} \quad (3.17)$$

CHEZY

$$\vec{I}_e = \frac{\vec{v} |\vec{v}|}{C^2 R_{hyd}} \quad (3.18)$$

oder DARCY-WEISBACH

$$\vec{I}_e = \lambda \frac{\vec{v} |\vec{v}|}{8gR_{hyd}} \quad (3.19)$$

mit	k_{st}	$[L^{1/3}T^{-1}]$	STRICKLER-Beiwert
	R_{hyd}	$[L]$	hydraulischer Radius
	C	$[L^{1/2}T^{-1}]$	CHEZY-Beiwert
	λ	$[-]$	DARCY-WEISBACH-Beiwert

Es gibt zahlreiche Formulierungsvarianten obiger Gleichungen und ihrer Vereinfachungen (CUNGE ET AL., 1980; WEINMANN, 1977). Im Zusammenhang mit dieser Arbeit interessiert besonders die eindimensionale Form zur linienhaften Betrachtung des Abflusses auf Hängen und im Entwässerungsnetz. Bei Vernachlässigung der linken Seite der Impulsgleichung (3.15) entsteht eine häufig verwendete Vereinfachung der ST. VENANT-Gleichungen zur sogenannten kinematischen Welle, die angewendet werden kann, wenn der Einfluß der Impuls- und Wasserspiegeländerungen klein ist im Vergleich zu den Abtriebs- und Reibungskräften.

3.5.6 Verdunstung

PENMAN (1948) zeigte als erster, daß bei Kombination der Energiebilanzgleichung der Erdoberfläche mit den Gleichungen für den turbulent-diffusiven Transport fühlbarer und latenter Wärme eine Bestimmungsgleichung für die Verdunstung von freien Wasserflächen gewonnen werden kann, die ohne die Oberflächentemperatur auskommt (Herleitung z.B. in DINGMAN, 1993). Die Austauschkoefizienten in den Transportgleichungen hängen dabei im wesentlichen von Windgeschwindigkeit und Windprofil (und damit von der Oberflächenrauheit) ab und lassen sich zu einer Leitfähigkeit der atmosphärischen Übergangsschicht für Wasserdampf zusammenfassen. MONTEITH (1965) modifizierte diese Gleichung zur weiteren Berücksichtigung der Transpiration, indem er sie um die Leitfähigkeit der Pflanzendeckschicht erweiterte. Der Ansatz kann noch allgemeiner gefaßt werden, indem die Leitfähigkeit als die einer beliebigen Grenzfläche definiert wird, etwa auch der (unbewachsenen) Bodenoberfläche:

$$ET_{akt} = \frac{\delta \cdot (R_n - Q_b) + c_a \cdot \rho_a \cdot e_s(1 - \psi) \cdot C_{atm}}{\rho_w \cdot \lambda_v \cdot [\delta + \gamma(1 + C_{atm}/C_x)]} \quad (3.20)$$

mit

ET_{akt}	[L T ⁻¹]	aktuelle Evapotranspiration
R_n	[M T ⁻³]	Nettostrahlung (lang- und kurzwellig)
Q_b	[M T ⁻³]	Bodenwärmestrom (positiv in den Boden)
c_a	[L ² T ⁻² °K ⁻¹]	spezifische Wärme der feuchten Luft
λ_v	[L ² T ⁻²]	spezifische Verdampfungswärme von Wasser
ρ_a	[M L ⁻³]	Dichte der Luft
ρ_w	[M L ⁻³]	Dichte des Wassers
ψ	[-]	relative Luftfeuchtigkeit
e_s	[M L ⁻¹ T ⁻²]	Wasserdampfdruck bei Sättigung
δ	[M L ⁻¹ T ⁻² °K ⁻¹]	Gradient der Wasserdampfsättigungskurve
γ	[M L ⁻¹ T ⁻² °K ⁻¹]	psychrometrische Konstante, $\gamma = (c_a \cdot \rho_a)/(R_a/R_v \lambda_v)$
p_a	[M L ⁻¹ T ⁻²]	Luftdruck
$R_a/R_v = 0.622$	[-]	Molekulargewicht Wasserdampf / Luft
$C_{atm} = 1/r_{atm}$	[L T ⁻¹]	Leitfähigkeit der atmosphärischen Übergangsschicht
$C_x = 1/r_x$	[L T ⁻¹]	Leitfähigkeit einer Übergangsschicht für Wasserdampf
r_{atm}	[T L ⁻¹]	atmosphärischer Widerstand für Wasserdampfübergang
r_x	[T L ⁻¹]	Widerstand einer Grenzfläche für Wasserdampfübergang

Für Verdunstung von freien Wasserflächen (auch Interzeptionsverdunstung) gilt für den Oberflächenwiderstand $C_x \rightarrow \infty$, bei Bodenverdunstung wird $C_x = C_{soil}$ und Pflanzenverdunstung erfordert $C_x = C_{canopy}$.

Sind Luftdruck p_a und Lufttemperatur T_a bekannt, läßt sich unter Einbeziehung teilweise empirischer Formeln für c_a , λ_v , ρ_a , e_s , δ und γ die Gleichung zu folgendem funktionalen Zusammenhang reduzieren:

$$ET_{akt} = \mathcal{F}(p_a, T_a, R_n, Q_b, \psi, C_{atm}, C_x) \quad (3.21)$$

3.6 Modellklassifikationen und bestehende Modellsysteme

In der Literatur wird über eine Fülle von Modellsystemen für Einzugsgebiete berichtet (Zusammenfassungen u.a. in: AMOROCHO & HART, 1964; CLARKE, 1973; NOVOTNY, 1986; GOODRICH & WOOLHISER, 1991; MOORE ET AL., 1991; BEVEN, 1992; SINGH, 1995). Es würde jedoch den Rahmen dieser Arbeit sprengen, einen umfassenden Überblick über alle diese Modelle, ihre Zielsetzungen und der in ihnen verwendeten Methoden zu geben; es folgt daher eine zusammenfassende Diskussion.

Ein Teil der Modelle konzentriert sich auf Stofftransportbetrachtungen und verwendet verhältnismäßig einfache hydrologische Komponenten, die nicht als prozeßorientiert be-

zeichnet werden können. Zu dieser Gruppe gehören viele der vom US Department of Agriculture entwickelten Modelle (wie CREAMS, SWRRB, GLEAMS, EPIC, PRZM, SWRRB-WQ, AGNPS), deren Oberflächenabflußkomponenten auf Erweiterungen der SCS-Curve-Number-Method (USDA SOIL CONSERVATION SERVICE, 1972; DVWK, 1984) unter Verwendung von Tageswerten des Niederschlags basieren (KNISEL & WILLIAMS, 1995).

Auch einige der moderneren prozeßorientierten Modelle zur Abschätzung der Erosion aus Einzugsgebieten wie z.B. EUROSEM (EUROpean Soil Erosion Model) (MORGAN ET AL., 1993) oder WEPP (Water Erosion Prediction Project, USDA-ARS-NSERL) (FLANAGAN & NEARING, 1995) verwenden nach GERLINGER (1997) heute noch stark vereinfachende Annahmen im hydrologischen Modellteil (z.B. Infiltrationsberechnung der mit einem diskreten Element dargestellten gesättigten obersten Bodenschicht nach GREEN & AMPT (1911), Berücksichtigung des Hangprofils durch mittleres Hanggefälle in EUROSEM).

Eine weitere Gruppe von Modellen arbeitet mit topographischen Indikatoren zur Bestimmung von zum Direktabfluß beitragenden Flächenteilen infolge von Sättigungsflächenabfluß. Solche Indikatoren wurden von BEVEN & KIRKBY (1979) und in allgemeinerer Weise von O'LOUGHLIN (1981) bzw. O'LOUGHLIN (1986) eingeführt.

Die Idee ist schnell erläutert: Die durch Integration der hydraulischen Leitfähigkeit über das Bodenprofil gewonnene Transmissivität der lateral leitfähigen Bodenschicht an jedem Punkt eines Einzugsgebiets definiert durch Multiplikation mit dem Geländegefälle (entspricht dem Grundwasserspiegelgefälle bzw. dem hydraulischen Potential bei Vollsättigung) eine obere Schranke für den ausschließlich unterirdischen Transport von Wasser durch diesen Punkt. Nimmt man nun weiter an, daß das oberhalb eines jeden Punktes gelegene (Teil-)Einzugsgebiet seinen flächengemäßen Anteil an der über das Gesamtgebiet (ggf. räumlich ungleichmäßig) verteilten Netto-Abflußspende (=Basisabfluß) konzentriert durch diesen Punkt leitet, so definiert der Quotient aus den beiden genannten Raten den topographischen Index nach O'LOUGHLIN. Ist dieser größer als Eins, kann der Bodenkörper das Wasser nicht mehr abführen und das Gelände wird als gesättigt angenommen.

Unter Annahme einer räumlich einheitlichen Bodenmächtigkeit mit über der Tiefe exponentiell abnehmender, aber räumlich konstanter hydraulischer Leitfähigkeit in Kombination mit einer räumlich konstanten Verteilung der Nettoabflußspende reduzieren sich die geschilderten Zusammenhänge auf das von BEVEN & KIRKBY (1979) erläuterte einfachere Verfahren (das auch den häufig zitierten Index $\ln(a/tg\beta)$ verwendet, vgl. Abschnitt 5.4.8.2 und Abbildung 5.30).

Die erläuterten Indizes gehen jeweils in das hydrologische Modell TOPMODEL (TOPographically and physically based, variable contributing area MODEL of basin hydrology) (BEVEN & KIRKBY, 1979; BEVEN ET AL., 1995) und das von MOORE ET AL. (1986) beschriebene Modell ein, um die Ausdehnung von zum Direktabfluß beitragenden Flächen zu bestimmen. Diese Modelle werden häufig als "quasi-physikalisch" bezeichnet, da sie zwar die Fließvorgänge (im Untergrund) nicht explizit beschreiben, wohl aber in der geschilderten Weise das physikalische Geschehen in ihre Modellstruktur integrieren. Sie eignen

sich insbesondere für humide, flachgründige und nicht zu steile Einzugsgebiete, etwa in den europäischen Mittelgebirgen (Abb. 3.6, Tab. 3.2).

Im Unterschied dazu muß bei den bekannteren Modellen im Sinne einer umfassenden detaillierten prozeßorientierten Betrachtung des Wassertransports zuerst das “Système Hydrologique Européen” (SHE, ABBOTT ET AL., 1986) genannt werden, das auch in einer um eine hydrodynamische Kanalabflußkomponente erweiterten Version als MIKE SHE (REFSGAARD & STORM, 1995) erhältlich ist; weiterhin sind das “Institute of Hydrology Distributed Model” (IHDM, BEVEN ET AL., 1987; CALVER & WOOD, 1995), sowie die sehr ähnlichen australischen Modelle TOPOG (O’LOUGHLIN, 1990a; CSIRO, 1994) und THALES (GRAYSON ET AL., 1995) zu nennen. Bevor diese Modelle noch genauer betrachtet werden, soll zunächst eine andere Frage etwas weitergehend erörtert werden:

Worin unterscheiden sich nun die verschiedenen Modelle? Die Ausführungen der vorangegangenen Abschnitte haben bereits deutlich gemacht, das es auf diese Frage keine einfache Antwort geben kann. Im Grunde gleicht kein Modell einem anderen. Klassifizierungen gelten meist nur für Teilmodelle eines komplexen Modellsystems, wie folgender anhand der Literatur (vgl. WOOLHISER, 1973; FLEMING, 1975; SINGH, 1995; REFSGAARD, 1996) zusammengestellte Überblick gängiger Klassifikationskriterien deutlich macht. Die meisten der angeführten Kriterien kamen bereits in den vorangehenden Abschnitten zur Sprache.

Raumskalen:

- Kleineinzugsgebiet
- große Flußgebiete

Zeitskalen:

- Ereignis — Monate — Jahre

Prozeßbeschreibung:

- zusammengefaßt (“lumped”) — verteilt (“distributed”)
- empirisch — konzeptionell — physikalisch basiert
- stochastisch — deterministisch
- 1-, 2-, 3-dimensional

Lösungsmethode:

- analytisch — numerisch
- Finite Differenzen — Finite Elemente — Randelement-Methode
- explizit — implizit

Gebietszerlegung (Beispiele in Klammern):

- homogene Einheiten, z.B. “Ökotop” (DIEKKRÜGER, 1993) oder “hydrologic response units” (FLÜGEL, 1995)

- Raster (REFSGAARD & STORM, 1995; BRONSTERT, 1994; MERZ, 1996)
- Hänge (JAYAWARDENA & WHITE, 1977; JAYAWARDENA & WHITE, 1979)
- Teileinzugsgebiete (PLATE ET AL., 1988)
- Dreieckszerlegung (TIN, “triangular irregular networks”) (PALACIOS-VÉLEZ & CUEVAS-RENAUD, 1992)
- höhenlinienbasierte Zerlegung (VERTESSY ET AL., 1993; VERTESSY ET AL., 1996)

Technologischer Entwicklungsstand (nach REFSGAARD, 1996):

- 1. Generation: computerisierte Formeln
- 2. Generation: spezielle numerische Modelle
- 3. Generation: generalisierte numerische Modellsysteme
- 4. Generation: industriell gefertigte, benutzerfreundliche Software-Produkte
- 5. Generation: “intelligente” Modellsysteme

Mit der Kenntnis dieser Klassifizierungskriterien lassen sich die bereits zuvor genannten Modelle nun etwas weitergehend beschreiben.

MIKE SHE (REFSGAARD & STORM, 1995): Das “Système Hydrologique Européen” gehört zu den ältesten der sogenannten physikalisch basierten und verteilten Modellsysteme. Es basiert auf einer Rasterzerlegung des Einzugsgebiets. Es beinhaltet ein dreidimensionales Grundwassermodell, zweidimensionalen Oberflächenabfluß und eindimensionalen Abfluß in einem Vorfluternetz. Die Infiltration erfolgt eindimensional bis zum Grundwasserspiegel. Es ist ein zeitkontinuierliches Modell mit Verdunstungskomponenten und gehört in seiner heutigen Form eines benutzerfreundlichen Software-Produkts zur vierten Generation (MIKE SHE, 1992) im Sinne seines technologischen Entwicklungsstands.

IHDM (BEVEN ET AL., 1987; CALVER & WOOD, 1995): Das “Institute of Hydrology Distributed Model” basiert auf einer Zerlegung des Einzugsgebiets in Hänge, die mit einem Vorfluternetz gekoppelt werden. In seiner heutigen vierten Version werden diese vertikal eben zweidimensional modelliert. Eindimensionale Finite-Differenzen-Ansätze der vereinfachten ST. VENANT-Gleichungen werden zur Berechnung des Oberflächenabflusses und der Vorfluterberechnung herangezogen. Das IHDM als generalisiertes numerisches Modellsysteme kann zur 3. Generation im Sinne seines technologischen Entwicklungsstands gerechnet werden.

TOPOG (O’LOUGHLIN, 1990a; CSIRO, 1994) und **THALES** (GRAYSON ET AL., 1995): TOPOG und THALES basieren auf einer Gebietszerlegung in der Topographie angepaßte “Stromröhren”, die seitlich durch Falllinien abgegrenzt sind und durch Höhenlinien als obere und untere Begrenzung in diskrete Elemente aufgeteilt werden (MOORE ET AL., 1988). Auf diese Weise sind sämtliche lateralen Flüsse auf der Oberfläche und im Untergrund eindimensional berechenbar. Lateraler Fluß in gesättigten Bodenbereichen wird in beiden Modellen in benachbarte Bodensäulen zugelassen (proportional zum Neigungs-

winkel der gesättigten Schicht). Die ungesättigte Zone wird ansonsten nur vertikal eindimensional berücksichtigt, wobei TOPOG die RICHARDS-Gleichung lösen kann, während THALES vereinfachte Ansätze verwendet. Keines der Modellsysteme verfügt über ein Vorflutermodell. Gegenwärtig werden Anstrengungen unternommen, die Modellsysteme benutzerfreundlich zu gestalten.

Die Diskussion bis hierher hat deutlich gemacht, daß es kaum möglich sein wird, ein universelles Modellsystem zur Lösung aller denkbaren Aufgaben zu entwickeln. Tatsächlich tut man sich bereits bei der Generalisierung von Modellen durch Kombination und Integration der von verschiedenen Entwicklern erstellten Teilmodellen schwer, da immer mehrere der oben genannten Klassifikationskriterien berücksichtigt und an den Schnittstellen homogenisiert werden müssen. Manches spricht daher für "schlanke", d.h. sehr individuelle Problemlösungen unter sukzessiver Einbeziehung nur der wichtigsten Einflußgrößen, die durch Meßdatenanalyse und physikalisches Verständnis des Systems erkannt werden müssen ("top-down"-Ansatz, vgl. Tab. 2.2 und BLÖSCHL, 1996c, S.239ff).

Aber auch bei dieser Vorgehensweise kann je nach Zielsetzung eines Modells ein so hoher Detaillierungsgrad notwendig werden, daß das Ergebnis im Endeffekt nicht einfacher ist, als ein nach der "bottom-up"-Strategie aufgebautes Modell. Dies gilt vor allem für Aufgaben, die ein hohes Maß an Prozeßverständnis erfordern, wie z.B. der Stofftransport (BLÖSCHL, 1996c, S.260), aber auch die Entstehung von Oberflächenabfluß in Einzugsgebieten⁶.

3.7 Ein neues Gebietsmodell: Anforderungen und Konzept

3.7.1 Erforderliche Systemelemente

In dieser Arbeit soll ein physikalisch basiertes, verteiltes Einzugsgebietsmodellsystem zur räumlich und zeitlich hochaufgelösten Berechnung des Wassertransports entwickelt werden, das folgende Zustandsgrößen im Bereich der oberen Bodenzone simulieren kann:

- Matrixpotential
- Oberflächenwasserstand (Höhe des Wasserfilms)
- Wasserstand im Entwässerungsnetz
- Füllung des Interzeptionsspeicher.

Die "Geometrie" des betrachteten Systems der oberen Bodenzone kontrolliert die Flüsse im Berechnungsgebiet; sie wird durch folgende räumlich verteilte und teilweise zeitlich

⁶Vgl. hierzu auch die bereits in Abschnitt 2.3 geschilderten Erfahrungen von MÜLLER (1994) für das Problem der Gewässergütemodellierung.

variable Daten berücksichtigt:

- digitales Geländemodell
- Querprofile und Sohlhöhen des Entwässerungsnetzes
- befestigte Flächen
- bodenhydraulische Funktionen
- Makroporositäten
- Oberflächenrauheiten
- Gerinnerauheiten
- Pflanzenparameter.

Diese Systemparameter stehen vielfach in direktem Zusammenhang mit den Zustandsgrößen bzw. unterliegen einer vorzugebenden räumlichen und zeitlichen Dynamik, die erfaßt werden muß. Dazu simuliert das Modell die vielfältigen Teilprozesse des Wassertransports, wie

- Fluß in der gesättigten und ungesättigten Bodenmatrix
- Infiltration in die Matrix und in Makroporen
- Exfiltration (“return flow”)
- Oberflächenabfluß
- Zwischenabfluß (“subsurface storm-flow”)
- Interzeption
- Transpiration
- Evaporation
- Interzeptionsverdunstung
- Gerinneabfluß
- Interaktion Gerinne–Hang
- Abfluß von befestigten Flächen.

Die Prozesse verändern den Systemzustand unter dem äußeren Einfluß von Randbedingungen und Umweltparametern; zu nennen sind in erster Linie die klimatischen Randbedingungen an der Oberfläche. Die Bedingungen am unteren Rand hängen dagegen von den Grundwasserverhältnissen ab. Folgende Eingangsdaten werden also benötigt:

- Niederschlag
- Globalstrahlung
- Temperatur
- Luftfeuchte
- Windgeschwindigkeit
- Windrichtung
- (Grund-)Wasserstand.

Im Anbetracht der geforderten Detailgenauigkeit bietet sich die Aufteilung des Gebiets in ein Vielzahl diskreter Speicher an. Die Anwendung von Finite-Differenzen-Verfahren zur Lösung der in Abschnitt 3.5 eingeführten Prozeßgleichungen unterstützt diese Art der Aufteilung in idealer Weise und ergibt auch gleich eine physikalisch begründete Formulierungen für die Flüsse zwischen den Speichern.

Mit zunehmender Gebietsgröße steigt dabei die Wahrscheinlichkeit, daß irgendwo im Gebiet vernäßte, wassergesättigte Bereiche auftreten, in der Nähe von Vorflutern oder auch

in Form schwebender Grundwasserspiegel auf stauenden Schichten. Das Modell sollte daher in der Lage sein, Grundwasser (Bereiche mit Porenwasserüberdruck bzw. negativen Saugspannungen) berechnen zu können. Dies ist auf Basis der Lösung der feuchtebasierten RICHARDS-Gleichung (d.h. Zustandsvariable ist die Bodenfeuchte, wie z.B. in den Modellen HILLFLOW (BRONSTERT, 1994) und SAKE (MERZ, 1996) implementiert) nicht möglich, da Überdruckzustände im Boden nicht unterschieden werden können.

Zur Vermeidung extrem kleiner Zeitschritte aus numerischer Notwendigkeit⁷ muß daher ein iteratives und implizites Verfahren zur Lösung der RICHARDS-Gleichung gewählt werden (HORNUNG & MESSING, 1984; CELIA ET AL., 1990; ŠIMÚNEK ET AL., 1994).

3.7.2 Räumliche und zeitliche Auflösung

3.7.2.1 Minimale Auflösungen

Da das Modell als Grundlage für detaillierte Stofftransportmodellierungen dienen soll, muß es sich in seiner räumlichen und zeitlichen Auflösung an relevanten Änderungsraten der Prozeßgeschwindigkeiten orientieren, die jedoch sowohl im Raum als auch in der Zeit sehr variieren können. In dieser Hinsicht kritisch ist insbesondere die Aufspaltung des Niederschlags in Infiltration und Oberflächenabfluß in der obersten Bodenzone. Erst deren Erfassung aber ermöglicht die detaillierte Untersuchung von oberflächigen Abflußprozessen als Voraussetzung zum Verständnis der damit verbundenen partikulären Stofftransportprozesse sowie der Prozesse der Tiefenverlagerung von Stoffen in Mikro- und Makroporen. Das Modell muß auch in der Lage sein, im Gebiet in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung erhobene heterogene und variable Daten bzw. hochaufgelöst berechnete Preprozessor-Modellergebnisse (z.B. Bodenfeuchteinterpolationen) verwerten zu können. Weiterhin müssen auch die berechneten hochaufgelösten Zustandsgrößen zu beliebigen Zeiten ausgegeben und visualisiert werden können ("postprocessing"). Das führt zu der Forderung nach einer minimalen räumlichen Auflösung im Bereich weniger Meter in horizontaler bzw. weniger Zentimeter in vertikaler Richtung sowie einer minimalen zeitlichen Auflösung im Bereich von Sekunden.

3.7.2.2 Dynamische, problemangepaßte Auflösung

Neben der Möglichkeit, Auswirkungen extremer Niederschlagsereignisse zu simulieren, sollen andererseits aber auch große Zeiträume (≈ 1 Jahr) unter Berücksichtigung der Ver-

⁷Es kann gezeigt werden (REMSON ET AL., 1971; NOYE, 1978; HORNUNG & MESSING, 1984), daß bei Anwendung expliziter Verfahren aus Gründen der Stabilität für die Summe der sogenannten *Diffusionszahlen* über alle Richtungen gelten muß:

$$\sum_{i=1}^n \frac{K(\Psi)}{C(\Psi)} \frac{\Delta t}{\Delta x_i^2} < \frac{1}{2} \quad (3.22)$$

dunstung berechenbar sein, um auf diese Weise die Anfangsbedingung für nachfolgende Niederschlagsereignisse simulieren und räumlich verteilte Langzeitbilanzen des Gebietswasserhaushalts aufstellen zu können. Die Rechnerkapazitäten reichen jedoch typischerweise auch heute noch nicht dazu aus, solche Zeiträume in Zeitschritten im Sekundenbereich zu berechnen. Dies ist auch nur in seltenen Fällen zu Beginn heftiger Niederschläge notwendig, Verdunstungs- und Bodenwasserverlagerungsprozesse laufen meist wesentlich langsamer ab. Daraus ergibt sich die Forderung nach einer prozeßgesteuerten, möglichst flexiblen Zeitschrittsteuerung.

Weiterhin nimmt mit zunehmender Gebietsgröße und damit zunehmender Anzahl diskreter Elemente die Komplexität des mathematischen Problems überproportional zu und damit auch der Berechnungsaufwand. Insbesondere erzwingt die u.U. eintretende Notwendigkeit zu einem kleinen Berechnungszeitschritt an *einem* diskreten Punkt einen entsprechenden Zeitschritt an allen anderen Berechnungspunkten. Es ergeben sich zwei Möglichkeiten zur Reduktion des numerischen Aufwandes:

- Verringerung der Anzahl diskreter Elemente. Dabei verwendet man jedoch idealerweise problemangepaßte Aufteilungen, die dort fein untergliedern, wo schnelle und gravierende Änderungen erwartet werden können.
- Entkopplung der Berechnung einzelner Gebietsteile und Prozesse, wo das zulässig ist.

Diese Forderungen werden in idealer Weise erfüllt, wenn man eine an der Topographie ausgerichtete Aufteilung des Gebiets vornimmt. Es wird daher eine dem Relief angepaßte Gebietszerlegung in Hangelemente vorgesehen (wie später noch deutlicher wird, unterstützt diese Art der Aufteilung auch die Modellparametrisierung, da einige wichtige Kenngrößen mit der geomorphologisch gesteuerten Genese des Hangs zusammenhängen: *Catena*-Konzept). Einzelne Hänge können dann praktisch immer unabhängig voneinander berechnet werden. Sie sind nur über den akkumulierten Abfluß am Hangfuß miteinander verknüpft, der wiederum nur bei relativ seltenen und dann kurzen Niederschlagsereignissen in nennenswertem Umfang stattfindet.

Der Abfluß von den Hangflächen (sowie von befestigten Flächen) im Gebiet wird einem möglichst feinverzweigten Entwässerungsnetz, das bis in die nur im Niederschlagsfall wasserführenden Geländesenken reicht ("ephemeral channels"), zugeführt. Auf diese Weise kommt es zu einer weitgehenden Entflechtung der Abflußproduktionsprozesse auf den Hängen und den Translationsprozessen im Entwässerungsnetz. Schon MESA & MIFFLIN (1986) wiesen darauf hin, daß bereits in kleinen Einzugsgebieten die Geometrie des Entwässerungsnetzes die Form der Gebietsabflußganglinie entscheidend prägt (vgl. auch MAURER & MERZ, 1995). Dies gilt umsomehr, je detaillierter das Entwässerungsnetz (im Verhältnis zum Gesamtgebiet) beschrieben wird.

Es ist aber noch ein weiterer Vorteil damit verbunden. FREEZE (1978) betont, daß bei der prozeßorientierten Modellierung die Berechnung des Oberflächenabflusses als Schichtabfluß ("sheetflow") die wohl unrealistischste Teilprozeßbeschreibung ist, andererseits die Mikrotopographie aber aus praktischen Gründen für größere Bereiche nicht genauer er-

faßt werden kann (und wenn doch, so gelten die Flachwassergleichungen typischerweise nicht mehr, da der Abfluß ggf. wildbachähnlich aus einer Aneinanderreihung von kleinsten Pools und Abstürzen besteht, vgl. TAYFUR ET AL., 1993). Die Ausdehnung des Entwässerungsnetzes bis in die Geländesenken wirkt dem so weit entgegen, wie es die zur Verfügung stehende Auflösung der Topographie erlaubt (vgl. Fotos in Abb. B.1 und B.2). Auf diese Weise kann der Abfluß zum frühestmöglichen Zeitpunkt in für die hydraulische Berechnung besser verifizierten kompakten Gerinnen ablaufen und der bei Rastermodellen immer vorhandene Einfluß der Rasterweite auf die Abflußgeschwindigkeit einer gegebenen Wassermenge (MOORE ET AL., 1991; ZHANG & MONTGOMERY, 1994; BRUNEAUX ET AL., 1995; BAND ET AL., 1995; BLÖSCHL, 1996c) weitgehend vermieden werden, wie folgende Diskussion in Zusammenhang mit Abbildung 3.12 deutlicher macht.

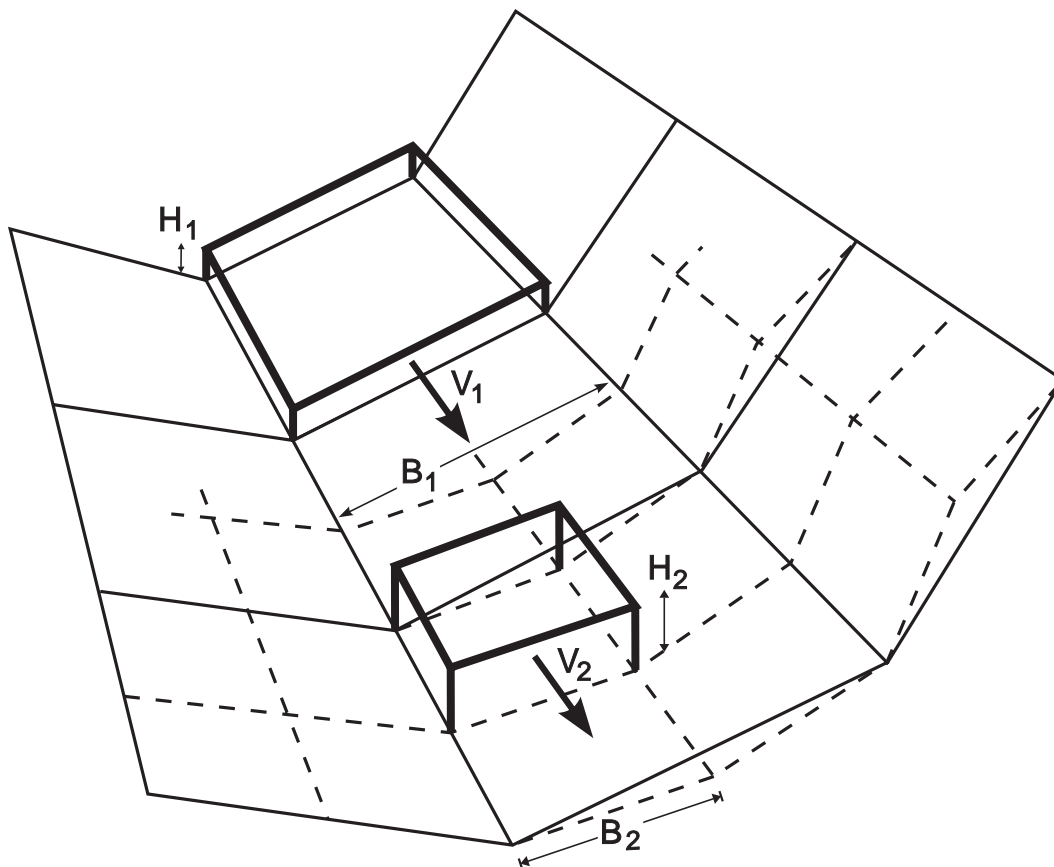


Abb. 3.12: Zum Einfluß der Rasterweite B auf die Berechnung der Oberflächenabflußgeschwindigkeit V und der Abfließtiefe H

Ein Gebiet sei in zwei unterschiedlichen Rasterweiten B_1 und B_2 diskretisiert. In der dargestellten Tiefenlinie des Gebiets fließe nun der von oberstrom akkumulierte Abfluß $Q = Q_1 = Q_2$ bei gleichem Gefälle $I = I_1 = I_2$ und Rauheitsbeiwert $k_{st} = k_{st,1} = k_{st,2}$. Die Fließtiefe H_1 und H_2 sei jeweils wesentlich kleiner als die Rasterbreite, so daß sie dem hydraulischen Radius gleichgesetzt werden kann. Unter Anwendung der GAUCKLER-

MANNING-STRICKLER-Gleichung für diesen Fall ($Q = B \cdot H \cdot k_{st} \cdot H^{2/3} \cdot I^{1/2}$) folgt daraus unmittelbar

$$\frac{H_1}{H_2} = \left(\frac{B_2}{B_1} \right)^{3/5} \quad (3.23)$$

und

$$\frac{V_2}{V_1} = \left(\frac{B_1}{B_2} \right)^{2/5} \quad (3.24)$$

Die Halbierung der diskreten Rasterbreite führt somit zu 1.32-facher Abflußgeschwindigkeit. Die möglichst detaillierte Erfassung des Entwässerungsnetzes im Zusammenhang mit dem in Abschnitt 4.1.1.3 vorgestellten Verfahren zur Parametrisierung des detaillierten Entwässerungsnetzes vermindert diese Art von Skalen-Effekt so weitgehend wie es die räumliche Auflösung der Topographie erlaubt.

Schließlich kann durch eine feinere Diskretisierung der Hänge in den hydrologisch aktivsten Zonen deren besonderer Bedeutung Rechnung getragen werden, ohne die Anzahl der diskreten Elemente im Gesamtgebiet unnötig zu erhöhen, wie das bei rasterorientierten Modellen zumindest in lateraler Richtung (z.B. in SAKE, MERZ, 1996), u.U. aber auch zusätzlich in vertikaler Richtung (z.B. im äquidistant unterteilten HILLFLOW, BRONSTERT, 1994) der Fall wäre.

Bei den hydrologisch aktivsten Zonen handelt es sich einerseits um die oberste Bodenschicht, die der Atmosphäre am unmittelbarsten ausgesetzt ist und die bei der Entstehung von Oberflächenabfluß infolge von Infiltrationsüberschuß die größte Rolle spielt. Ebenso können Schichtgrenzen im Boden u.U. zu diesen Zonen gezählt werden, wenn Rückstaueffekte und/oder erhöhte Porosität für nennenswerten Zwischenabfluß sorgen sollten. Weiterhin kommt es in den Bereichen von Geländesenken und Tiefenlinien am Hangfuß infolge der topographischen Konvergenz und damit verbundenen lateralen Akkumulationsprozessen am ehesten zu überdurchschnittlich hohen Bodenfeuchten und damit zu größeren hydraulischen Leitfähigkeiten und der Neigung zu Oberflächenabfluß infolge beitragender Flächen. Es ist daher weiterhin auch anzunehmen, daß diese Bereiche im Hinblick auf Stoffeintrag in den Boden und ins Grundwasser eine besondere Rolle spielen, ebenso auch für erosive Prozesse und Deposition am Hangfuß. Diese Überlegungen stehen im Einklang mit der Bedeutung, die Gewässerrandstreifen ("riparian zone") als Pufferzone für Stoffeintrag beigemessen wird (BREN, 1993; BACH ET AL., 1997).

3.7.2.3 Datenmanagement

Aufgrund der Vielfalt der (nicht immer aktiven) Prozesse und damit verbunden der Vielfalt der Eingabedaten, die möglichst jede gewünschte Variabilität abbilden können sollte, ist ein anwenderfreundliches Datenmanagement in Verbindung mit einer aufwendigeren relationalen Datenstruktur unerlässlich.

Die im vorherigen Abschnitt geschilderten problemangepaßten räumlichen und zeitlichen Diskretisierungen helfen zwar, die erforderliche Rechenzeit zu reduzieren bzw. größere Gebiete ohne Erhöhung der Zahl der diskreten Elemente mit unverminderter Genauigkeit

berechnen zu können; die dadurch erzielten Vorteile müssen allerdings mit dem Nachteil eines nochmals erhöhten Datenverwaltungsaufwands erkaufte werden.

Im Sinne einer mindestens zu garantierenden Operationalität des Modells, ohne die eine Modellanwendung selbst für den Entwickler nicht mehr durchführbar wäre, gewinnen deshalb die aus Sicht des Hydrologen technologischen Aspekte der Entwicklung effizienter Datenstrukturen größere Bedeutung. Ohne deren Beachtung gelangt man schnell zu redundanten und damit unüberschaubaren und nicht mehr handhabbaren Ein- und Ausgabedatenmengen. Im Rahmen dieser Arbeit wird dies (soweit es unumgänglich war) berücksichtigt⁸; der Schwerpunkt der Arbeit liegt aber auf der Erstellung des eigentlichen hydrologischen Berechnungskerns (“computational engine”). Beide Aspekte sind Gegenstand des folgenden Kapitels. Das entwickelte Modellsystem wird **CATFLOW** genannt (unter Verwendung der ersten drei Buchstaben des Worts “catchment”).

⁸Tatsächlich handelt es sich bei Problemstellungen dieser Art jedoch um ein aufstrebendes, eigenständiges Forschungsgebiet, der sogenannten Umweltinformatik (GESELLSCHAFT FÜR INFORMATIK, 1994) bzw. Hydroinformatik (ABBOTT, 1993; ABBOTT, 1994). Auf dem Gebiet der Hydrologie werden erste Schritte hin zur Entwicklung von Werkzeugen zur Integration verschiedenster hydrologischer Prozeßmodellkomponenten (d.h. “computational engines”), Datenbankmanagementsysteme und Visualisierungsinstrumente unternommen. Beispiele hierfür sind das “Modular Modeling System” (MMS, LEAVESLEY, RESTREPO, STANNARD, FRANKOSKI & SAUTINS, 1994; LEAVESLEY, MARKSTROM, BREWER & VIGER, 1994) und der darauf aufbauende “Hydrological Model Generator” (HGM, ROHDE ET AL., 1994). Dagegen stellt das entscheidungsunterstützende System *WaterWare* zur Bewirtschaftung von Flußgebieten eine viele Teilmodelle integrierende Komplettlösung dar (JAMIESON & FEDRA, 1996a; JAMIESON & FEDRA, 1996b; FEDRA & JAMIESON, 1996).

4 Das Einzugsgebietsmodell CATFLOW

Dieses Kapitel stellt zunächst die konkret gewählte Modellstruktur vor und daran anschließend die Umsetzung der Prozeßgleichungen innerhalb dieser Struktur unter Berücksichtigung der vielfältigen Verknüpfungen.

4.1 Modellstruktur

4.1.1 Aufteilung des Raums

4.1.1.1 Gebietszerlegung in Hänge und Entwässerungsnetz

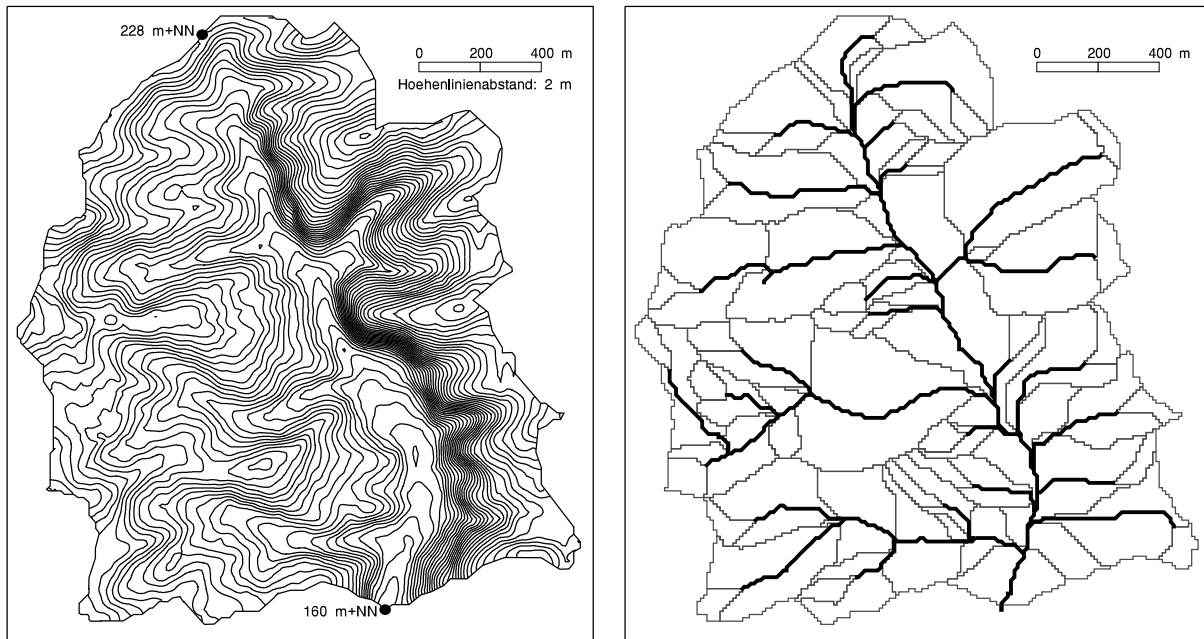
Die Zerlegung der Geländeoberfläche in Hänge und ein Entwässerungsnetz erfolgt in einem halbautomatischen Prozeß unter Berücksichtigung der Geländetopographie und der Landnutzungsmuster. Zur Beschreibung der Lage in der Ebene wird in dieser Arbeit ein kartesisches Koordinatensystem (x, y) verwendet (globales Koordinatensystem). Auf Basis des digitalen Geländemodells (DGM) werden mit Hilfe der digitalen Geländeanalyse zunächst Teileinzugsgebiete und ein detailliertes Entwässerungsnetz abgeleitet (vgl. Abb. 4.1a und b). Dies erfordert einerseits die Vorgabe von Teilgebietsauslässen, für die ein Teileinzugsgebiet bestimmt werden soll, sowie andererseits die Spezifikation von Mindesteinzugsgebietsgrößen ("critical source areas"), ab denen eine vom Algorithmus erkannte Tiefenlinie als solche gekennzeichnet wird.

In dieser Arbeit wird hierzu das auf dem Geographischen Informationssystem (GIS) ARC/INFO aufsetzende interaktive, menuegesteuerte Makropaket T₄HIM¹ eingesetzt, jedoch existieren ähnliche Werkzeuge wie z.B. DEDNM² oder DEMON³; Module dieser Art sind heute zunehmend in Geographische Informationssysteme integriert.

¹Tool for Hydrological Information Management (WIESMANN ET AL., 1994; STREIT & WIESMANN, 1995; STREIT & KLEEBERG, 1996)

²Digital Elevation Drainage Network Model (MARTZ & GARBRECHT, 1992; MARTZ & GARBRECHT, 1993; GARBRECHT & MARTZ, 1993)

³Digital Elevation Model Networks (COSTA-CABRAL & BURGESS, 1994)



(a) Höhenschichtlinien

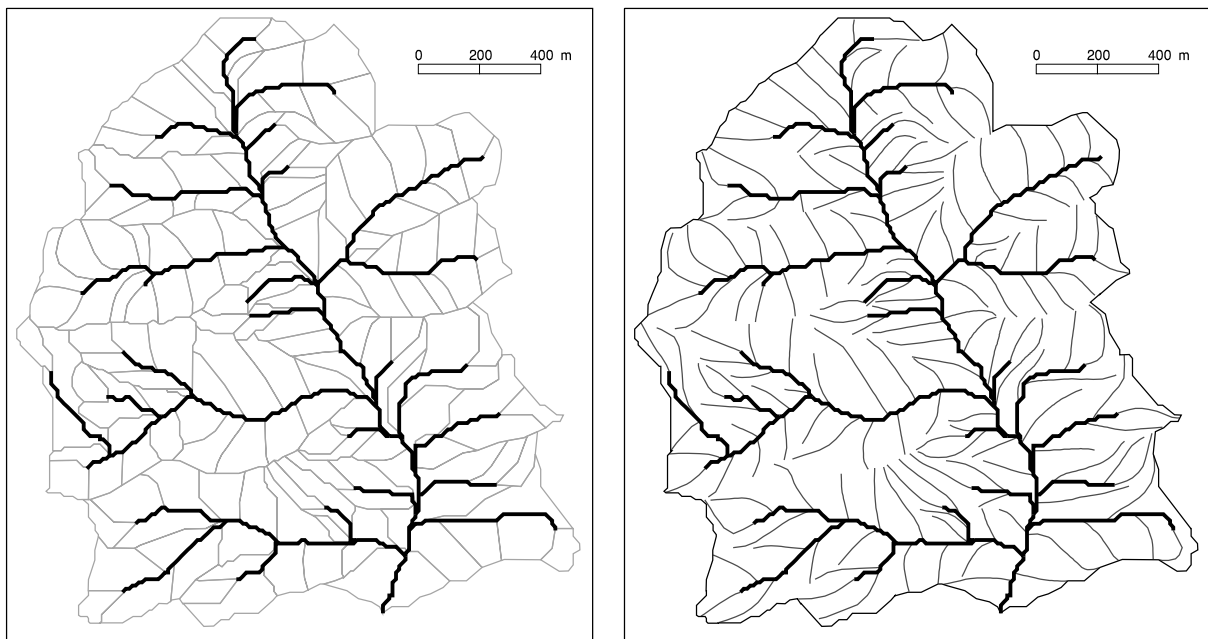
(b) Teileinzugsgebiete und Entwässerungsnetz

Abb. 4.1: Topographische Analyse des Einzugsgebiets Weiherbach bis zum Pegel Menzingen (3.52 km^2)

Die auf diese Weise ermittelten Karten der Teileinzugsgebiete und des Entwässerungsnetzes dienen nun als Grundlage zur Abteilung von Hängen. Diese Aufgabe muß manuell unter dem Gesichtspunkt durchgeführt werden, möglichst homogene Flächen zu erhalten, d.h. einheitliche Landnutzung und Bodenarten quer zum Hang. Hierzu bietet sich wiederum T_4HIM an, das die komfortable Digitalisierung innerhalb beliebiger Kartenausschnitte am Bildschirm erlaubt, während die Schlagkarte und Höhenlinien zur Orientierung im Hintergrund unterlegt werden.

Abb. 4.2a zeigt die so entstandene Aufteilung des Gebiets in Hänge. Jeder Hang wird nun durch einen vertikal-ebenen Längsschnitt entlang einer Hangfalllinie idealisiert; zusammen mit dem Entwässerungsnetz ergibt sich damit das in Abb. 4.2b dargestellte Netz von lateralen Entwässerungspfaden. Durch die Anzahl der gewählten Hänge kann der Modellierer den Abstraktionsgrad beeinflussen.

Die lagemäßige Beschreibung der Hanglängsschnitte erfolgt zunächst in (lokalen) kartesischen Koordinatensystemen (s, z) ; dabei ist s eine horizontal verlaufende Wegkoordinate in der Ebene des Längsschnitts und z die Höhenkoordinate. Entlang s wird dem Hang eine variable Breite zugeordnet.



(a) Hangflächen und Entwässerungsnetz

(b) laterale Entwässerungspfade

Abb. 4.2: Gebietsaufteilung des Einzugsgebiets Weiherbach bis zum Pegel Menzingen (3.52 km²)

4.1.1.2 Diskretisierung der Hänge

Die Diskretisierung der Hanglängsschnitte (Abb. 4.2b) erfolgt zweckmäßigerweise in einem der Topographie angepaßten natürlichen Koordinatensystem. Die Verwendung von krummlinigen orthogonalen Koordinaten (vgl. Anhang A.2) hat vor allem folgende Vorteile:

- Der Rand des unregelmäßig berandeten Gebiets kann auf diese Weise flexibel und (im Vergleich zu kartesischen Koordinaten) ohne Stufen beschrieben werden. Damit gestaltet sich die Formulierung von Randbedingungen für das numerische Schema zur Lösung der Sickerströmungsgleichung wesentlich einfacher (Abschnitt 4.2.1).
- Die diskrete Darstellung der zweidimensionalen RICHARDS-Gleichung kann in einem mathematisch rechtwinkligen Gitter erfolgen und ist damit in ungleichmäßig berandeten Gebieten numerisch wesentlich einfacher zu handhaben.

Der Nachteil besteht darin, vor der Lösung der Strömungsgleichung die krummlinigen orthogonalen Koordinaten bestimmen zu müssen. KIEFER ET AL. (1990) beschreiben einen Algorithmus zur Berechnung der Koordinatentransformation von kartesischen (s, z) in krummlinige orthogonale Koordinaten (ξ, η) (vgl. Abb. 4.3).

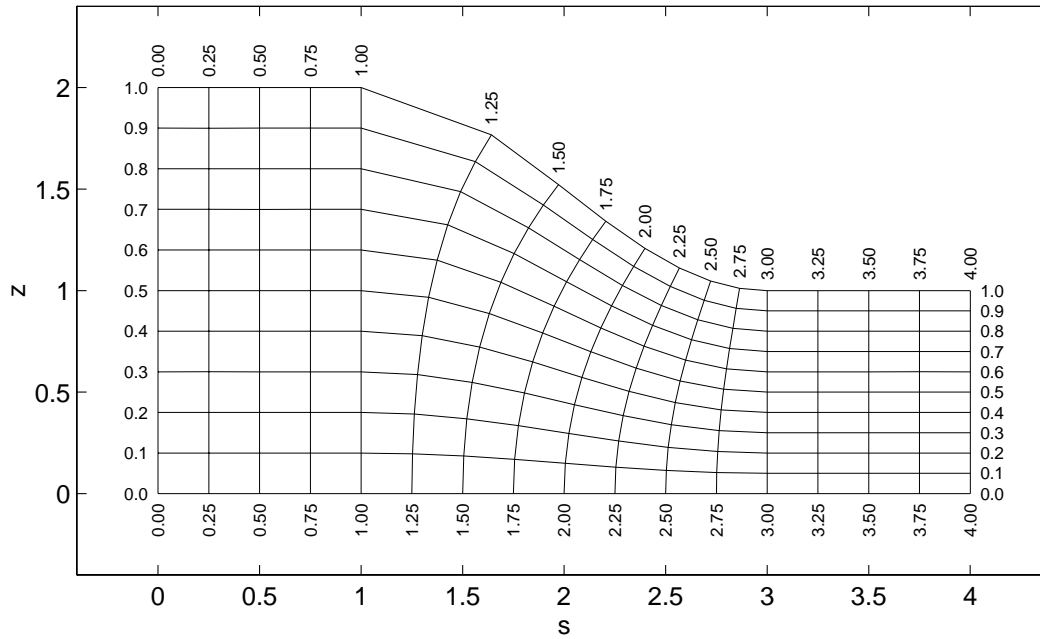


Abb. 4.3: Krummlinige orthogonale Koordinaten ($\xi = 0, 0.25, \dots, 4$, $\eta = 0, 0.1, \dots, 1$)

Auf der Basis von Parameterdarstellungen für die Ortskoordinaten der vier (orthogonalen) Randkurven L, R, O, U (links, rechts, oben, unten) des Hanglängsschnitts

$$\begin{aligned}
 s &= s_L(\eta), & z &= z_L(\eta) \\
 s &= s_R(\eta), & z &= z_R(\eta) \\
 s &= s_O(\xi), & z &= z_O(\xi) \\
 s &= s_U(\xi), & z &= z_U(\xi)
 \end{aligned} \tag{4.1}$$

und unter Einhaltung von Orthogonalitäts- und Stetigkeitsbedingungen wird dabei zunächst durch geeignete Interpolation die Schar der Koordinaten $\eta = const.$ in vorgegebenen Abständen ermittelt. Die Bestimmung der Koordinaten in der dazu senkrechten Richtung $\xi = const.$ führt dann zu einer gewöhnlichen Differentialgleichung erster Ordnung, deren Lösung mit einem RUNGE-KUTTA-Verfahren berechnet wird. Dieser Algorithmus wurde implementiert; allerdings benötigt er die ersten und teilweise auch zweiten Ableitungen von (4.1) nach ξ und η . Deshalb wurde das Verfahren um eine Komponente zur Beschreibung der Randkurven mittels kubischer Splines (die zweimal differenziert werden können) erweitert (vgl. z.B. PRESS ET AL., 1992), so daß nun die Berechnung der Koordinaten auf alleiniger Basis einer beliebigen Anzahl von Randpunkten in kartesischen Koordinaten möglich ist.

Abb. 4.4 zeigt exemplarisch das Ergebnis der Koordinatenberechnung für einen Hang. Die Dichte der Diskretisierung wurde dabei den erwarteten hydrologisch aktivsten Zonen an der Geländeoberfläche und im Hangfußbereich angepaßt.

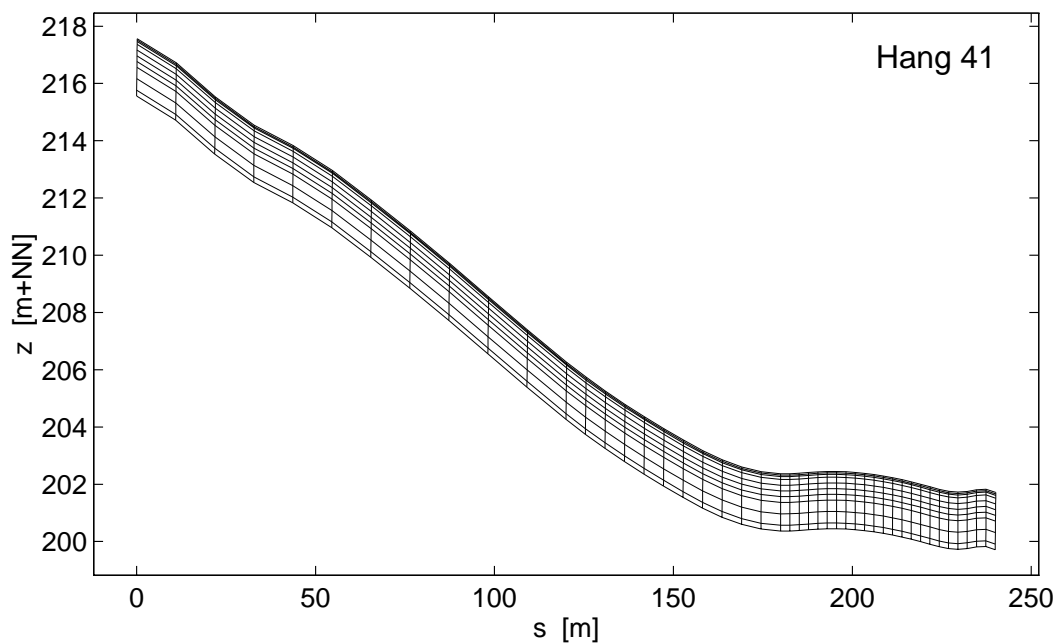


Abb. 4.4: Beispiel für Hangdiskretisierungen in krummlinigen orthogonalen Koordinaten (infolge der überhöhten Darstellung im Gegensatz zu Abb. 4.3 nicht winkeltreu)

Nach der Koordinatentransformation sind für alle diskreten Gitterpunkte (ξ, η) im krummlinig orthogonalen Koordinatensystem also folgende rein geometrische Größen bekannt und werden zur Weiterverwendung im numerischen Schema für die Bodenwasserbewegung (Abschnitt 4.2.1) gespeichert:

- der korrespondierende Punkt (s, z) im kartesischen Koordinatensystem
- die sogenannten metrischen Koeffizienten $g_{\xi\xi}(\xi, \eta)$ und $g_{\eta\eta}(\xi, \eta)$, die die Transformation vom kartesischen in das krummlinig orthogonale Koordinatensystem beschreiben und in den Differentialoperatoren vorkommen (BORISENKO & TARAPOV (1979) und BRONSTEIN & SEMENDJAJEW (1981), vgl. Anhang A.2)
- die Steigung der Koordinatenlinie $\xi = const.$ an allen Schnittpunkten mit den diskreten η -Linien (Neigung zur Horizontalen)
- lagemäßige Bestimmung im globalen (x, y) -System.

Entlang der lateralen Koordinate ξ kann der Hang von variabler Breite sein. Die Bestimmung dieser Breite erfolgt mit Hilfe von GIS-Funktionen innerhalb von ARC/INFO. Wie Abbildung 4.5 illustriert, wird dazu jede Hangfalllinie (4.5a), die ja ein Linienobjekt darstellt, zunächst in Punkte (Abb. 4.5b) aufgelöst (Punkt-Objekte) und innerhalb der Grenzen des Hangpolygons dafür dann das THIESSEN-Polygonverfahren durchgeführt; mathematisch ausgedrückt werden sogenannte Veroni-Diagramme bestimmt. Dividiert man die so entstandenen Flächen um jeden einzelnen Punkt (4.5c) durch den Abstand zwischen den Punkten, so erhält man die Hangbreite.

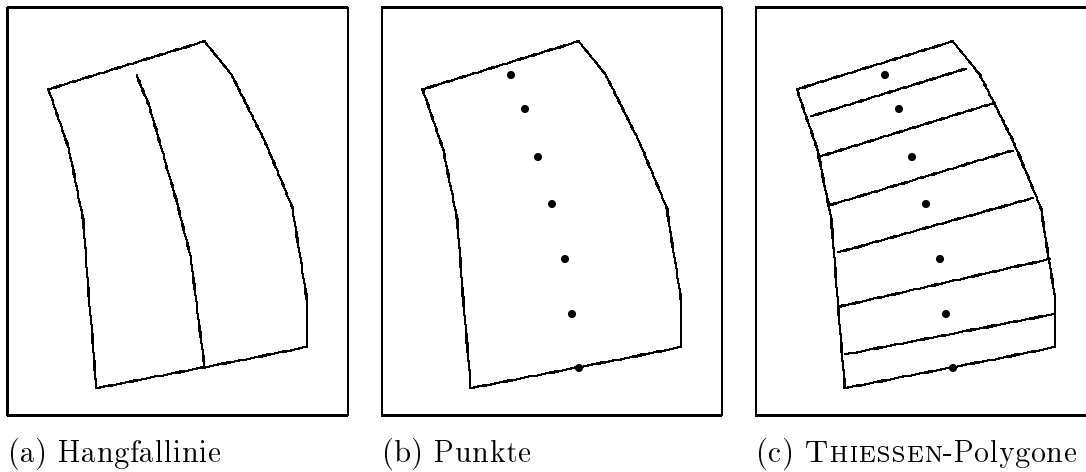


Abb. 4.5: Schritte zur Bestimmung der variablen Breite der Hänge

4.1.1.3 Diskretisierung des Entwässerungsnetzes

Die Analyse des digitalen Geländemodells (Abschnitt 4.1.1.1) ergab den bereits in Abbildung 4.1b dargestellten ungerichteten dendritischen Graphen des detaillierten Entwässerungsnetzes bis in die Geländesenken, der aus einer Anzahl einzelner Polygonzüge besteht. Zur Berechnung des Abflusses muß dieser Graph gerichtet und geeignet geordnet werden (CROLEY, 1980; GARBRECHT, 1988). Mit dem im Anhang A.5 beschriebenen Algorithmus wird die “flow execution sequence” ermittelt, d.h. die Punkte im gesamten Graph werden so numeriert, daß oberstrom gelegene Punkte immer kleinere Punktnummern tragen. Zusätzlich wird auch die STRAHLER (1956)-Ordnung aller Punkte bestimmt.

Die numerische Abflußberechnung im Vorfluter erfordert ein Reihe von Parametern (vgl. Abschnitt 4.2.3), die aus Querprofilinformationen gewonnen werden; für jeden diskreten Punkt entlang des Graphen des Entwässerungsnetzes werden sie deshalb benötigt. In der Regel können Querprofilinformationen nicht aus dem DGM ermittelt werden, da dies zu grobmaschig ist. Nur in seltenen Fällen existieren hinreichende Vermessungsdaten; jedoch stehen diese Informationen selbst dann kaum in der benötigten Detailgenauigkeit zur Verfügung, um das hochverästelte Entwässerungssystem mit seinen sehr unterschiedlichen Dimensionen adäquat zu beschreiben.

Andererseits führen zu grob angegebene Dimensionen eines Gerinnes bei derartig feiner Aufteilung zu unrealistischen Translationszeiten (z.B. die Annahme von Rechteckgerinnen mit konstanter Sohlbreite im gesamten Gebiet).

Folgende durch geomorphologische Überlegungen gestützte Annahmen führen zu einer Formfunktion, die eine physikalisch sinnvolle, konsistente und variable Beschreibung der Gerinnedimensionen im gesamten Gebiet mit nur wenigen physikalisch begründbaren Parametern erlaubt:

1. Der Fließquerschnitt habe ein Trapezprofil mit der Sohlbreite b_s , der Wandneigung

- 1 : m und der Gerinnetiefe h_k . Diese Annahme umfaßt das gesamte Spektrum vom sehr flachen Dreiecksgerinne bis zum tiefeingeschnittenen Rechteckgerinne.
2. Der Fließquerschnitt sei infolge eines unbekanntes gerinnebildenden kritischen Durchflusses Q_{krit} entstanden.
 3. Der kritische Durchfluß entspreche einer kritischen Regenspende r_{krit} auf das lokale Einzugsgebiet A_{lok} des betrachteten Querschnitts.
 4. Die Gerinnetiefe h_k stelle sich entsprechend der Normalabflußtiefe für Q_{krit} in einem mit dem lokalen Gefälle I_s geneigten prismatischen Gerinne ein.
 5. Folgende Größen seien innerhalb von Gerinneabschnitten gleicher STRAHLER-Ordnung konstant (und werden als durch Geländekenntnis gestützte Formparameter vorgegeben):
 - die Rauheit der Gewässersohle k_{st} ,
 - das Verhältnis Sohlbreite/Gewässertiefe b_s/h_k ,
 - die Wandneigung $1 : m$,
 - die kritische Regenspende r_{krit} .

Bei vorgegebener Topographie (DGM) und damit A_{lok} und I_s kann dann folgende Bestimmungsgleichung für den lokalen Gewässerquerschnitt (unter Verwendung der GAUCKLER-MANNING-STRICKLER-Gleichung) abgeleitet werden:

$$h_k^{8/3} = \frac{r_{krit} A_{lok} \left(\frac{b_s}{h_k} + 2\sqrt{m^2 + 1} \right)^{2/3}}{\left(\frac{b_s}{h_k} + m \right)^{5/3} k_{st} \sqrt{I_s}} \quad (4.2)$$

Die Plausibilität des Ergebnisses ist mit Geländekenntnis zu überprüfen und die Berechnung ggf. mit veränderten Parametern entsprechend der lokalen Situation zu wiederholen. Die auf diese Weise erzeugten individuellen Profilquerschnitte entlang des Graphen werden in einer Datei gespeichert und können ggf. noch individuell modifiziert werden.

4.1.2 Verknüpfung mit der Zeit, Prozeßkopplungen und Zeitschrittsteuerung

Im Grunde genommen müßten alle Zustandsgrößen in geeigneter Weise in Raum und Zeit diskretisiert werden und unter Berücksichtigung aller Interaktionen mittels der Zustandstransformationsbeziehungen (Prozesse) in ein einziges gemeinsames Gleichungssystem überführt werden, dessen Lösung in impliziter Weise den Zustandsvektor des Gebiets zu einem neuen Zeitpunkt ergäbe.

Dieses Verfahren wird vor allem in vergleichsweise homogen strukturierten Systemen angewandt, wo im gesamten Berechnungsraum nur eine Prozeßgleichung eingesetzt wird (z.B. in Grundwasserproblemen oder bei alleiniger Betrachtung der Bodenmatrix).

Jedoch wird es auch hier schnell uneffektiv, wenn es zu sehr unterschiedlichen Prozeßgeschwindigkeiten (verbunden mit starken Gradienten) in verschiedenen Bereichen des Berechnungsgebiets kommt. Die zeitliche und räumliche Auflösung sollte nämlich so gewählt werden, daß die meist getroffene Annahme eines linearen Übergangs der Zustandsvariablen zwischen diskreten Punkten in Raum und Zeit gerechtfertigt ist. In nichtlinearen Systemen resultiert daraus häufig die Forderung nach sehr kleinen Diskretisierungseinheiten und/oder sehr aufwendigen Iterationsverfahren zur Ermittlung eines für das Diskretisierungsintervall repräsentativen (effektiven) Parameters⁴ (TODINI & VENUTELLI, 1991). Häufig wird in diesen Fällen aber auch in den unproblematischen Bereichen u.U. mit unnötig feiner Diskretisierung gerechnet.

Sind diese Bereiche starker Gradienten ortsfest, kann das Problem durch die geschickte Wahl der räumlichen Diskretisierung in Verbindung mit einer variablen Zeitschrittsteuerung entschärft werden. Im Fall von Hängen ist dies der Fall, denn hohe Gradienten hängen in erster Linie mit den von vornherein feststehenden Bereichen der Geländeoberfläche, der Schichtgrenzen und des Hangfusses zusammen⁵.

Bei der Betrachtung eines gesamten Einzugsgebiets ist jedoch die weiter oben angesprochene implizite Berechnung aller diskreten Zustandsgrößen nicht praktikabel und empfehlenswert. Vielmehr werden einzelne Prozesse explizit gekoppelt. Dabei müssen die Zeiträume, für die einzelne Prozesse unabhängig berechnet werden, begrenzt bleiben, um eine realistische Interaktion mit den restlichen Prozessen zu gewährleisten.

Abbildung 4.6 verdeutlicht den Programmablauf von CATFLOW und zeigt, wie die einzelnen Programmodule mit ihren verschiedenen Zeit- und Ortsschleifen ineinandergreifen.

Nach der Initialisierung aller Berechnungsgrößen zu Programmbeginn kontrollieren zunächst die zeitlich variablen Randbedingungen den Zeitschritt. Permanent werden die Zeitpunkte der nächsten Änderung aller verwendeten Randbedingungs- und Ausgabezeitreihen überprüft. Der jeweils kürzeste Zeitraum bestimmt einen maximalen Zeithorizont, den kein Zeitschritt überschreiten darf. Im Fall eines eintretenden Niederschlags, wenn sich die Verhältnisse im Entwässerungsnetz hinreichend schnell ändern, kann dieser Zeithorizont noch durch einen maximal erlaubten Vorfluterzeithorizont begrenzt werden.

⁴Im Grunde handelt es sich bei dieser Art iterativer Verfahren zur Lösung nichtlinearer Probleme um Skalierungsmethoden, denn es geht dabei um nichts weiter, als für ein Zeitintervall repräsentative, effektive Parameter zu finden, vgl. auch Abschnitt 4.2.1.

⁵Andernfalls können sehr aufwendige Verfahren mit in der Zeit veränderlichen räumlichen Diskretisierungen zur Anwendung kommen. Es sollte dabei aber immer sorgfältig geprüft werden, ob der mit internen Datenverwaltungs- und Umrechnungsvorgängen zusammenhängende Mehraufwand den geringeren numerischen Lösungsaufwand rechtfertigt.

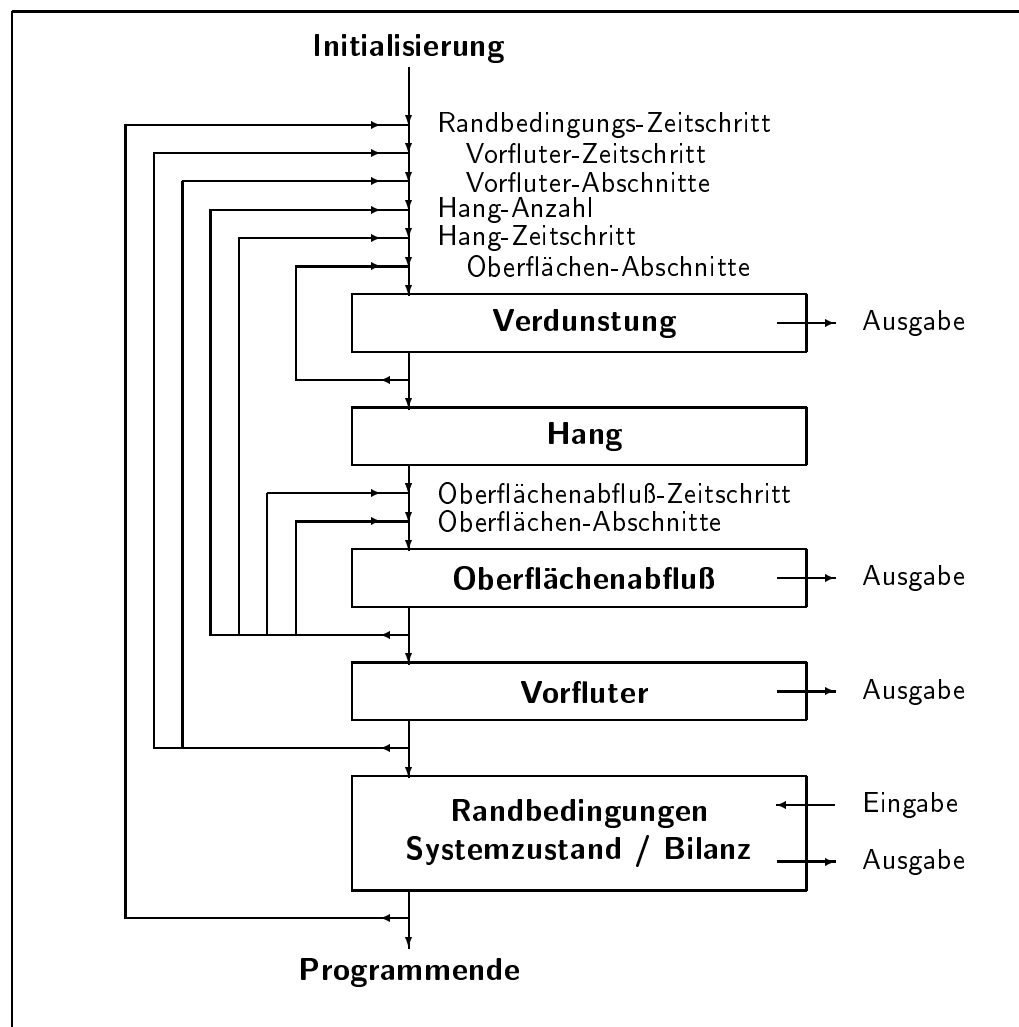


Abb. 4.6: Zeitschrittsteuerung und Prozeßkopplungen der einzelnen Programmodule von CATFLOW

Nacheinander werden dann sämtliche Hänge bis zu diesem Zeithorizont berechnet. Dabei hat jeder einzelne Hang eine individuelle, unabhängige Zeitschrittsteuerung (s.u.). Zunächst werden die für den momentanen Zeitschritt repräsentativen Verdunstungskomponenten für alle Oberflächenelemente berechnet und dann der gesamte Hangzustand. Im Niederschlagsfall folgt die Oberflächenabflußberechnung, wobei hier ggf. zur Einhaltung des COURANT-FRIEDRICHS-LEWY-Kriteriums (CFL) ein feinerer, prozeßbezogener lokaler Zeitschritt verwendet werden muß (vgl. Abschnitt 4.2.3).

Danach wird ggf. das Vorflutermodul berechnet, das ganz analog zum Oberflächenabflußmodul aufgebaut ist und entsprechend die Einhaltung des CFL-Kriteriums erfordert. Dieser Wechsel zwischen Hangmodul und Vorflutermodul kann nun solange fortgeführt werden, bis ein neuer Wert aus irgendeiner der Randbedingungszeitreihen berücksichtigt werden muß.

Es ist leicht einzusehen, daß diese Art der hierarchisch verschachtelten und selbststeuern- den Zeitschrittweiten eine aufwendige Kontrolle der programminternen Datenflüsse und Bilanzierungen erfordert. Es geht daran jedoch kein Weg vorbei, wenn einerseits die Pro- zeßinteraktionen auf allen Skalen berücksichtigt werden sollen — auf Gebietsebene ist das insbesondere im Niederschlagsfall notwendig — und andererseits die Berechnungszeit möglichst klein gehalten werden soll.

Zeitschrittsteuerung der Hangkomponente

Die Zeitschrittsteuerung der Hänge betrifft den numerisch aufwendigsten Teil von CAT- FLOW, der auch den Großteil der Rechenzeit benötigt. HORNING & MESSING (1984) be- tonen die Bedeutung der Zeitschrittsteuerung für die Zielgrößen Genauigkeit und Schnel- ligkeit des impliziten numerischen Algorithmus, der in Abschnitt 4.2.1 genauer erläutert wird. Das gewählte Verfahren soll daher im folgenden erläutert werden. Es beruht im wesentlichen auf der von HORNING & MESSING (1984) empfohlenen Methode, die ur- sprünglich von EDWARDS (1972) stammt. Die hier dargestellte, leicht abgewandelte Form berücksichtigt auch neuere Erkenntnisse von HUANG ET AL. (1996) bezüglich der Itera- tionsabbruchkriterien.

Auf der Basis des Ergebnisses des vorherigen Berechnungsschritts und der dabei benötigten Iterationszahl wird ein neuer optimaler Hangzeitschritt in Abhängigkeit von folgenden vorgegebenen Parametern bestimmt:

- Der Zeitschritt Δt liegt innerhalb eines Intervalls $[\Delta t_{min}, \Delta t_{max}]$ (Minimal- und Ma- ximalwert).
- Der Zeitschritt wird so gesteuert, daß die maximale Änderung der Bodenfeuchte (ir- gendwo im gesamten Hangkörper) innerhalb des Zeitschritts möglichst nahe einer optimalen (gewünschten) Änderung $\Delta\Theta_{opt}$ kommt.
- Ein Genauigkeitskriterium bestimmt das Iterationsende.
- Die Anzahl der Iterationen, bis die vorgebene Genauigkeit erreicht wird, darf nicht größer als $n_{it,max}$ werden; bereits ab mehr als $n_{it,grenz}$ Iterationen wird aber eine Zeitschrittreduktion vorgenommen, selbst bei erfolgreicher Iteration.

Unter diesen Vorgaben wird nun nach jedem Berechnungsschritt der Zeitschritt Δt fol- gendermaßen neu bestimmt:

- Berechnung der relativen Änderung der Bodenfeuchte als Verhältnis der optimalen Änderung $\Delta\Theta_{opt}$ gegenüber der tatsächlichen $\Delta\Theta_{akt}$ ⁶:

$$r = | \Delta\Theta_{opt} / \Delta\Theta_{akt} | \quad (4.3)$$

⁶Bei gesättigten Verhältnissen wird stattdessen die mit der Wasserkapazität C multiplizierte Änderung des Porenwasserüberdrucks angesetzt.

- Wenn $r < 0.5$ oder $\frac{n_{it,akt}}{n_{it,max}} > n_{it,max}$, wird die Berechnung mit verringertem Zeitschritt *wiederholt*:

$$\Delta t^{k-1} \equiv \max \left(\frac{\Delta t^{k-1}}{10}, \Delta t_{min} \right) \quad (4.4)$$

- Wenn $r \geq 0.5$, wird die Berechnung *fortgesetzt*.

1. Im Bereich $0.5 \leq r < 1$ wird der Zeitschritt *verringert*:

$$\Delta t^k \equiv \max \left(r^2 \cdot \Delta t^{k-1}, \frac{\Delta t^{k-1}}{2}, \Delta t_{min} \right) \quad (4.5)$$

Ist außerdem $\frac{n_{it,akt}}{n_{it,grenz}} > n_{it,grenz}$, so kommt es zu einer weiteren Reduktion um den Faktor $1 - (n_{it,akt} - n_{it,grenz})/n_{it,max}$.

2. Falls $r \geq 1$, wird der Zeitschritt für $\frac{n_{it,akt}}{n_{it,grenz}} > n_{it,grenz}$ *verkleinert*:

$$\Delta t^k \equiv 1 - \frac{n_{it,akt} - n_{it,grenz}}{n_{it,max}} \cdot \Delta t^{k-1} \quad (4.6)$$

andernfalls *vergrößert*:

$$\Delta t^k \equiv \min \left(\frac{1+r}{2} \cdot \Delta t^{k-1}, 2 \cdot \Delta t^{k-1}, \Delta t_{max} \right) \quad (4.7)$$

4.1.3 Datenstruktur

Die heterogene Struktur eines Einzugsgebiets sowie die hohe zeitliche und räumliche Variabilität bzw. Auflösung der Eingabeparameter und treibenden Randbedingungen verlangen ein effizientes und flexibles Datenmanagement, um das Modell handhaben zu können. Dieser Erkenntnis wird in der diesbezüglichen Literatur der letzten Jahre immer größere Bedeutung beigemessen (KAPETANIOS, 1994; DENZER, 1994; BARTELME, 1995; GNAUCK, 1995; PAGE & HILTY, 1995; KREMERS & KRASEMANN, 1996) und zeigt sich auch an in jüngster Zeit vermehrt organisierten Konferenzen und Workshops auf dem Gebiet der Umweltinformatik⁷ (siehe auch GESELLSCHAFT FÜR INFORMATIK, 1994).

CATFLOW erhält seine vielfältigen Eingabedaten aus einer Reihe von Dateien (Abb. 4.7), aus denen in einem verschachtelten Verweissystem jedem Berechnungspunkt Parameter und Randbedingungen zugeordnet werden (relationale Datenstruktur). Auf diese Weise können redundante Dateneingaben restlos vermieden und der Eingabeaufwand minimiert werden.

⁷z.B. International Symposium on Environmental Software Systems (ISESS), 1995: Penn State University, Malvern, PA, USA, 1997: Whistler, British Columbia, Canada.

sequentiell abgearbeitet werden. Jedes Projekt entspricht der Simulation eines Zeitraums in einem Gebiet. Neben einer Reihe von Steuergrößen (z.B. zur Zeitschrittsteuerung, Abschnitt 4.1.2) enthält die Projektsteuerdatei je einen Satz globaler und hangspezifischer Dateien, die im Rahmen der Datenvor- und -aufbereitung (“preprocessing”) erstellt wurden.

Der Inhalt dieser Dateien läßt sich in vier Klassen einteilen:

- Spezifikation der Diskretisierung der Geländegeometrie. Für jeden Hang und das Entwässerungsnetz sind alle geometrischen Daten auf Dateien gespeichert.
- Zuordnungen von Indizes und Attributen zu den individuellen diskreten Punkten (können mit Hilfe von GIS-Funktionen im Rahmen des “preprocessing” erstellt worden sein). Auf diese Weise wird jedem diskreten Punkt z.B. eine Bodenartnummer oder ein Anfangswassergehalt bzw. jedem diskreten Oberflächenpunkt ein Schlagindex, eine Klimastationsnummer oder ein windrichtungsabhängiger Faktor zugewiesen.
- Zuordnungen von Indizes und Attributen zu individuellen Zeitabschnitten oder Zeitpunkten (Zeitreihen).
- Zuordnungen von Parametern und Indizes zu anderen Indizes. Damit können Parameter durch mehrstufige Tabellenauswertungen letztlich der Geometrie zugeordnet werden (relationale Datenstruktur).

Die günstigste Art, diese Zuordnungen vorzunehmen, hängt nun von der Struktur der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Daten ab.

Für zeitlich konstante Parameter ist die Zuordnung offensichtlich und vergleichsweise einfach. So werden z.B. die Parameter einzelner Bodenarten von einer der globalen Dateien zu Beginn der Berechnung einmalig gelesen und mit Hilfe der von der hangspezifischen Bodenartenzuweisungsdatei gelesenen Indizes (Bodenartnummer) den individuellen Berechnungsknoten zugeordnet.

Für zeitlich variable Daten ist das Verfahren im Prinzip gleich, jedoch im Detail aufwendiger. Grundsätzlich gibt es hier zwei Möglichkeiten der logischen Datenhaltung, die in Abbildung 4.8a schematisch angedeutet sind. Daten, die sich laufend zeitlich ändern, aber nur an wenigen Punkten im Raum vorliegen bzw. interessieren, werden am sinnvollsten in Zeitreihen gespeichert, die dann über Indizes den diskreten Punkten räumlich verteilt zugewiesen werden (Klima-, Niederschlagsdaten).

Bei der Eingabe von Landnutzungsdaten ist dieses Verfahren nicht sinnvoll, denn diese Datenart zeichnet sich durch hohe räumliche Variabilität aus, ändert aber zeitlich nur selten ihren Wert (bei landwirtschaftlicher Nutzung typischerweise zweimal im Jahr, Haupt- und Zwischenfrucht). Es ist daher kaum praktikabel, jedem Schlag (Landnutzungseinheit) eine eigene Zeitreihe von Landnutzungsparametern zuzuordnen. Stattdessen wird eine Zeitreihe räumlicher Verteilungen (Abb. 4.8b) der Zuordnungen von Schlagnummern zu Landnutzungsindizes gelesen.

Auf diese Weise ist z.B. die Schlagnummer eines bestimmten Knotens in einer bestimmten

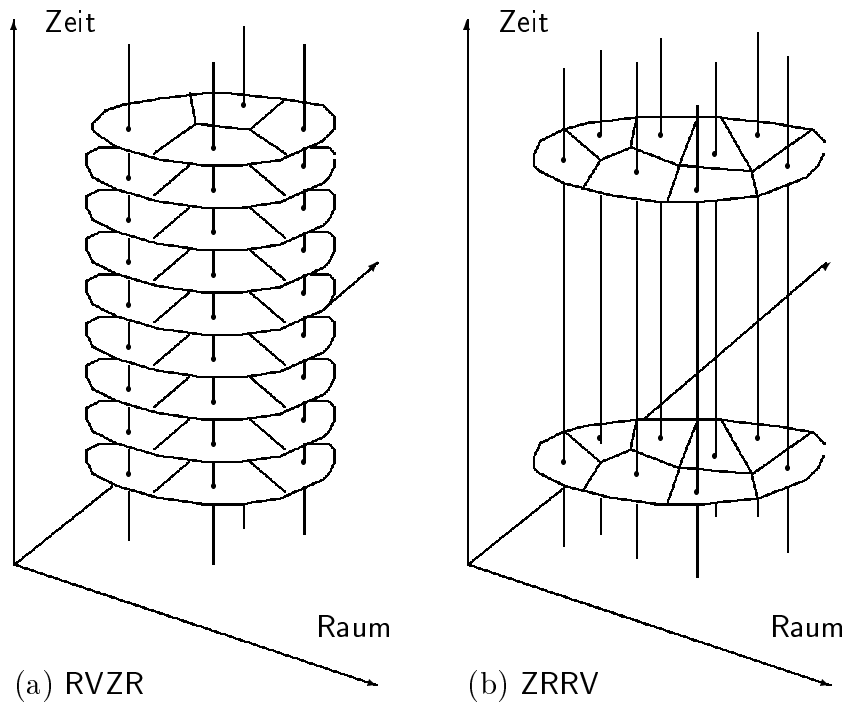


Abb. 4.8: Unterschiedliche Möglichkeiten der Haltung räumlich-zeitlich variabler Daten.
 (a) RVZR: eine räumliche Verteilung von Zeitreihen (b) ZRRV: eine Zeitreihe räumlicher Verteilungen

Wachstumsperiode mit einer Landnutzung verbunden, die ihrerseits für einem bestimmten Tag im Jahr über eine weitere Tabelle mit einem Pflanzenparameter oder einem Oberflächenrauheitskoeffizienten verknüpft ist, der dann zur Berechnung der Verdunstung oder des Oberflächenabflusses herangezogen wird. Die Parameter der Landnutzung müssen nur ein einziges Mal als Zeitreihe über ein einzelnes Jahr spezifiziert werden, womit die redundante Eingabe vermieden ist und Änderungen schnell und zuverlässig möglich sind.

CATFLOW kann schließlich große Mengen an Ausgabedaten produzieren, d.h. räumliche Verteilungen der Zustandsgrößen und Flüsse an gewünschten Zeitpunkten oder Zeitreihen an gewünschten Orten. Die Organisation dieser Daten entspricht wieder den in Abbildung 4.8 dargestellten Möglichkeiten. Mit Hilfe von Programmen zur Nachbearbeitung ("postprocessing") können diese Daten visualisiert und ausgewertet werden.

4.2 Prozeßmodelle

Innerhalb der beschriebenen Modellstruktur wirken nun die Prozesse, deren grundlegende mathematische Beschreibung bereits in Abschnitt 3.5 dargestellt wurde. In diesem Abschnitt geht es nun um die Anwendung der Grundgleichungen im konkreten diskreten Gitter und die Verknüpfungen der Teilprozesse über Randbedingungen und Senkenterme.

4.2.1 Matrixfluß

4.2.1.1 2D-Richards-Gleichung in krummlinigen, orthogonalen Koordinaten

Für die Berechnung der Flüsse in der gesättigten und ungesättigten Bodenmatrix wird die gemischte Form der RICHARDS-Gleichung (3.4) verwendet. Mit den im Anhang A.2 gegebenen Definitionen der Differentialoperatoren läßt sich die RICHARDS-Gleichung in einem zweidimensionalen, krummlinigen orthogonalen Koordinatensystem (ξ, η) unter anisotropen Verhältnissen für einen Hang variabler Breite b folgendermaßen schreiben:

$$f^\xi f^\eta \frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \xi} \left[bK(\Phi) f^\eta \left(k^{\xi\xi} \frac{1}{f^\xi} \frac{\partial \Phi}{\partial \xi} + k^{\xi\eta} \frac{1}{f^\eta} \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial \eta} \left[bK(\Phi) f^\xi \left(k^{\eta\xi} \frac{1}{f^\xi} \frac{\partial \Phi}{\partial \xi} + k^{\eta\eta} \frac{1}{f^\eta} \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} \right) \right] - S \quad (4.8)$$

mit

z	[L]	Koordinate entgegen der Schwerkraft, Gravitationspotential
Ψ	[L]	$\Psi = -p/(\rho g)$, Saugspannung, Matrix-Potential
Φ	[L]	$\Phi = z - \Psi$, Druckhöhe, hydraulisches Potential
Θ	[-]	Wassergehalt
b	[L]	variable Breite entlang des Hangs
K	[L T ⁻¹]	skalare ungesättigte Leitfähigkeit
\mathbf{K}	[-]	$\mathbf{K} = \begin{pmatrix} k^{\xi\xi} & k^{\xi\eta} \\ k^{\eta\xi} & k^{\eta\eta} \end{pmatrix}$ Tensor der relativen Leitfähigkeit für anisotropen Boden
C	[L ⁻¹]	Wasserkapazität
S	[T ⁻¹]	Senkenterm
f^ξ, f^η	[-]	Quadratwurzel der metrischen Koeffizienten des diskreten Gitters $f^\xi = \sqrt{g_{\xi\xi}(\xi, \eta)}$ und $f^\eta = \sqrt{g_{\eta\eta}(\xi, \eta)}$

4.2.1.2 Modifizierte Picard-Iteration

Ein großes Problem bei der numerischen Lösung der RICHARDS-Gleichung ist die hochgradige Nichtlinearität der Koeffizienten $K(\Psi)$ und $C(\Psi)$, insbesondere nahe der Bodensättigung. Dies kann zu erheblichen Massenbilanzfehlern führen, sobald man in größeren Zeitschritten rechnet. Da Koeffizienten zu Beginn des Berechnungsintervalls bestimmt werden, sich aber zum Ende hin (nichtlinear) stark verändert haben, sind sie in keiner Weise repräsentativ für den betrachteten Zeitschritt. Durch Iteration können die Nichtlinearitäten in den Koeffizienten berücksichtigt werden⁸.

Das modifizierte PICARD-Iterationsverfahren beruht auf der Mischform der RICHARDS-Gleichung (3.4) und wurde bereits von HORNING & MESSING (1984, S. 90ff.) vorgeschlagen. Als Referenz wird jedoch meist die ausführliche Diskussion von CELIA ET

⁸Ein weiterer Vorteil liegt darin, daß während der Iteration eine Ungleichheits-Randbedingung überprüft und ggf. angepaßt werden kann (vgl. Abschnitt 4.2.1.3).

AL. (1990) anhand der eindimensionalen Gleichung angeführt. Das Verfahren zeichnet sich durch absolute Massenkonservativität aus. Weiterhin garantiert es die weitgehende Unabhängigkeit der Eindringtiefe einer Feuchtefront von der gewählten Tiefendiskretisierung⁹.

Die zeitlichen Ableitungen werden mit Rückwärtsdifferenzen gebildet und Gleichung (4.8) durch ein PICARD-Iterationsschema gelöst. Im folgenden bezeichnet der hochgestellte Index n das Zeitniveau, während der hochgestellte Index m für den Iterationsschritt steht.

$$\begin{aligned} f^\xi f^\eta \frac{\Theta^{n+1,m+1} - \Theta^n}{\Delta t} = & \\ \frac{\partial}{\partial \xi} \left[bK^{n+1,m} f^\eta \left(k^{\xi\xi} \frac{1}{f^\xi} \frac{\partial \Phi^{n+1,m+1}}{\partial \xi} + k^{\xi\eta} \frac{1}{f^\eta} \frac{\partial \Phi^{n+1,m+1}}{\partial \eta} \right) \right] + & \\ \frac{\partial}{\partial \eta} \left[bK^{n+1,m} f^\xi \left(k^{\eta\xi} \frac{1}{f^\xi} \frac{\partial \Phi^{n+1,m+1}}{\partial \xi} + k^{\eta\eta} \frac{1}{f^\eta} \frac{\partial \Phi^{n+1,m+1}}{\partial \eta} \right) \right] - S & \quad (4.9) \end{aligned}$$

Der wesentliche Schritt der modifizierten Methode besteht nun in der Anwendung des NEWTON-Verfahrens zur Berücksichtigung der Nichtlinearität $\Theta(\Phi)$. Dazu wird $\Theta^{n+1,m+1}$ in einer TAYLOR-Reihe bezüglich Φ um den Punkt $\Phi^{n+1,m}$ entwickelt und nach dem linearen Glied abgebrochen.

$$\begin{aligned} \Theta^{n+1,m+1} &= \Theta^{n+1,m} - C^{n+1,m} (\Phi^{n+1,m+1} - \Phi^{n+1,m}) \\ &= \Theta^{n+1,m} - C^{n+1,m} \delta^{m+1,m} \end{aligned} \quad (4.10)$$

In Gleichung (4.10) bezeichnet $\delta^{m+1,m}$ also die Differenz des hydraulischen Potentials zwischen zwei aufeinanderfolgenden Iterationsschritten. Der Übersichtlichkeit wegen wird im folgenden der hochgestellte Index $n + 1$ weggelassen, da alle Größen mit dem hochgestellten Index zur Kennzeichnung des Iterationsschritts *immer* zum Zeitniveau $n + 1$ betrachtet werden.

Die Substitution von Gleichung (4.10) in (4.9) ergibt schließlich das modifizierte PICARD-Iterationsverfahren. Gleichung (4.11) wurde so angeordnet, daß auf der rechten Seite nur noch bekannte Größen aus dem vorhergehenden Iterationsschritt m stehen.

$$\begin{aligned} & - f^\xi f^\eta \frac{1}{\Delta t} C^m \delta^{m+1,m} - \\ & \frac{\partial}{\partial \xi} \left[bK^m f^\eta \left(k^{\xi\xi} \frac{1}{f^\xi} \frac{\partial \delta^{m+1,m}}{\partial \xi} + k^{\xi\eta} \frac{1}{f^\eta} \frac{\partial \delta^{m+1,m}}{\partial \eta} \right) \right] - \\ & \frac{\partial}{\partial \eta} \left[bK^m f^\xi \left(k^{\eta\xi} \frac{1}{f^\xi} \frac{\partial \delta^{m+1,m}}{\partial \xi} + k^{\eta\eta} \frac{1}{f^\eta} \frac{\partial \delta^{m+1,m}}{\partial \eta} \right) \right] \\ = & \frac{\partial}{\partial \xi} \left[bK^m f^\eta \left(k^{\xi\xi} \frac{1}{f^\xi} \frac{\partial \Phi^m}{\partial \xi} + k^{\xi\eta} \frac{1}{f^\eta} \frac{\partial \Phi^m}{\partial \eta} \right) \right] + \\ & \frac{\partial}{\partial \eta} \left[bK^m f^\xi \left(k^{\eta\xi} \frac{1}{f^\xi} \frac{\partial \Phi^m}{\partial \xi} + k^{\eta\eta} \frac{1}{f^\eta} \frac{\partial \Phi^m}{\partial \eta} \right) \right] - \end{aligned} \quad (4.11)$$

⁹Insofern handelt es sich bei einem derartigen Verfahren um eine Skalierungstechnik, die es ermöglicht, für einen Reihe von Modellskalen effektive Parameter zu finden.

$$f^\xi f^\eta \frac{\Theta^m - \Theta^n}{\Delta t} - S$$

Im Anhang A.4 wird gezeigt, wie die Divergenz des Flusses mit Hilfe des Verfahrens der finiten Differenzen für ein diskretes Gitter (i, j) im (ξ, η) Koordinatensystem approximiert werden kann. Durch die dort ebenfalls dargestellte geeignete Zusammenfassung einzelner Terme zu Koeffizienten X und E (Gl. A.21) ist es möglich, das geschilderte Verfahren als ein lineares Gleichungssystem zu formulieren, dessen Unbekannte die Potentialdifferenzen $\delta_{i,j}^{m+1,m}$ zwischen aufeinanderfolgenden Iterationsschritten sind. Das Gleichungssystem wird mittels folgender Arbeitsgleichung aufgebaut, die für alle diskreten Punkte (i, j) formuliert wird:

$$\begin{aligned} & X_{pl}^m \delta_{i+1,j}^{m+1,m} + X_{mi}^m \delta_{i-1,j}^{m+1,m} + (X^m + E^m - 1) \cdot \delta_{i,j}^{m+1,m} \\ & \quad + E_{mi}^m \delta_{i,j-1}^{m+1,m} + E_{pl}^m \delta_{i,j+1}^{m+1,m} \\ = & - X_{pl}^m \Phi_{i+1,j}^m - X_{mi}^m \Phi_{i-1,j}^m - (X^m + E^m) \cdot \Phi_{i,j}^m \\ & - E_{mi}^m \Phi_{i,j-1}^m - E_{pl}^m \Phi_{i,j+1}^m \\ & - \frac{\Theta_{i,j}^m - \Theta_{i,j}^n}{C^m} + R^m \end{aligned} \quad (4.12)$$

Die Iteration muß nun solange fortgeführt werden, bis eine Norm des Inkrements $\delta^{m+1,m}$ kleiner einem Abbruchkriterium wird (etwa die L_2 - oder L_∞ -Norm). In jedem Iterationsschritt muß dazu das Gleichungssystem (4.12) neu aufgestellt werden, da sich die Materialkennwerte in Abhängigkeit der Zustandsgröße ändern. Zur Lösung des Systems wurde im Rahmen dieser Arbeit das *vorkonditionierte bi-konjugierte Gradienten-Verfahren* nach (PRESS ET AL., 1992) verwendet (s. auch HACKBUSCH, 1993).

4.2.1.3 Berücksichtigung von Randbedingungen

An den Rändern des Berechnungsgebiets wirken Randbedingungen, die angeben, wie die Außenwelt bzw. andere Teilprozesse mit dem zu berechnenden System des Hanglängsschnitts in Wechselwirkung stehen (z.B. Niederschlag, Verdunstung, Grundwasser, Oberflächenabfluß, Vorfluter).

Grundsätzlich können alle denkbaren Randbedingungen auf die Vorgabe von entweder dem Potential auf oder dem Fluß über den Rand zurückgeführt werden. Im ersten Fall, der sogenannten DIRICHLET-Randbedingung oder Randbedingung erster Art, wird die Zustandsgröße auf dem Rand spezifiziert.

Potential-Randbedingung:

$$\Phi = \Phi_{rand} \quad (4.13)$$

Im zweiten Fall, der sogenannten NEUMANN-Randbedingung oder Randbedingung zweiter Art, wird letztlich der Gradient der Zustandsgröße über den Rand vorgegeben.

Fluß-Randbedingung:

$$\vec{q} = \vec{q}_{rand} \quad (4.14)$$

Bei praktischen Problemstellungen sind Fluß oder Potential jedoch häufig nicht direkt bekannt, sondern nur die Beziehung zwischen beiden Größen. Dies ist die sogenannte Randbedingung dritter Art oder

Gemischte Randbedingung:

$$\vec{q} = \mathcal{F}(\Phi) \quad (4.15)$$

Zum Typ der gemischten Randbedingungen gehört die sogenannte Freie-Drainage- bzw. Gravitationsfluß-Randbedingung, die bei ungehindertem vertikalen Fluß an Rändern in tieferen Bodenbereichen angesetzt werden kann. Dabei wird von einheitlicher Bodenfeuchte und daher vernachlässigbaren Saugspannungsgradienten ausgegangen und daher entsteht ein Fluß nur infolge des Potentialgradienten des Schwerfeldes:

$$\vec{q} = -K(\Phi) \mathbf{K} \text{ grad } z \quad (4.16)$$

Über horizontale Ränder entspricht der Fluß dann der ungesättigten Leitfähigkeit ($\text{grad } z = 1$).

Ein weiterer Fall der gemischten Randbedingungen ist die sogenannte Leakage-Randbedingung, die den Fluß durch eine relativ undurchlässige Filterschicht aufgrund eines Potentialgradienten beschreibt. Vorstellbar ist darunter etwa die natürliche Sohlabpflasterung eines Baches der Dicke D_{filter} und der Durchlässigkeit K_{filter} , durch die Wasser entsprechend der Druckdifferenz zwischen Vorfluterwasserstand und Saugspannung im Hang transportiert wird:

$$\vec{q} = -\frac{K_{filter}}{D_{filter}} (\Phi_{vorfluter} - \Phi_{hang}) \quad (4.17)$$

Ein weiterer häufig vorhandener Typ der Randbedingung ist die

Ungleichheits-Randbedingung:

$$\begin{aligned} \Phi &\leq \Phi_{pot} \\ \vec{q} &\geq \vec{q}_{pot} \\ (\Phi - \Phi_{pot}) \cdot (\vec{q} - \vec{q}_{pot}) &= 0 \end{aligned} \quad (4.18)$$

In diesem Fall ist nur bekannt, daß entweder ein vorgegebener Fluß \vec{q}_{pot} oder ein vorgegebenes Potential Φ_{pot} herrscht, während für die jeweils andere Größe eine Ungleichung gilt.

Dieser Typ ist z.B. an sogenannten Sickerrändern anzusetzen. Solange keine Sättigung im Hangkörper erreicht ist, ist der Fluß über den Rand $\vec{q} = 0$ und das Saugspannungspotential

$\Psi \geq 0$. Bei Sättigung hingegen wird dann $\Psi = 0$ und $\vec{q} \neq 0$. In Gleichung (4.18) muß also folgendes gesetzt werden:

$$\begin{aligned}\Phi_{pot} &= z \\ \vec{q}_{pot} &= 0\end{aligned}\tag{4.19}$$

Ganz ähnlich wird eine Niederschlag-Oberflächenabfluß-Randbedingung beschrieben. Solange keine Sättigung im Hangkörper erreicht ist, ist der Fluß über den Rand gleich der Intensität des Bestandsniederschlags auf die um den Winkel β geneigte Fläche $\vec{q} = i_{nied} \cdot \cos \beta$ und das Saugspannungspotential $\Psi \geq 0$. Bei Sättigung hingegen wird dann $\Psi = -h_w$, d.h. gleich dem Wasserstand des Oberflächenabflusses und $\vec{q} \neq 0$. In Gleichung (4.18) muß dann also folgendes gesetzt werden:

$$\begin{aligned}\Phi_{pot} &= z + h_w \\ \vec{q}_{pot} &= i_{nied} \cdot \cos \beta\end{aligned}\tag{4.20}$$

Zur Berücksichtigung der Randbedingungen muß die diskrete Darstellung des Divergenzterms in Gleichung (4.11) modifiziert werden; wie in Anhang A.4 gezeigt wird, ändert sich dadurch jedoch lediglich die Formulierung einzelner Koeffizienten des Gleichungssystems (4.12).

4.2.1.4 Berücksichtigung von Senkentermen

Mit Hilfe des Senkenterms kann der Wasserentzug durch die Pflanzentranspiration berücksichtigt werden. Der Senkenterm hängt im allgemeinen von der Zustandsgröße (Φ bzw. Θ) ab und müßte daher genaugenommen implizit auf der linken Seite des Gleichungssystems (4.12) berücksichtigt werden. Die Zeitschritte Δt der Berechnung werden aber derart gesteuert, daß die Zustandsgröße sich innerhalb eines Berechnungszeitschritts nur geringfügig ändert. Daher kann der Senkenterm in guter Näherung explizit, d.h. auf Basis des Zustandes zum alten (bekannten) Zeitpunkt (n) auf der rechten Seite der genannten Verfahrensgleichungen (4.12) berücksichtigt werden, und zwar im Ausdruck R .

4.2.1.5 Überprüfung des Hangmoduls mit Literaturdaten

Abb. 4.9 zeigt Ergebnisse einer Vergleichsrechnung mit gemessenen und gerechneten Literaturdaten von VAUCLIN ET AL. (1979)¹⁰. Das Beispiel illustriert die Berechnung eines gesättigt/ungesättigten Bodenkörpers mit im Verlauf der Rechnung ansteigendem Grundwasserspiegel und weist damit die Funktionstüchtigkeit des erstellten Hangmoduls nach. Berechnet wurde ein 2 m tiefer und 3 m langer Bereich aus feinem Flußsand ($K_s = 35$

¹⁰Die damals benötigte Rechenzeit für einen Berechnungszeitschritt der 396 diskreten Elemente betrug 3 Minuten (IBM 1130). Mit einem heutigen Pentium-Prozessor (166 Mhz) und verbessertem numerischen Verfahren benötigt man gerade noch etwa 0.1 Sekunden pro Zeitschritt.

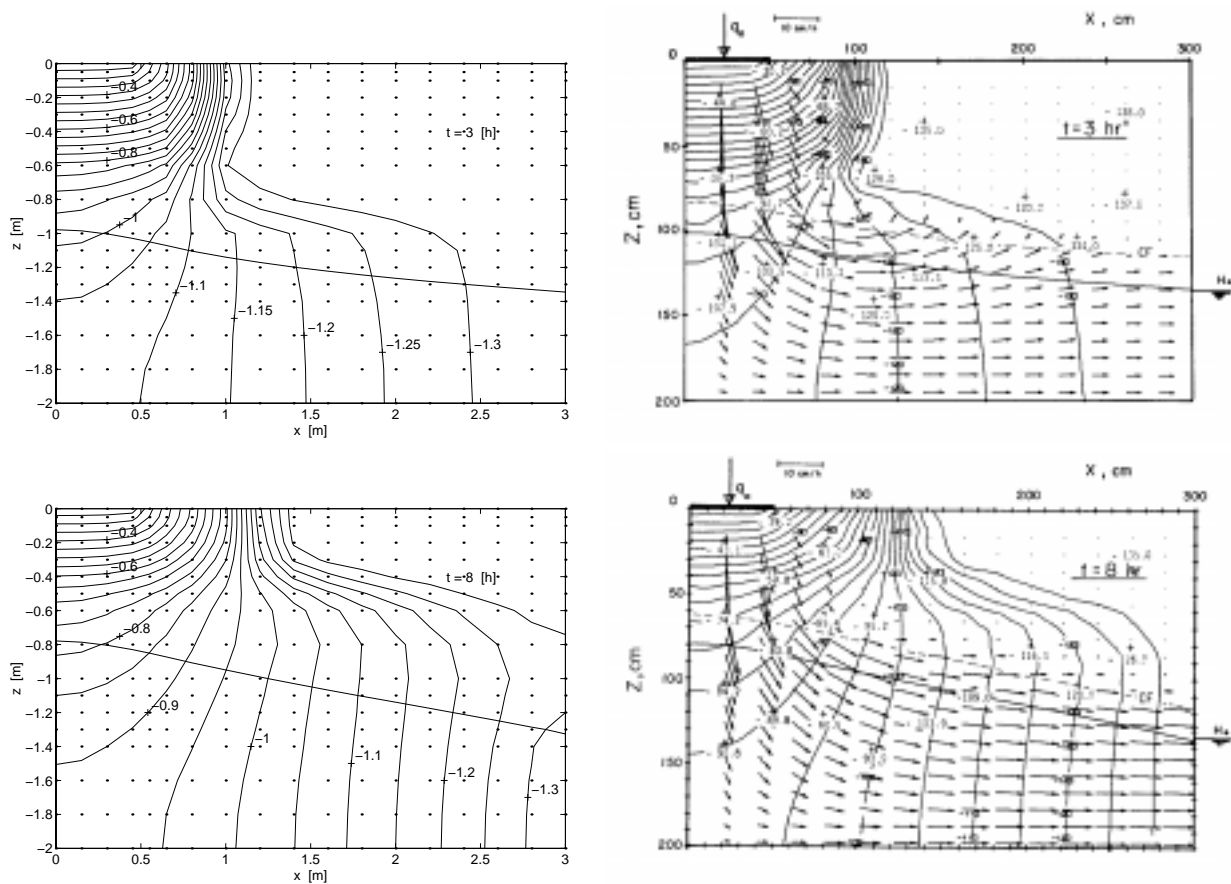


Abb. 4.9: Vergleichsrechnung CATFLOW (links) mit den bei VAUCLIN ET AL. (1979) beschriebenen Messungen und Berechnungen (rechts) eines bewässerten Feldstreifens zu den Zeitpunkten $t = 3$ h und 8 h. Eingezeichnet sind Äquipotentiallinien, der Grundwasserspiegel sowie Flußvektoren (rechts).

cm/h, $\Theta_s = 0.3$ Vol.-%, detaillierte Beschreibung vgl. VAUCLIN ET AL. (1979)), dessen Anfangsbedingung ein einheitliches Potential im gesamten Gebiet war (Grundwasser bei -1.7 m unter Geländeoberkante). Das Gebiet ist symmetrisch zum linken Rand, d.h. eine Null-Fluß-Randbedingung wurde angesetzt, ebenso am unteren Rand. An der linken Seite des oberen Randes infiltriert konstant $q_{rand} = 14.8$ cm/h, z.B. infolge einer Bewässerung. Am rechten Rand wurde der Wasserstand konstant auf -1.7 m gehalten (Abzugsgraben), oberhalb wurde eine Sicker-Randbedingung angesetzt.

Links sind die Simulationsergebnisse des Hangmoduls von CATFLOW nach 3 und 8 h dargestellt. Sie sind vergleichbar mit den rechts gezeigten Ergebnissen von VAUCLIN ET AL. (1979), die allerdings offenbar am gesamten rechten Rand die Randbedingung eines konstanten Potentials annahmen; daher resultiert der geringe Unterschied in diesem Bereich.

4.2.2 Infiltration und Makroporen

Das klassische Infiltrationsmodell von GREEN & AMPT (1911) wendet die DARCY-Gleichung vereinfachend nur für die (tiefenvariable) wassergesättigte oberste Schicht eines (homogenen) Bodens unter der einschränkenden Annahme überstauter Verhältnisse an; diese Schicht wird durch *ein* diskretes Element repräsentiert und die Eindringgeschwindigkeit in diese Schicht muß durch einen effektiven Wert für die die Infiltration antreibende Saugspannung geschätzt werden. Viele Untersuchungen haben sich daher mit der Bestimmung dieser effektiven Saugspannung und verschiedenen Modifikationen der GREEN & AMPT-Gleichung befaßt (Übersicht z.B. in SCHIFFLER, 1992).

Nun ist es bei den heute verfügbaren großen Rechnerleistungen nicht mehr zwingend notwendig, die Darstellung des Infiltrationsvorgangs in dieser Weise zu reduzieren. Viele Modifikationen der GREEN & AMPT-Gleichung wurden notwendig, um mit unterschiedlichsten Boden- bzw. Randbedingungen fertig zu werden; sie beinhalten Parameter, die nur genau für die *eine* betrachtete Konstellation gültig sind, weil sie die Einflüsse der Bodenart und der Randbedingungskombination (untrennbar) zusammengefaßt enthalten.

Die rigorose Betrachtung des Bodens mit Hilfe der RICHARDS-Gleichung und einer in Schichten diskretisierten Oberfläche ist dagegen strukturtreuer und Modellparameter sind damit dem Boden klarer zuordenbar. Alle Kombinationen aus möglichen Randbedingungen, aus möglichen Verteilungen der Zustandsvariablen und aus möglichen Bodenartverteilungen können auf diese Weise nach einem einheitlichen Konzept behandelt werden, das für mikroporöse Medien gut verifiziert ist. Infiltration (ebenso wie Exfiltration, d.h. "return flow") fallen im Rahmen der Berechnung des Matrixflusses also gewissermaßen als Nebenprodukt der Randbedingungsspezifikation und der aktuellen Bodenfeuchtesituation ab (vgl. Abschnitt 4.2.1.3).

Damit soll nicht der Eindruck erweckt werden, daß die Lösung der Richardsgleichung alle Probleme der Infiltrationsberechnung beseitigen würde. Die Bodenparameter sind insbesondere in der obersten Bodenzone sehr schwer zu bestimmen, da sie von einer großen Zahl interagierender Einflußgrößen abhängen (Abschnitt 3.2.3), deren Einzeleinflüsse nicht einfach isoliert betrachtet und erfaßt werden können, wie z.B. Ergebnisse von SCHIFFLER (1992) belegen.

Wie bereits in Abschnitt 3.5 diskutiert wurde, sind Makroporen von dominierender Wirkung auf den Infiltrationsvorgang. Entsprechend wurde auch bereits früh versucht, den Fluß in Makroporen zu modellieren. Ein von BEVEN & GERMANN (1981b) und GERMANN & BEVEN (1985) vorgestelltes, physikalisch begründetes Makroporeninfiltrationsmodell basiert dabei auf der Vorstellung von vertikalen Röhren, in denen sich bei Auftreten von Infiltrationsüberschuß der Bodenmatrix ein Makroporenwassergehalt w_{mak} einstellt, der sich infolge eines Potenzgesetzes ($q_{mak} = b_{mak} w_{mak}^{a_{mak}}$, Gl. 3.13) in die Tiefe bewegt (Abb. 4.10a). Auf dem Weg entlang der Makroporen wird ein Teil des Makroporenwassers durch die Wandung von der Bodenmatrix absorbiert. Das Verhältnis der

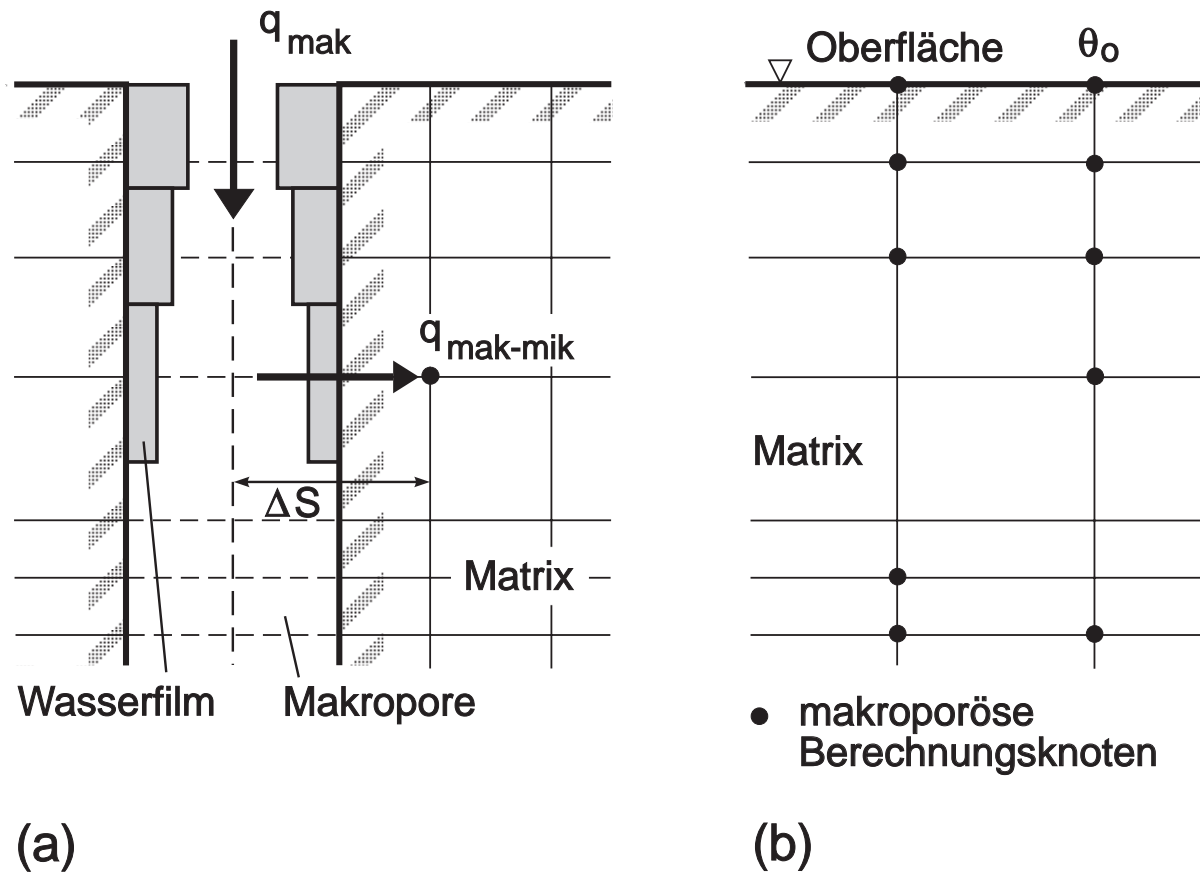


Abb. 4.10: Konzepte der Makroporeninfiltration und des Zwischenabflusses.

(q_{mak} : Makroporenfluß, $q_{mak-mik}$: Flußrate aus der Makro- in die Mikropore, Δs : diskrete Wirkungslänge für die Saugspannungsdifferenz, θ_0 : Grenzwassergehalt des obersten diskreten Elements)

Translationsgeschwindigkeit in die Tiefe q_{mak} und der Absorption durch die Makroporenwandung $q_{mak-mik}$ bestimmt maßgeblich die Wirksamkeit der Makroporen hinsichtlich der Tiefenverlagerung von Wasser und ist von einer Vielzahl unbekannter Faktoren abhängig (insbesondere von der Beschaffenheit der Makroporenwandung).

Betrachtet man die Flüsse genauer, wird deutlich, wie komplex die Zusammenhänge sind. Den Fluß aus der Makropore in die Mikroporen berechnen BEVEN & GERMANN (1981b) ebenso wie BRONSTERT (1994) mit folgender DARCY-ähnlichen Gleichung:

$$\begin{aligned}
 q_{mak-mik} &= \sqrt{K(\Theta) \cdot K_s} \frac{\partial \Psi}{\partial s} \\
 &= \frac{\sqrt{K(\Theta) \cdot K_s}}{C} \frac{\Theta_s - \Theta}{\Delta s} \\
 &= \frac{\sqrt{K(\Theta) \cdot K_s}}{C} \left(1 - \frac{\Theta}{\Theta_s}\right) \frac{\Theta_s}{\Delta s}
 \end{aligned} \tag{4.21}$$

mit	$q_{mak-mik}$	[LT ⁻¹]	Flußrate aus der Makro- in die Mikropore
	$K(\Theta)$	[LT ⁻¹]	momentane Leitfähigkeit der Bodenmatrix
	K_s	[LT ⁻¹]	gesättigte Leitfähigkeit der Bodenmatrix
	$\partial\Psi/\partial s$	[-]	Saugspannungsgradient
	C	[L ⁻¹]	Wasserkapazität
	Θ	[-]	Wassergehalt
	Θ_s	[-]	Sättigungswassergehalt
	Δs	[-]	diskrete Wirkungslänge für die Saugspannungsdifferenz

Der Ausdruck

$$\frac{\sqrt{K(\Theta) \cdot K_s}}{C} \left(1 - \frac{\Theta}{\Theta_s}\right) = D \cdot \left(1 - \frac{\Theta}{\Theta_s}\right) \quad (4.22)$$

aus Gleichung (4.21) wurde für einen Lößboden über den gesamten Bodenfeuchtebereich ausgewertet und ist im unteren Bild in Abbildung 4.11 dargestellt. Über einen wei-

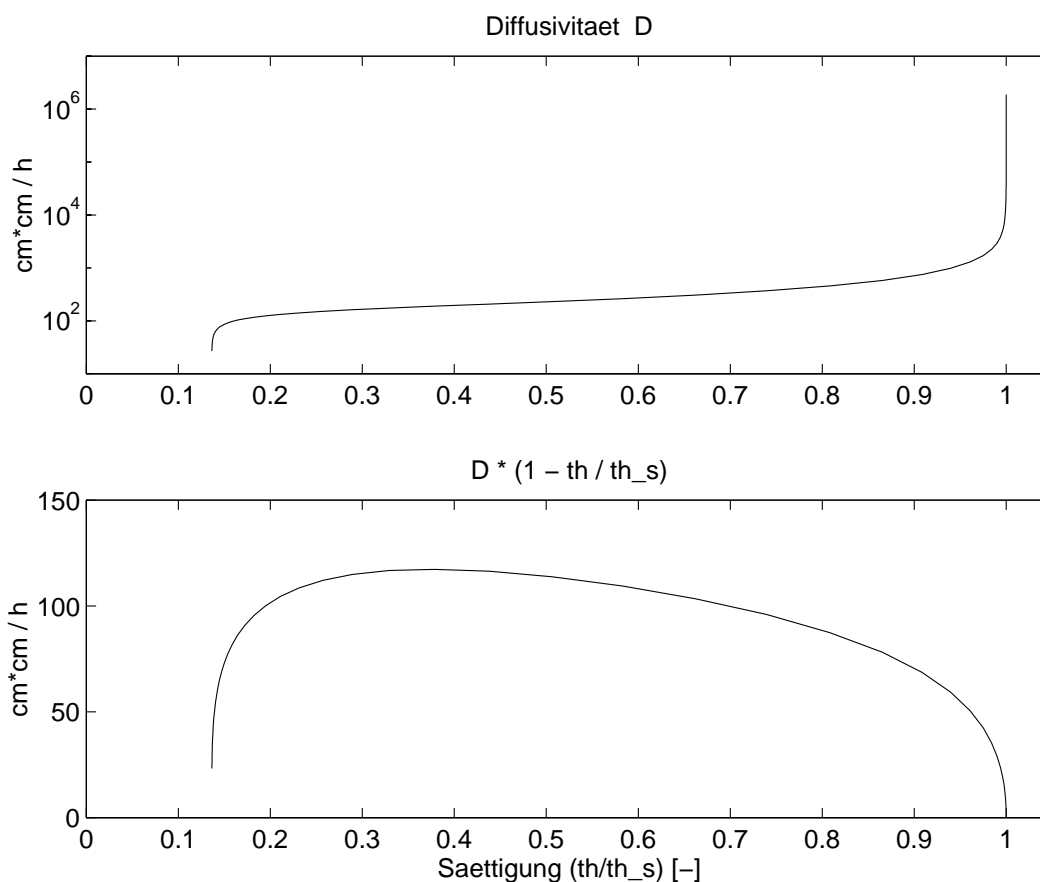


Abb. 4.11: Diffusivität von Lößboden (vgl. Gl. 4.22)

ten Wertebereich liegt der Ausdruck zwischen 50 und 100 cm²/h. BRONSTERT (1994) nahm $\Delta s = 2$ cm an. Bei einem Sättigungswassergehalt von 0.44 ergibt sich nach Gleichung (4.21) also $q_{mak-mik} = 11$ bis 22 cm/h, gleichbedeutend mit einer schnellen Wasseraufnahme durch die Makroporenwandung. Bei dem von BRONSTERT (1994) angewandten

Modellansatz wird davon ausgegangen, daß das in die Makroporen infiltrierende Wasser sofort über die gesamte Makroporentiefe verteilt wird, was dazu führt, daß bei praktisch jedem Niederschlag die gesamte makroporöse Bodenschicht zunächst aufgesättigt werden muß, bevor es zu nennenswertem Oberflächenabfluß kommen kann.

Das Modell von BEVEN & GERMANN (1981b) wurde von MERZ (1996) angewandt. Prinzipiell ergibt sich durch die Hinzunahme der vertikal differenzierten Makroporeninfiltration eine größere Flexibilität hinsichtlich der Verteilung des infiltrierenden Wassers mit der Tiefe.

Demgegenüber steht die Tatsache der praktisch nicht erfaßbaren Makroporengeometrie bei der Betrachtung größerer Gebiete. Es ist daher unmöglich, das komplexe Zusammenspiel der verschiedenen Parameter der idealisierten Prozesse einzustellen (a_{mak} und b_{mak} in Gl. 3.13, Δs und $\sqrt{K(\Theta) \cdot K_s}$ in Gl. 4.21). Dementsprechend hält MERZ (1996) auch alle Parameter bis auf den Volumenanteil der Makroporen fest. Dieser (sehr schwer bestimmbare) Volumenanteil ist die Eichgröße.

MERZ (1996) verglich die beschriebenen Modellansätze von BEVEN & GERMANN (1981b) und BRONSTERT (1994) mit einem Ansatz, bei dem die Wirkung der Makroporen durch die Erhöhung der gesättigten Leitfähigkeit K_s in der makroporösen Zone simuliert wird. Seine Ergebnisse zeigen (S. 72), daß diese Methode ebensogute Ergebnisse liefert wie das wesentlich komplexere Modell nach BEVEN & GERMANN (1981b). Auch BRONSTERT (1994) konnte die Makroporeninfiltration auf diese einfache Weise simulieren, indem er 3-10 mal höhere Werte für die gesättigte Leitfähigkeit K_s ansetzte. Andererseits ist K_s realistischerweise jedoch nur auf eine Größenordnung genau zu bestimmen (SCHÄFER, 1996; DELBRÜCK, 1997).

SCHIFFLER (1992) schlußfolgert aus seinen Experimenten und Modellierungsansätzen zur Erfassung der Infiltration stärkerer Niederschläge, daß die rechnerisch zu verwendende gesättigte Leitfähigkeit K_s zur Simulation der Infiltration größerer Flächen idealerweise als Funktion von

- Niederschlagsintensität,
- Anfangswassergehalt und
- Vegetation

bestimmt werden sollte. Anders ausgedrückt unterliegt K_s einer derartigen räumlichen und zeitlichen Dynamik, daß für größere Gebiete nicht damit gerechnet werden kann, diese Werte zu kennen. Entsprechend verwenden sowohl BRONSTERT (1994) als auch MERZ (1996) Makroporenparameter als Eichgröße.

Wie Untersuchungen von ZEHE (IHW, persönliche Mitteilung, 1997, vgl. auch ZEHE, 1997) zeigen, läßt sich anhand der Anzahl von Makroporen in einem Bodenkörper die Erhöhung der Durchlässigkeit abschätzen (Abschnitt 5.4.3). Im Endeffekt unterscheiden sich ein Makroporenmodell nach BEVEN & GERMANN (1981b) und die einfache Erhöhung von K_s nur geringfügig.

Im ersten Fall infiltriert Wasser nur in den makroporösen Bruchteil des Bodens V_{mak} nach

dem Fließgesetz $q_{mak} = b_{mak} w_{mak}^{a_{mak}}$, d.h. die maximale Infiltrationsrate (bei $w_{mak} = 1$) bezogen auf die gesamte Bodenoberfläche ist $q_{max} = b_{mak}/V_{mak}$.

Im anderen Fall lautet das Fließgesetz $q = K_s \partial \Phi / \partial s$. In Anbetracht der vorangegangenen Diskussion ist nun nicht zu entscheiden, ob es sinnvoller ist, den einen oder anderen Ansatz (mit K_s oder V_{mak} als Eichgröße) heranzuziehen. Hier wie dort werden Effekte ganz unterschiedlicher Ursache mit einem einzigen verhaltensnachbildenden Parameter angepaßt, ohne daß nachgewiesen werden könnte, daß die übrigen Parameter sinnvoll gewählt wurden.

Aus dieser Erkenntnis wurde in CATFLOW ein anderer, vereinfachter Weg beschritten, der die Ereignisabhängigkeit von K_s einerseits und optional (d.h. falls bekannt) die Landnutzungsabhängigkeit im Jahresgang andererseits mit Hilfe eines an jedem makroporösen Knoten vorzugebenden Makroporositätsfaktors F_{K_s} berücksichtigt. Alle als makroporös betrachteten und gekennzeichneten Bereiche des Hanges erhalten im Fall der Überschreitung eines Grenzwassergehalts Θ_0 der Hangoberfläche für diese Zeit eine erhöhte gesättigte hydraulische Leitfähigkeit K_s^* (Abb. 4.10b), die nach folgender Beziehung zwischen Θ_0 und Θ_s linear von K_s auf $K_s \cdot F_{K_s}$ ansteigt

$$K_s^* = K_s \cdot \left(1 + (F_{K_s} - 1) \frac{\Theta - \Theta_0}{\Theta_s - \Theta_0} \right) \quad \text{für } \Theta_0 < \Theta < \Theta_s \quad (4.23)$$

Auf diese Weise kann auch das von ZEHE (persönliche Mitteilung, 1997) beobachtete "Anspringen" der Makroporen vor Eintreten der Vollsättigung der Oberfläche berücksichtigt werden.

Das Konzept läßt sich auch problemlos zur Berücksichtigung von Zwischenabfluß verwenden; aus analogen Erwägungen heraus erhalten als potentiell Zwischenabfluß führend gekennzeichnete Bodenbereiche entsprechend erhöhte Leitfähigkeiten im Falle der Überschreitung eines Grenzsättigungsgrades in eben diesen Bereichen.

4.2.3 Oberflächenabfluß

Oberflächenabfluß auf Hangflächen variabler Breite und Abfluß in den Trapezquerschnitten eines Entwässerungsnetzes basiert auf den gleichen physikalischen Prinzipien und läßt sich praktisch auf dieselbe Art und Weise behandeln. Die Berechnung beider Prozesse wird hier daher gemeinsam dargestellt, wobei auf die Unterschiede hingewiesen wird.

Grundlage zur Beschreibung beider Prozesse sind die bereits in Abschnitt 3.5.5 vorgestellten ST. VENANT-Gleichungen (MAHMOOD & YEVJEVICH, 1975; SAINT-VENANT, 1871), die hier in eindimensionaler Form entlang der Fließrichtung s verwendet werden, d.h. in über den Fließquerschnitt integrierter Form. Die Kontinuitätsgleichung lautet dann

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{b_w} \frac{\partial Q}{\partial s} = q_{lat} = \frac{1}{b_w} \frac{\partial Q_{lat}}{\partial s} \quad (4.24)$$

während die Impulsgleichung durch Umformung zu folgender, für praktische Anwendungen meist ausreichende, jedoch nicht notwendigerweise impulserhaltende Bewegungsglei-

chung (“dynamic equation”, CUNGE ET AL., 1980, S. 15f) wird:

$$\underbrace{\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{Q^2}{A} \right)}_{\text{Term 1}} + g A \left(\underbrace{\frac{\partial h}{\partial s}}_{\text{Term 2}} + \frac{Q |Q|}{K_Q^2} - I_s \right) = 0 \quad (4.25)$$

mit	h	[L]	Wassertiefe
	Q	[L ³ T ⁻¹]	Durchfluß
	Q_{lat}	[L ³ T ⁻¹]	seitlicher Zufluß
	b_w	[L]	Breite der Wasserspiegeloberfläche
	A	[L ²]	durchströmte Wasserfläche
	U	[L]	benetzter Umfang
	k_{st}	[L ^{1/3} T ⁻¹]	Strickler-Beiwert
	K_Q	[L ³ T ⁻¹]	Durchflußvermögen, $K_Q = k_{st} A^{5/3} U^{2/3}$
	I_s	[-]	Sohlgefälle

Bei der Anwendung der Gleichung für die beiden Prozesse Oberflächenabfluß und Abfluß im Entwässerungsnetz unterscheiden sich lediglich die Darstellungen der durchströmten Fläche und die lateralen Zuflüsse, wie im folgenden diskutiert wird.

4.2.3.1 Abfluß vom Hang

Infolge von Niederschlägen auftretender Infiltrations- oder Sättigungsüberschuß führt zu Horton'schem bzw. Dunne'schem Oberflächenabfluß, der mangels detaillierterer Kenntnis der Mikro-Topographie durch Schichtabfluß (“sheet flow”) beschrieben wird. Der durchströmte Querschnitt A ist also gleich dem Produkt aus Wassertiefe h und der Wasserspiegel- bzw. Hangbreite b (Abb. 4.12). Der hydraulische Radius kann dabei aufgrund der im Vergleich zur Hangbreite geringen Wassertiefe dieser gleichgesetzt werden. Die lateralen Nettozuflüsse q_{lat} ergeben sich in diesem Fall aus

- Niederschlag
- Infiltration
- Exfiltration (“return flow”)

Sowohl Infiltrationsparameter (Makroporositätsfaktoren) als auch Rauheitsbeiwerte sind von der momentanen Bodenbedeckung abhängig (Wachstumszustand, Bodenbearbeitungsform) und können daher in Abhängigkeit der Landnutzung zeitvariabel vorgegeben werden. Beide Parameter haben deutlichen Einfluß auf das Abflußvolumen vom Hang, da die Rauheitsbeiwerte die Aufenthaltszeit des Wassers auf der Hangoberfläche und damit die Zeit, die zur Infiltration zur Verfügung steht, beeinflussen. Ein gemessener Hangabfluß kann somit durch eine ganze Reihe von Parameterkombinationen nachgebildet werden, wobei die Makroporosität die dominantere Größe ist (z.B. MERZ, 1996, S. 97). Diese Art der Parameterinteraktion zweier nicht sehr genau meßbarer Parameter führt zu einer

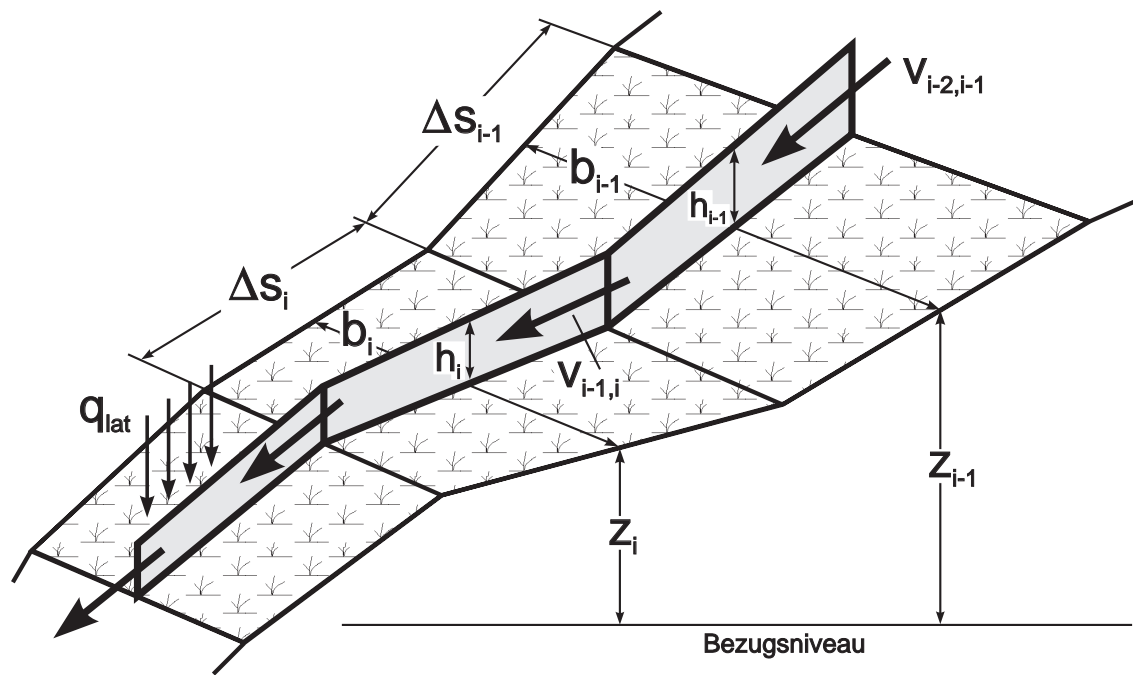


Abb. 4.12: Zur Berechnung des Oberflächenabflusses (h : Wassertiefe, v : Fließgeschwindigkeit, q_{lat} : seitlicher Zufluß (Niederschlag), b : Hangbreite, Δs : Länge des diskreten Elements, z : Höhe des diskreten Elements)

gewissen Willkür schon bei der Anpassung von Teilmodellen, da die Fehlschätzung eines der Parameter mit der Fehlschätzung des anderen ausgeglichen werden muß¹¹.

4.2.3.2 Abfluß im Entwässerungsnetz

Die Abflußgeometrie im Entwässerungsnetz ist leichter zu schätzen als die der Hangoberfläche; wie bereits erläutert, wird ein möglichst fein verzweigtes Entwässerungsnetz verwendet, dessen Querschnittsgeometrie auf der Basis der in Abschnitt 4.1.1.3 erläuterten Erwägungen mit variablen Trapezprofilen angenommen wurde.

Die lateralen Zuflüsse in das Entwässerungsnetz entstehen aus folgenden Quellen:

- Hangabflüsse
- direkter Niederschlag auf die Wasserspiegeloberfläche
- Zuflüsse aus einmündenden Seitenarmen des Entwässerungsnetzes
- als Randbedingung vorgegebener Zustrom aus Quellen außerhalb des Kontrollvolumens (Basisabfluß)
- Zuflüsse von befestigten Flächen (s.u.)

¹¹Dabei handelt es im Grunde um ein ganz ähnliches Problem, wie im Zusammenhang mit der detaillierten Makroporeninfiltration nach BEVEN & GERMANN (1981b) diskutiert (Abschnitt 4.2.2).

4.2.3.3 Abfluß von Wegen und befestigten Flächen

Straßen, Wege und Gehöfte liegen aus verkehrstechnischen Gründen häufig in unmittelbarer Nähe des Entwässerungsnetzes eines Gebiets. Der Abfluß von diesen befestigten Flächen gelangt deshalb oft sehr schnell in den Vorfluter. Aufgrund seines vergleichsweise geringen Flächenanteils in ländlichen Regionen ist der volumenmäßige Betrag des Abflusses von befestigten Flächen zwar oft relativ gering, andererseits aber häufig hochbelastet (BEUDERT, 1997).

In CATFLOW kann jedem diskreten Abschnitt des Entwässerungsnetzes eine befestigte Fläche vorzugebender Breite zugeordnet werden, deren Abflußbeiwert zu 100% angenommen wird. Die Abflußanteile von diesen befestigten Flächen werden ebenso wie die Oberflächenabflüsse von Hängen als laterale Zuflüsse zum Gewässer behandelt. Im Unterschied zu den Hangabflüssen fließen sie jedoch unverzögert ab, was im Anbetracht der Gewässernähe und der verhältnismäßig geringen Bedeutung für den Gesamtabfluß — sowohl bei stärkeren Niederschlagsereignissen als auch im Jahresmittel — zulässig erscheint. Eine genauere Berechnung würde eine wesentlich detailliertere Erfassung der Abflußgeometrie erfordern, deren Erhebung praktisch jedoch kaum sinnvoll durchführbar ist.

4.2.3.4 Finite Differenzen

In CATFLOW kommen wahlweise die als kinematische Welle (Vernachlässigung der Terme 1 und 2 in Gl. 4.25) bzw. als Diffusionsanalogie (Vernachlässigung von Term 1 in Gl. 4.25) bezeichneten Vereinfachungen zur Anwendung (WEINMANN & LAURENSEN, 1977; WEINMANN, 1977; CUNGE ET AL., 1980; FREAD, 1985; MOORE & FOSTER, 1990), die immer dann angewendet werden können, wenn die Abtriebs- und Reibungskräfte den Einfluß der Impuls- und ggf. auch Wasserspiegeländerungen dominieren. Das ist insbesondere für steile Gefälle der Fall und entsprechend häufig werden diese Vereinfachungen auch für Oberflächenabfluß angesetzt (FREEZE, 1978).

Die numerische Lösung der gekoppelten partiellen Differentialgleichungen erfolgt mit einem expliziten Differenzenverfahren, welches die Einhaltung des COURANT-FRIEDRICHS-LEWY-Kriteriums erfordert¹². Das CFL-Kriterium (COURANT ET AL., 1967) besagt, daß die Wellenfortpflanzungsgeschwindigkeit c der kinematischen Welle (“celerity”)

$$c = \frac{1}{b_w} \cdot \frac{dQ}{dh} \quad (4.26)$$

innerhalb eines Zeitschritts Δt ein diskretes Element Δx entlang der Fließrichtung nicht durchlaufen darf (NOYE, 1978), gleichbedeutend mit folgender Bedingung für die

¹²Die Anwendung eines expliziten statt eines impliziten Differenzenverfahrens zur Lösung der Gleichung der kinematischen Welle wird in der Literatur auch mit dem Begriff “kinematische Kaskade” bezeichnet (FREEZE, 1978); der dabei u.U. auftretende sogenannte “kinematische Schock” ist ein mathematischer Artefakt infolge der Vereinfachung der ST. VENANT-Gleichungen und wird durch die Einhaltung des COURANT-FRIEDRICHS-LEWY-Kriteriums vermieden.

COURANT-Zahl C_O :

$$C_O = c \frac{\Delta t}{\Delta s} < 1 \quad (4.27)$$

Eine ausführliche Diskussion des Lösungsverhaltens der verschiedenen Vereinfachungen der ST. VENANT-Gleichungen findet man z.B. in MAHMOOD & YEVJEVICH (1975).

Das explizite Verfahren ist nun leicht anzuwenden: das gesamte Gerinne wird in diskrete Speicher aufgeteilt, die aus den geschilderten unterschiedlichen Zuflüssen gefüllt werden. Für jeden Speicher wird entsprechend seinem Füllungsgrad nach einem der Fließgesetze (Gl. 3.17-3.19) die Fließgeschwindigkeit und anhand des CFL-Kriteriums ein maximal erlaubter Zeitschritt ermittelt. Das oberste Element der Berechnung hat keinen Zufluß von oberstrom; diese Vorgabe entspricht der Randbedingung der kinematischen Welle. Aufgrund der durch die Fließgeschwindigkeiten transportierten Wassermengen in einem Zeitschritt kommt es nun zu einer Umverlagerung von Speicherinhalten nach unterstrom, wobei an den oberstrom gelegenen Elementen begonnen wird. Im Falle des Entwässerungsnetzes kommt hierzu nun die in Abschnitt 4.1.1.3 genannte und im Anhang A.5 geschilderte "flow execution sequence" zur Anwendung.

Der Fall der Vereinfachung zur kinematischen Welle ergibt sich, indem für das Gefälle im Fließgesetz das Sohlgefälle verwendet wird; setzt man stattdessen das Wasserspiegelgefälle an, so erhält man die Vereinfachung zur Diffusionsanalogie; in diesem Fall können dann auch Rückstaueffekte berücksichtigt werden, die aber auch die Vorgabe einer weiteren Randbedingung am unterstrom gelegenen Ende der Berechnungstrecke erfordern. Das kann zweckmäßigerweise z.B. durch eine vorgegebene Wasserstand-Abfluß-Beziehung erreicht werden (Randbedingung dritter Art, vgl. Abschnitt 4.2.1.3).

4.2.4 Verdunstung

Im Rahmen des Weiherbachprojektes (vgl. Kapitel 1) wurde ein detailliertes eindimensionales Verdunstungsmodell erstellt (KOLLE, 1997), das in dieser Arbeit mit dem vorgestellten Modell CATFLOW gekoppelt wurde. Dabei wurden in Zusammenarbeit mit KOLLE Vorkehrungen getroffen, die es erlauben, die wichtigsten Einflußgrößen der Verdunstung in ihren räumlichen und zeitlichen Variabilitäten zu berücksichtigen.

Das Verdunstungsmodell basiert auf der physikalisch begründeten Berechnung nach der PENMAN-MONTEITH-Gleichung (3.20). Die zahlreichen physikalischen Kenngrößen von Luft und Wasser in der Gleichung (c_a , λ_v , ρ_a , e_s , δ , γ) können unter Verwendung teilweise empirischer Beziehungen in Abhängigkeit von Luftdruck p_a und Lufttemperatur T_a parametrisiert werden. In zusammenfassender, übersichtlicherer Form läßt sich daher die PENMAN-MONTEITH-Gleichung (3.20) durch folgende Funktion darstellen:

$$ET_{akt} = \mathcal{F}(p_a, T_a, R_n, Q_b, \psi, C_{atm}, C_x) \quad (4.28)$$

mit

ET_{akt}	[L T ⁻¹]	aktuelle Evapotranspiration
p_a	[M L ⁻¹ T ⁻²]	Luftdruck
T_a	[°K]	Lufttemperatur
R_n	[M T ⁻³]	Nettostrahlung (lang- und kurzwellig)
Q_b	[M T ⁻³]	Bodenwärmestrom (positiv in den Boden)
ψ	[-]	relative Luftfeuchtigkeit
$C_{atm} = 1/r_{atm}$	[L T ⁻¹]	Leitfähigkeit der atmosphärischen Übergangsschicht
$C_x = 1/r_x$	[L T ⁻¹]	Leitfähigkeit einer Übergangsschicht für Wasserdampf
r_{atm}	[T L ⁻¹]	atmosphärischer Widerstand für Wasserdampfübergang
r_x	[T L ⁻¹]	Widerstand einer Grenzfläche für Wasserdampfübergang

4.2.4.1 Das Modell von Kolle

Die eigentliche Schwierigkeit besteht nun in der Bestimmung der Leitfähigkeiten. KOLLE (1997) unterscheidet drei Verdunstungskomponenten

- Evaporation des Bodens
- Transpiration der Pflanzen
- Interzeptionsverdunstung von benetzten Blattflächen¹³

die jede separat mittels der PENMAN-MONTEITH-Gleichung berechnet werden. Grundsätzlich werden dazu anhand des Bodenbedeckungsgrads unbewachsene und bewachsene Bereiche unterschieden, für die unterschiedliche atmosphärische Widerstände berechnet werden.

Die verfügbare Energie wird ebenfalls entsprechend dem Bodenbedeckungsgrad aufgeteilt. Der Anteil, der auf die Pflanzen entfällt, wird zunächst verwendet, um ggf. vorhandenes Interzeptionswasser zu verdunsten ($C_x \rightarrow \infty$) oder aber, um die Pflanzentranspiration anzutreiben ($C_x = C_{canopy}$). Der komplementäre Anteil an der verfügbaren Energie bewirkt die Bodenverdunstung ($C_x = C_{soil}$).

KOLLE (1997) entwickelte physikalisch basierte Ansätze für die verschiedenen Leitfähigkeiten bzw. Widerstände, deren ausführliche Darstellung den Rahmen dieser Arbeit sprengen würden und die daher im folgenden nur zusammenfassend erläutert werden.

Der **atmosphärische Widerstand** $r_{atm} = 1/C_{atm}$ ist ein Maß für die Effizienz der turbulenten Wirbel, Wasserdampf von der Pflanzen- oder Bodenoberfläche in die Atmo-

¹³Die Interzeption wird hier als gewöhnlicher Überlaufspeicher modelliert, d.h. der Niederschlag füllt zunächst einen vom Blattflächenindex abhängigen Interzeptionsspeicher. Ist dieser Speicher gefüllt, wird der auf die Pflanzendecke entfallende Anteil der Nettostrahlung vorrangig dafür verwendet, diese Füllung wieder zu verdunsten.

sphäre zu transportieren. Bei KOLLE (1997) setzt sich der atmosphärische Widerstand aus drei hintereinandergeschalteten Teilwiderständen zusammen, die den Stoff- und Impulsaustausch in den verschiedenen Bereichen der Grenzschicht (laminare Unterschicht, Übergangsschicht, turbulente Außenschicht) charakterisieren und in erster Linie von Windgeschwindigkeiten und Rauheitshöhen abhängen.

Der **Bestandswiderstand** $r_{canopy} = 1/C_{canopy}$ ist gleich dem Widerstand der verdunstungsaktiven Blattoberflächen (r_{leaf}) bezogen auf die Grundfläche des Bodens:

$$r_{canopy} = \frac{r_{leaf}}{f_{leaf} \cdot BFI} \quad (4.29)$$

Der Blattflächenindex BFI muß daher je nach Verdunstungsaktivität der beiden Blattseiten mit einem Faktor f_{leaf} , der zwischen 1...2 liegt, multipliziert werden.

Der Blattwiderstand berechnet sich aus der Parallelschaltung der Widerstände der Spaltöffnungen des Blatts (r_{st} , Stomatawiderstand) und des Widerstands der Blattoberfläche (r_{cut} , Cuticula):

$$r_{leaf} = \frac{r_{st} \cdot r_{cut}}{r_{st} + r_{cut}} \quad (4.30)$$

Der variabelere Widerstand dabei ist der Stomatawiderstand, dessen pflanzenspezifischer Minimalwert $r_{st,min}$ von KOLLE (1997) in Abhängigkeit der Luftfeuchte, der Lufttemperatur und der Bodenfeuchte modifiziert wird, während der Widerstand der Cuticula als pflanzenspezifische Konstante aufgefaßt wird.

Der **Bodenwiderstand** $r_{soil} = 1/C_{soil}$ schließlich ergibt sich aus der Dicke einer bodenfeuchteabhängigen Diffusionsschicht und einer effektiven, temperaturabhängigen Diffusivität für Wasserdampf in Luft, die noch durch eine Wichtungsfunktion für Bodenfeuchte modifiziert wird.

Mit Hilfe der in der angedeuteten Weise bestimmten Widerstände können nun die Flußraten mittels der PENMAN-MONTEITH-Gleichung (3.20) berechnet werden. Während die Bodenevaporation einfach dem obersten Hangelement entzogen wird ("negativer Niederschlag"), wird die berechnete Transpirationsmenge aus der gesamten durchwurzelten Tiefe entnommen; dabei wird nach einem Ausgleichsprinzip das Wasser dort bevorzugt entnommen, wo die pflanzenverfügbare Wassermenge ($pF < 4.2$) am größten ist. Dieses Vorgehen scheint gerechtfertigt, denn Pflanzen bilden mit ihren feinen Wurzelhaaren sehr große Adsorptionsflächen und passen sich als Lebewesen so ihrer Umgebung in dem Sinne an, daß ihre Wurzeln sich dorthin entwickeln, wo Wasser vorhanden ist (RAVEN ET AL., 1985).

4.2.4.2 Regionalisierung der Verdunstung

Die Berechnung der unterschiedlichen Übergangseigenschaften C_x und Verdunstungsterme mit den beschriebenen Ansätzen erfolgt unabhängig an jedem individuellen Berechnungspunkt des Gebiets, wobei jedoch räumliche und zeitliche Variabilitäten infolge von

- Bodenart (Albedo, Bodenfeuchte)
- Landnutzung (Bodenbedeckung, Blattflächenindex, Pflanzenhöhe, Wurzeltiefe)
- Geländeneigung und -ausrichtung
- Sonnenstand (Zenitwinkel und Einfallrichtung)
- Unterteilung in direkte und diffuse Sonnenstrahlung
- Horizontüberhöhung
- Windgeschwindigkeiten

berücksichtigt werden.

Einfluß von Windrichtung und Topographie auf die Windgeschwindigkeit

Die Windgeschwindigkeit kann einen nicht zu unterschätzenden Einfluß auf die Berechnung der Verdunstungsterme haben, da sie für den Abtransport des verdampfenden Wassers zuständig ist. In der Regel wird sie aber nur an wenigen Punkten (meteorologische Meßstationen) gemessen. KOLLE (1997) empfiehlt daher das im folgenden dargestellte Verfahren zur Beschreibung des Einflusses der Topographie auf die Windgeschwindigkeit.

Aus einem digitalen Geländemodell (DGM) läßt sich für jeden Punkt die rein geometrische Größe der sogenannten Horizontüberhöhung errechnen. Dabei handelt es sich um den richtungsabhängigen Winkel zur Horizontalen einer Tangente an das DGM, die gleichzeitig durch den betrachteten Punkt geht. Stellt man sich das Relief des DGM vor und befestigt ein Ende eines sehr langen Stabes drehbar am betrachteten Punkt und beschreibt damit in der Ebene gesehen einen Kreis so, daß der Stab immer auf dem Relief aufliegt, so ist das Diagramm, in dem der Neigungswinkel des Stabes gegen den Drehwinkel aufgetragen wird, das sogenannte Horizontogramm (KOLLE, 1997).

RAYN (1977) berechnete in Abhängigkeit der Horizontüberhöhung α_{hor} [in Grad] Abminderungsfaktoren f_{wind} für die Windgeschwindigkeit in bezug auf eine von der Topographie unbeeinflusste "Freiland"-Windgeschwindigkeit. Dazu verwendet er folgende empirische Beziehung:

$$f_{wind} = 1 - \frac{\arctan(0.17 \cdot \alpha_{hor})}{100} \quad (4.31)$$

Diese Abminderungsfaktoren sind entsprechend dem Horizontogramm windrichtungsabhängig. Die Anwendbarkeit dieser Faktoren wurde für die Verhältnisse des Weiherbachgebiets von WÖRLEN (1997) im Rahmen einer Intensivmeßkampagne bestätigt.

Bei der Modellierung werden diese Faktoren im Rahmen des "preprocessing" vor der eigentlichen Simulation berechnet und für die Hauptwindrichtungen zu Klassen zusammengefaßt. Jedem diskreten Berechnungspunkt wird dann für jede Klasse ein individueller Abminderungsfaktor zugewiesen. Während der Simulation werden diese Faktoren in Abhängigkeit der Windrichtung verwendet und beeinflussen so die Berechnung des atmosphärischen Widerstands.

Strahlungseinfluß

Die Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche besteht aus den dem Energiespektrum der Sonne entsprechenden kurzwelligen Anteilen und den der Abstrahlung von Erde und Atmosphäre entsprechenden langwelligen Anteilen.

Die kurzwelligen Anteile werden unterschieden in:

Globalstrahlung: Die Globalstrahlung ist der Anteil der extraterrestrischen Strahlung (Solarkonstante 1360 W/m^2), der nach Abminderung durch die Trübung und Streuung den Erdboden erreicht. Die Trübung ist dabei in erster Linie eine Funktion der Dicke, der Luftfeuchte und des Staubgehaltes der Atmosphäre. Die Streuung wird in die stark wellenlängenabhängige sogenannten RAYLEIGH-Streuung an (relativ kleinen) Luftmolekülen und die sogenannte MI-Streuung an (relativ großen) Wassertröpfchen unterschieden.

Die Globalstrahlung kann also in direkte und indirekte Strahlungsanteile unterschieden werden; die Anteile werden als direkte (Sonnen-)strahlung und diffuse (Himmels-)strahlung bezeichnet. Häufig ist die Globalstrahlung die einzige Strahlungsmeßgröße an kleinen meteorologischen Stationen.

Reflexionsstrahlung: Der Beschaffenheit der Oberfläche entsprechend wird ein Teil der Globalstrahlung reflektiert. Dieser Anteil wird durch das Reflexionsvermögen (Albedo) beschrieben und liegt zwischen 0 und 1.

Die langwelligen Anteile bestehen aus:

Abstrahlung der Erdoberfläche: Die Abstrahlung der Erdoberfläche hängt in erster Linie von der Temperatur der Erdoberfläche ab (STEFAN-BOLZMANN-Gesetz).

Gegenstrahlung der Atmosphäre: Die Gegenstrahlung der Atmosphäre ist im wesentlichen eine Funktion der Lufttemperatur und der Luftfeuchte (Bewölkung), die die atmosphärische Emissivität beeinflusst.

Ebenso wie die Windgeschwindigkeit wird auch die Strahlung üblicherweise nur an wenigen Orten gemessen. Dabei ist die Strahlungsbilanz (Nettostrahlung als Summe der oben beschriebenen Anteile) an der Oberfläche kleinräumig abhängig von den Reflexionseigenschaften (Albedo) der Oberfläche, die wiederum mit der Bodenart und deren Feuchtezustand sowie den Pflanzen zusammenhängt. Ein weiterer Einflußfaktor ist die Exposition des betrachteten Geländestücks zur Sonne, die allerdings nur den Anteil der direkten Sonnenstrahlung beeinflusst. Als rein geometrischer Wert kann dieser Einfluß mittels Trigonometrie und Vektoralgebra berechnet werden. Dabei geht man in drei Schritten vor:

- Die Einstrahlung auf eine horizontale Fläche ohne eingeschränkten Horizont hängt lediglich von der geographischen Breite und dem Zeitpunkt ab. Der Tag im Jahr und die Tageszeit bestimmen die Sonnenhöhe.

- Ist die horizontale Fläche nun in eine Topographie eingebettet, so bestimmt das Horizontogramm, ob ggf. Abschattungseffekte die Sonneneinstrahlung mindern.
- Bei geneigten Flächen schließlich muß weiterhin deren Orientierung (Azimut) und Neigung (Inklination) berücksichtigt werden (vgl. z.B. DINGMAN, 1993).

In Abhängigkeit der atmosphärischen Streuung trifft jedoch auch ein Teil der Strahlung ungerichtet, d.h. diffus auf die Erdoberfläche. Dieser Anteil wird ggf. durch die Größe des Himmelsausschnitts, d.h. des Kegels der sich durch das Horizontogramm ergibt, variiert. Außer in sehr steilem Gelände ist dieser Einfluß jedoch vernachlässigbar.

Wie ersichtlich wurde, besteht ein Hauptproblem bei der Regionalisierung der Nettostrahlung in der Aufteilung der gemessenen Globalstrahlung in einen direkten und einen diffusen Anteil, um den Einfluß der Topographie berücksichtigen zu können. Im folgenden wird das von KOLLE (1997) angewandte und in CATFLOW implementierte Verfahren erläutert:

Zunächst werden nur ausschließlich an klaren Tagen erhobene Meßwerte der Globalstrahlung betrachtet. Aus der Literatur ist bekannt, daß dann der Anteil der direkten Strahlung an der Globalstrahlung etwa 85% entspricht (KOLLE, 1997). Durch Korrelation dieser direkten Strahlung mit der extraterrestrischen Strahlung wird ein meßstationsspezifischer Trübungsfaktor bestimmt, der linear mit der gemessenen Luftfeuchtigkeit zusammenhängt und ggf. jahreszeitlich variieren kann.

Auf diese Weise kann nun jederzeit die direkte Strahlung auf eine horizontale Fläche bestimmt werden. Mittels eines Vergleichs dieses Werts mit der gemessenen Globalstrahlung wird dann folgendermaßen die diffuse Himmelsstrahlung bestimmt: Wenn die berechnete direkte Strahlung kleiner ist als die Globalstrahlung, so wird angenommen, daß die Differenz der diffusen Strahlung entspricht, die dann direkt zu der für die geneigte Fläche umgerechneten direkten Strahlung addiert wird. Ist umgekehrt die berechnete direkte Strahlung größer als die Globalstrahlung, wird davon ausgegangen, daß keine direkte Strahlung vorlag, d.h. die Gesamteinstrahlung ist diffus und daher neigungsunabhängig gleich der Globalstrahlung.

Nachdem nun die Globalstrahlung regionalisiert ist, kann auch die kurzweilige Strahlungsbilanz räumlich verteilt erstellt werden. Dazu wird für jeden Berechnungspunkt bodenart- und bodenfeuchteabhängig die momentane Albedo des Bodens bestimmt und über den Bodenbedeckungsgrad mit der wachstumsabhängig vorgegebenen Albedo der Landnutzung zur Gesamtalbedo (als gewichtetes Mittel) kombiniert.

Die Bestimmung der Strahlungsbilanz erfordert nun noch die Berücksichtigung der langwelligen Bilanz. KOLLE (1997) konnte mit einer Regressionsrechnung einen Zusammenhang zwischen der totalen Strahlungsbilanz und der kurzweiligen Bilanz in Form einer quadratischen Gleichung feststellen. Dieser Zusammenhang kann als repräsentativ für die Region gelten (bei ähnlicher Landnutzung wie an der Meßstelle).

5 Modellanpassungen, -analysen und -anwendungen

Prinzipiell ermöglicht es das erstellte Modellsystem nun, die internen Strukturen und Kopplungen eines Einzugsgebiets detailliert darzustellen und eröffnet damit eine Fülle von Analyse- und Untersuchungsmöglichkeiten, wie in diesem Kapitel deutlich werden wird. Ein- und Beschränkungen sind allerdings bezüglich des hohen Datenbedarfs zur Modellparametrisierung und Modellvalidierung unvermeidlich. Daten sind nur selten in dem Umfang verfügbar, daß die Möglichkeiten eines derart komplexen Modells ausgeschöpft werden könnten. Die Untersuchungen werden daher hier anhand der im Rahmen des Weiherbach-Verbundprojektes im gleichnamigen Gebiet vergleichsweise umfangreich erhobenen Daten durchgeführt.

Diese Daten werden zunächst in der Gesamtschau beschrieben und diskutiert. Weiterhin wird dann das Vorgehen beschrieben, um auf der Basis dieser Daten ein möglichst plausibles Gesamtmodell des Einzugsgebiets Menzingen zu erhalten. In einem hierarchischen Vorgehen wird dazu zunächst ein einzelner Hang betrachtet und ein Modell angepaßt, dessen einzelne Komponenten bzw. Prozesse exemplarisch untersucht werden. Auf Basis der auf dieser Skale gewonnenen Einsichten wird dann in einem analogen Vorgehen das Gebietsmodell angepaßt, dessen Möglichkeiten und Grenzen mit einigen exemplarischen Parameterstudien und Sensitivitätsanalysen veranschaulicht werden.

5.1 Datengrundlage Weiherbachgebiet

Das ca. 30 km nordöstlich von Karlsruhe im Hügelland des Kraichgaus gelegene Einzugsgebiet des Weiherbachs (Abb. 5.1) wurde im Rahmen eines multidisziplinären Forschungsprojektes im Zeitraum 1989-1997 von einer Vielzahl von Bearbeitern unterschiedlicher Fachdisziplinen aufwendig untersucht. Über die Zielsetzungen des Projektes und dort erhobene Daten gibt PLATE (1992c) Auskunft.

In der zweiten Projekthälfte wurden die Aktivitäten auf das 3.5 km² große nördliche Weiherbachgebiet bis zum Pegel Menzingen konzentriert (Abb. 5.2). Innerhalb des Gebiets befindet sich das intensiver untersuchte Teilgebiet Neuenbürger Pfad (32 ha).

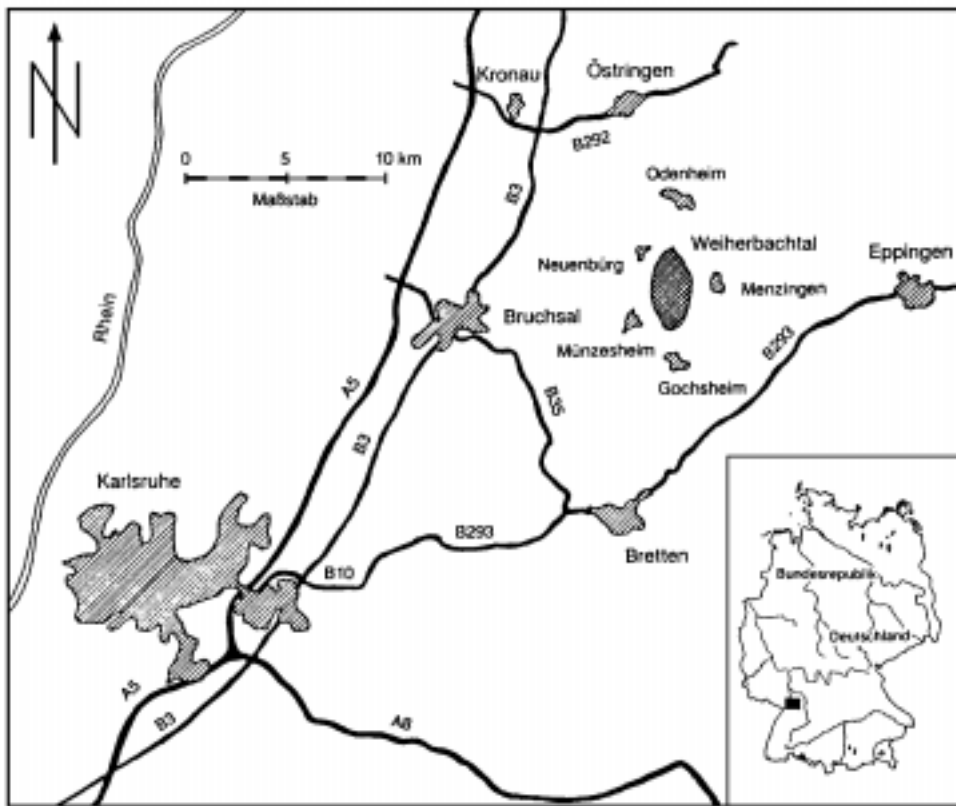


Abb. 5.1: Die Lage des Weiherbachgebiets (aus BOHLEBER, 1992)

Die Meßstrategie folgte im wesentlichen der angestrebten systematischen Modellierungsstrategie. Einerseits wurden kleinräumig intensive Detailuntersuchungen durchgeführt (Meßhänge, Infiltrationsexperimente), andererseits wurde aber auch versucht, ein möglichst umfassendes Bild der zeitlichen und räumlichen Variabilität der das Gebiet charakterisierenden hydrologischen, meteorologischen, pedologischen und biologischen Daten zu gewinnen. Die Festlegung des Skalentriplets der Messungen (Abstand, Ausdehnung, Stützung, vgl. BLÖSCHL (1996c) und Kap. 3.4) erforderte einen Kompromiß unter zwei konkurrierenden Gesichtspunkten: einerseits sollte die erwartete Variabilität der Meßgrößen möglichst gut erfaßt werden (d.h. in hoher Auflösung), andererseits aber war der zu betreibende Aufwand begrenzt (vgl. SCHIFFLER, 1990). Forschungsziel einzelner Teilprojekte war deshalb auch die Erarbeitung von Methoden zur Schätzung von räumlichen Verteilungen von Gebietseigenschaften auf der Basis "weniger" Messungen und unter Verwendung leichter zugänglicher Daten wie z.B. Topographie und Landnutzung (LEHMANN, 1995; SCHÄFER, 1996; WEIBLEN, 1997).

Aus der Vielzahl der durchgeführten Messungen sind die für diese Arbeit relevanten Daten in Tab. 5.1 mit Angaben zum Skalentriplet zusammenfassend dargestellt. Einzelne Aspekte werden ggf. im Zusammenhang mit konkreten Anwendungen in den folgenden Abschnitten detaillierter diskutiert.

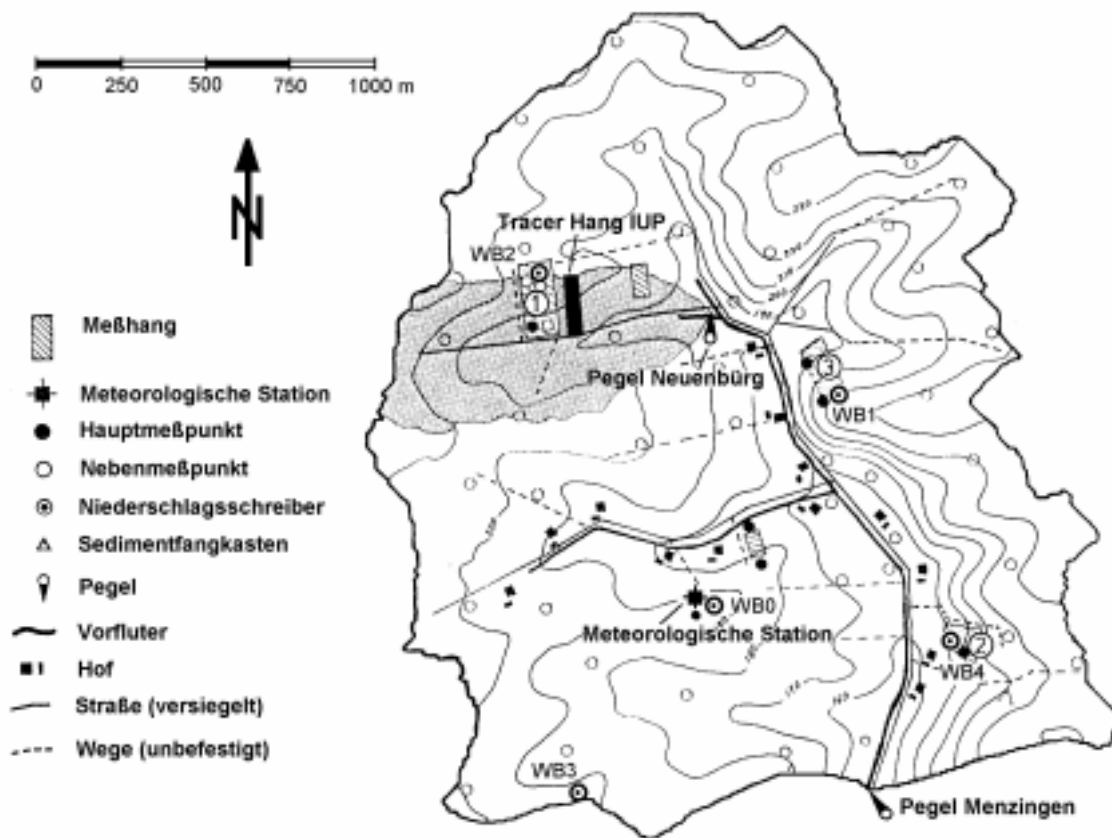


Abb. 5.2: Das Einzugsgebiet des Pegels Menzingen (3.5 km²) (nach BRONSTERT, 1994, verändert)

Tab. 5.1: Raum-zeitliche Skalentriplets der für die Wassertransportmodellierung relevanten Meßdaten im Weiherbachgebiet (ungefähre Angaben).

Datenart	Skalentriplet								
	Zeit t			Raum horizontal x,y			Raum vertikal z		
	Abst.	Ausd.	Stütz.	Abst.	Ausd.	Stütz.	Abst.	Ausd.	Stütz.
Topographie	-	-	°	12.5 m	6.3 km ²	°	-	-	-
Bodenart	-	-	°	10-300 m	6.3 km ²	5 cm	10 cm	2 m	f
Abfluß	6 min	7 a	°	1-3 km	6.3 km ²	f	-	-	-
Niederschlag	5 min	7 a	f	1 km	6.3 km ²	15 cm	-	-	-
Klima*	10 min	7 a	°	3 km	6.3 km ²	°	-	-	-
Bodenfeuchte	1-7 d	7 a	°	250 m	6.3 km ²	15 cm	15-75 cm	15-75 cm	f
Landnutzung	0.5 a	7 a	°	100 m	6.3 km ²	100 m	-	-	-

* Globalstrahlung, Lufttemperatur, relative Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit, Windrichtung
f: integrierend über Abstand °: sehr klein bzw. kurz -: sehr groß bzw. unerheblich

Topographie

Die Gebietshöhe liegt zwischen 160 m+NN am Pegel Menzingen und 240 m+NN. Die mittlere Neigung beträgt 5 Grad, steigt an den östlichen Talflanken aber bis auf 20 Grad (Abb. 4.1a). Die Topographie liegt in Form eines digitalen Geländemodells in einer Auflösung von 12.5 m vor.

Pedologie

Pedologisch handelt es sich um ein vergleichsweise homogenes Gebiet mit bis zu 10 m mächtiger Lößüberdeckung. In einem kleinen Teil des Gebiets entlang der relativ steilen östlichen Talflanke streichen Schichten des mittleren Keupers aus. Die Bodenverhältnisse sind ausführlich von BOHLEBER (1992), MONTENEGRO (1995), SCHÄFER (1996) (zusammengefaßt in MONTENEGRO ET AL., 1996) sowie von SCHILLINGER & WEIBLEN (1996) untersucht worden. Ergänzende Detailuntersuchungen an einem Hang des Teilgebiets Neuenbürger Pfad (IUP-Hang) wurden von Mitarbeitern des Instituts für Umweltphysik der Universität Heidelberg durchgeführt (DELBRÜCK, 1997).

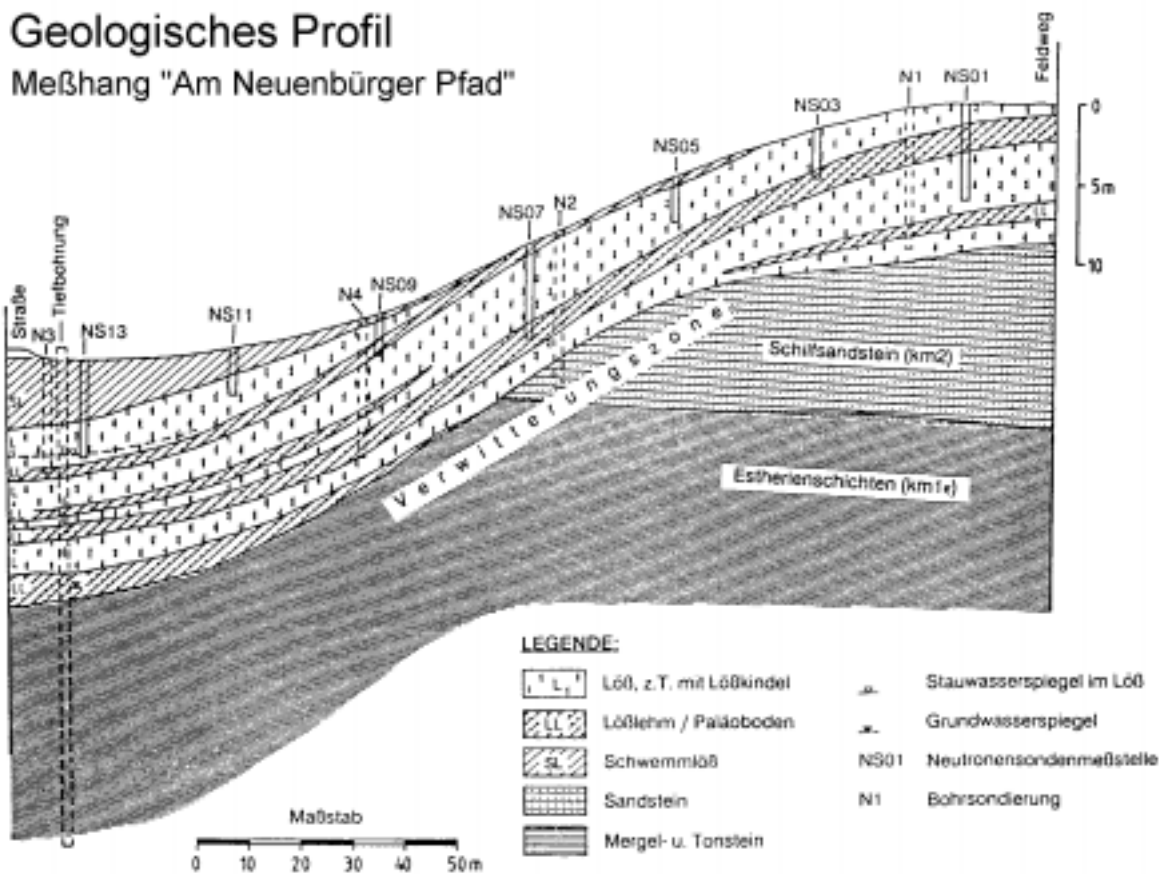


Abb. 5.3: Geologisches Profil durch den Meßhang Neuenbürger Pfad (aus BOHLEBER, 1992)

SCHÄFER (1996) fand im Hang- und Gebietsmaßstab die hervorstechendste Bodendifferenzierung infolge von geomorphologisch-erosiven Prozessen, die zu selektiven Umlagerungen von Bodenmaterial am Hang führten. Dies bewirkte die Ausbildung typischer Hangcatenen der bodenhydraulischen Eigenschaften. Demnach finden sich Lößpararendzinen an Hängen und Hangkuppen sowie Lößkolluvien am Hangfuß, in Geländesenken und Talbereichen (vgl. auch DIETRICH ET AL., 1995; LI ET AL., 1995). Unterbrochen werden diese Hangcatenen nur durch das unregelmäßige Auftreten von (ausstreichenden oder hangparallelen) Paläoboden-Horizonten, die aus weniger durchlässigem Lößlehm bestehen (Abb. 5.3).

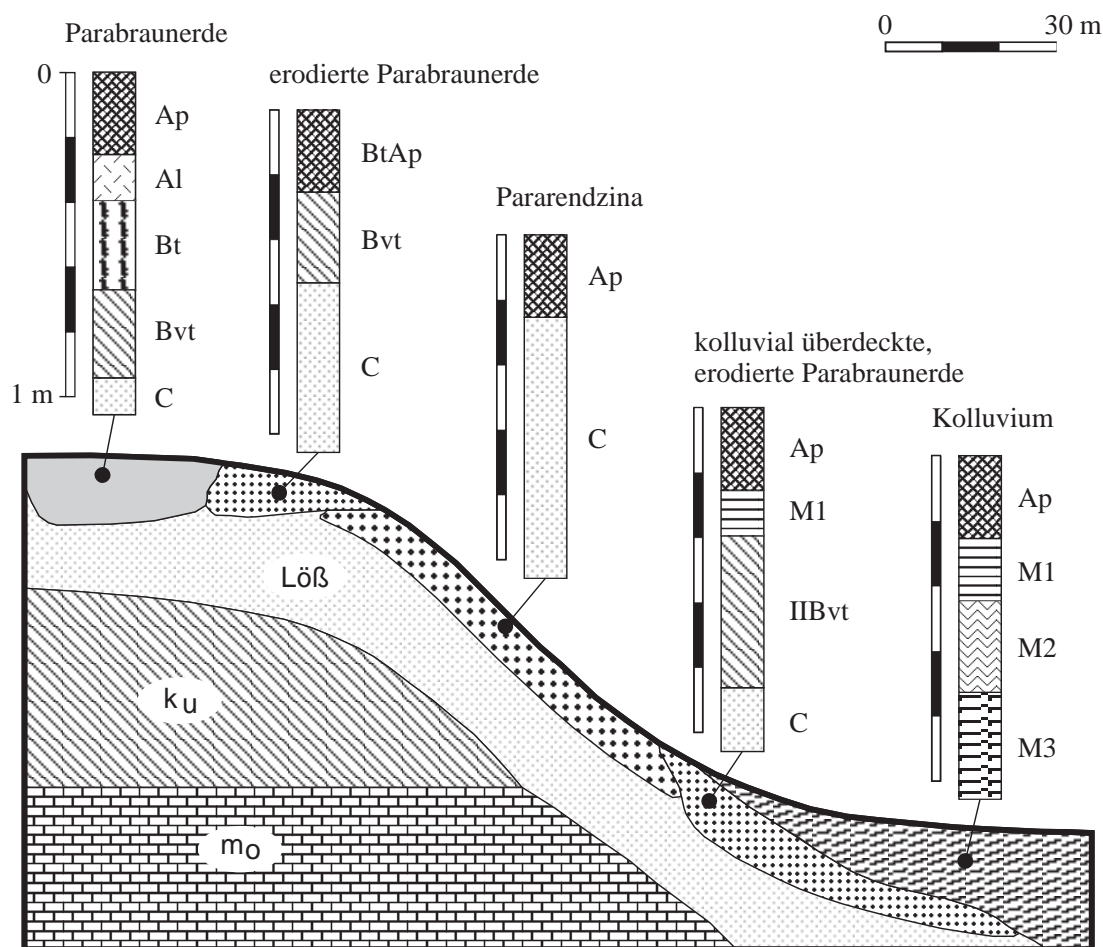


Abb. 5.4: Typische Catena der Lößböden des Kraichgaus nach LORENZ (1992) (aus GERLINGER, 1997). Bezeichnung der Bodenhorizonte nach AG BODENKUNDE (1994).

Großräumiger angelegte Untersuchungen der Böden des Kraichgaus an der Universität Hohenheim (ZEDDIES ET AL., 1995, S.144) bestätigen diese Ergebnisse. Demnach ist insbesondere im südlichen und südwestlichen Teil des Kraichgaus die Erosion so weit fortgeschritten, daß Lößpararendzinen große Anteile an den ackerbaulich bewirtschafteten Flächen haben. Sie sind durch Erosion aus Parabraunerden hervorgegangen, die heute nur noch in sehr geschützten Lagen (z.B. Waldstandorten) zu finden sind (Abb. 5.4). Bei den Paläoböden handelt es sich um hangvergleyte Pararendzinen, die infolge von auf fossilen (= in Interglazialen oder -stadialen entstandenen) Bodenhorizonten lateral abfließendem Wasser gebildet wurden. Dieser Bodentyp ist in Form ausstreichender Schichten offenbar weitverbreitet, aber in kleinräumig fleckenhafter Struktur. Wie Untersuchungen am Hang (Abschnitt 5.3) zeigen, kann er einen merklichen Einfluß auf den Wasserhaushalt haben.

Landnutzung

Das Weiherbachgebiet wird hauptsächlich landwirtschaftlich genutzt (92%). Die vorherrschenden Anbaufrüchte sind Winterweizen, Wintergerste, Mais, Rüben und Sonnenblumen. Häufigste Zwischenfrucht ist Senf. Etwa 5% des Gebiets sind bewaldet, die restlichen 3% sind befestigt (Straßen und 13 Aussiedlerhöfe). 1.2% des Gebiets im unmittelbaren Bereich des Weiherbachs ist mit Drainagen versehen, in erster Linie, um Quellen entlang des im Rahmen von Flurbereinigungsmaßnahmen verlegten Weiherbachs dem neuen, künstlichen Verlauf zuzuleiten.

Hydrologie

Abbildung 5.5 zeigt Jahresniederschläge und mittlere Monatsniederschläge der hydrologischen Jahre 1990-1996 der meteorologischen Station WB0 und sechs weiterer Stationen im Weiherbachgebiet (Station WB5 und WB6 liegen südlich des Pegels Menzingen).

Zunächst fällt die große Spanne zwischen Niederschlägen verschiedener Jahre auf, die von etwa 450 mm (1991) bis 1050 mm (1995) reicht. Die über sieben Jahre gemittelten Monatsniederschläge zeigen Höchstwerte im Sommer. Man bemerkt weiterhin die große Übereinstimmung der Meßstellen WB1, WB2, WB3 und WB5, wohingegen WB0, WB4 und WB6 davon abweichen. KOLLE & FIEDLER (1994) führen die Abweichungen von WB4 und WB6 auf die Lagebesonderheiten dieser Meßstellen zurück. Die Abweichungen von WB0 hingegen sind auf ein detaillierteres Korrekturverfahren zur Berücksichtigung des Windfehlers nach WMO (1982) zurückzuführen. Infolge des Ergebnisses dieses Verfahrens wurden die Werte der Meßstellen WB1-WB6 pauschal um den Faktor 1.12 erhöht. Fazit dieser Analysen ist eine offenbar recht homogene Überregnung des gesamten Weiherbachgebiets im Monatsmittel.

Die Intensitätsverteilungen einzelner Starkregenereignisse zeigen dagegen teilweise beträchtliche Variabilität zwischen einzelnen Stationen, wie die Zeitreihen der vier abflußwirksamsten Verteilungen im Anhang B.4 belegen (zur Beurteilung des Einflusses vgl. Abschnitt 5.4.9.4).

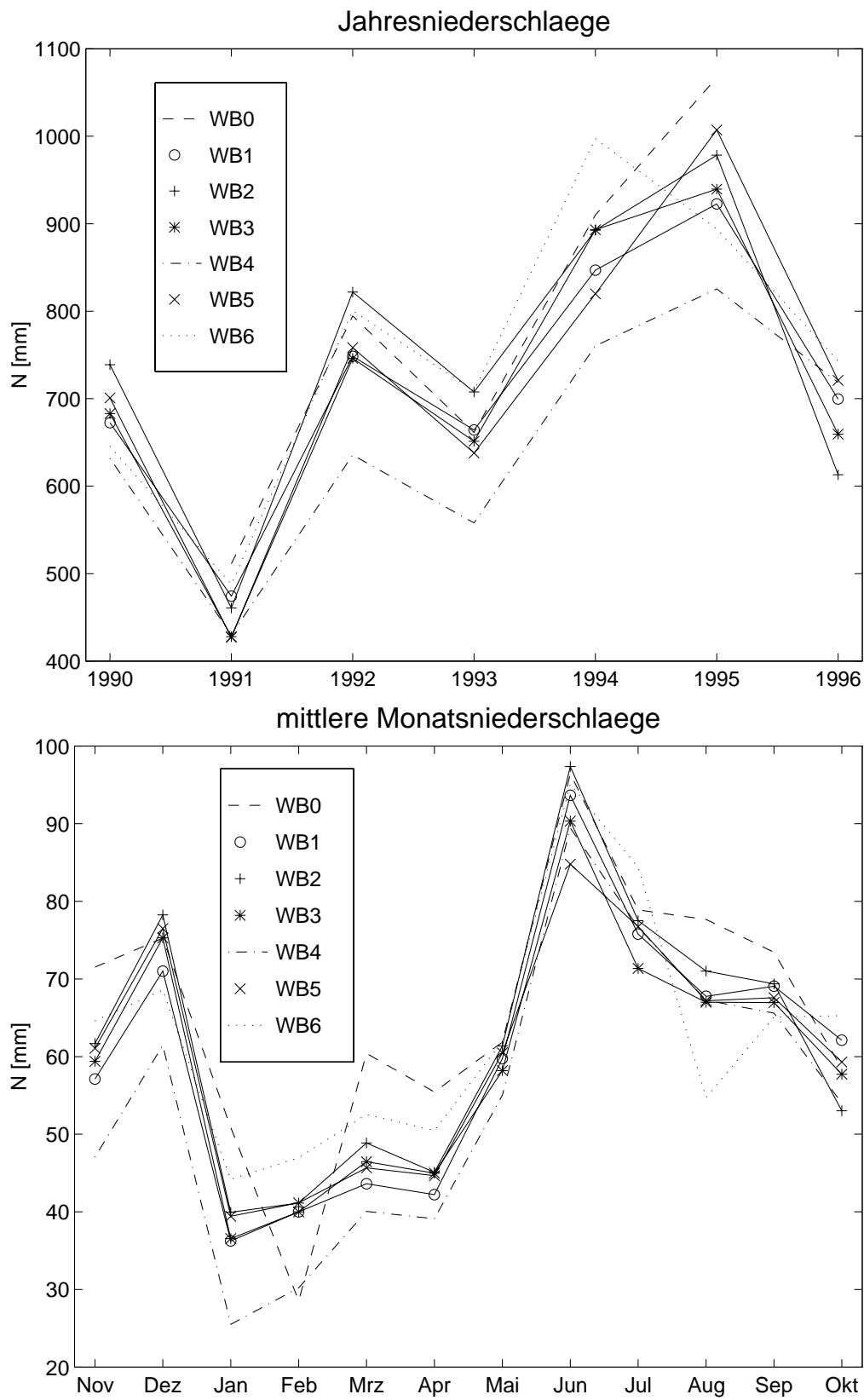


Abb. 5.5: Niederschlagscharakteristik der hydrologischen Jahre 1990 - 1996 im Weiherbachgebiet

Tab. 5.2: Kenndaten der größten Niederschlag-Abfluß-Ereignisse am Pegel Menzingen. (Der reduzierte Basisabfluß berücksichtigt die permanente Schüttung einer Tiefenbohrung kurz vor dem Pegel.)

Datum	Nieder- schlagshöhe [mm]	Nieder- schlagsdauer [h]	Scheitel- abfluß [l/s]	Abfluß- beiwert [%]	Anstiegs- zeit [h]	Basis- abfluß [l/s.km ²]	red. Basis- abfluß [l/s.km ²]
21.07.1992	26.9	1.5	788	2.5	0.90	3.1	0.3
20.12.1993	56.2	30.0	143	3.6	0.81	4.3	1.5
25.04.1994	8.3	1.5	447	3.4	0.39	5.4	2.6
27.06.1994	83.1	3.0	7920	11.0	0.54	4.3	1.5
12.08.1994	34.8	1.5	997	2.9	0.61	5.1	2.3
13.08.1994	7.0	0.5	264	2.7	0.44	5.7	2.9
18.03.1995	30.4	18.0	259	2.4	0.59	5.1	2.3
22.07.1995	32.1	1.0	627	1.9	0.35	5.4	2.7
07.08.1995	33.2	1.5	400	1.4	0.90	5.4	2.7
13.08.1995	67.1	2.0	3165	8.1	0.71	5.1	2.3

An den beiden Pegeln Neuenbürg (0.32 km²) und Menzingen (3.52 km²) führen mit einer Ausnahme (20.12.1993) nur Ereignisse aus den niederschlagreichsten Jahren 1992, 1994 und 1995 zu nennenswerten Abflußereignissen (Tab. 5.2). Die in der Meßperiode beobachtete Variabilität der Niederschlags- und Abflußdaten belegt den semi-humiden Charakter der Kraichgau-Region (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989). Im Zusammenhang mit der in Abschnitt 3.3 vorgestellten Abbildung 3.6 und Tabelle 3.2 wird daher jetzt schon deutlich, daß im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen in erster Linie mit HORTON'schem Oberflächenabfluß zu rechnen sein wird. Das größte Ereignis (am 27.6.1994 infolge eines Gewitters) hatte einen Abflußbeiwert von nur etwa 11%, führte dennoch zu beträchtlicher Erosion in verschiedenen (auch hochgelegenen) Gebietsteilen, zu Ausuferungen des Weiherbachs und zu einer Überflutung des Pegels Menzingen. Die Abflußganglinie mußte anhand aufgenommener Geschwemmsellinien mit Hilfe hydraulischer Berechnungen rekonstruiert werden. Die Berechnungen konnten im Rahmen eines hydraulischen Modellversuchs plausibilisiert werden. Mit der geringen Zahl nennenswerter Ereignisse läßt sich ein Koaxialdiagramm für das Einzugsgebiet nicht sinnvoll anpassen. Die Modellrechnungen konzentrierten sich auf die feuchtesten und somit hydrologisch aktiveren Jahre 1994 und 1995 (Abschnitt 5.4).

Meteorologie

Auf Basis der Messungen an der meteorologischen Meßstation (WB0) im Zeitraum 1991-1995 können nach KOLLE & FIEDLER (1996) Eckdaten für das Weiherbachgebiet angegeben werden (Tab. 5.3). Die mittlere Strahlungsbilanz betrug 57.9 W/m² mit geringen Schwankungen von Jahr zu Jahr (55.6-59.6 W/m²). Auch die potentielle Evapotranspiration war bei einem Mittelwert von 781 mm recht konstant (747-806 mm). Die aktuelle Evapotranspiration betrug durchschnittlich 72.2% der potentiellen Evapotranspiration,

schwankte aber zwischen 60 und 80%. In Verbindung mit den dagegen sehr variablen Jahresniederschlägen (511-1067 mm, vgl. Abb. 5.5) ergibt die berechnete klimatische Wasserbilanz sehr unterschiedliche Werte im Bereich von 43-395 mm pro Jahr, die zur Auffüllung des Bodenwasserspeichers und/oder zur Grundwasserneubildung beitragen.

Tab. 5.3: Jahresbezogene meteorologische Eckdaten des Weiherbachgebiets auf Basis der Messungen an der meteorologischen Meßstation (KOLLE & FIEDLER, 1996)

x		\bar{x}	x_{min}	x_{max}
mittlere Strahlungsbilanz	$[W/m^2]$	57.9	55.6	59.6
potentielle Evapotranspiration	[mm]	781	747	806
aktuelle Evapotranspiration	[mm]	564	468	594
akt. Evap./ pot. Evap.	[%]	72	60	80
Jahresniederschlag	[mm]	789	511	1067
klimatische Wasserbilanz	[mm]	190	43	395

5.2 Vorgehen bei der Modellanpassung und -plausibilisierung

Mit Hilfe des Modellsystems CATFLOW wird nun in einer “bottom-up”-Strategie schrittweise ein Modell des Forschungseinzugsgebiets Weiherbach bis zum Pegel Menzingen aufgebaut. Dabei können die bereits auf kleineren Untersuchungskalen gewonnenen Ergebnisse und Erkenntnisse verschiedener experimenteller und modellierender Arbeiten übernommen und integriert werden (u.a. von SCHIFFLER, 1992; BRONSTERT, 1994; SCHRAMM, 1994; MONTENEGRO, 1995; MERZ, 1996; SCHÄFER, 1996; GERLINGER, 1997; DELBRÜCK, 1997; KOLLE, 1997). Die Untersuchungen und Anpassungen dieser Arbeit beginnen daher bereits auf der Hangskale; für einen Meßhang liegen umfassende Meß- und Bilanzierungsdaten des Wasserhaushalts vor, die sich insbesondere dazu eignen, das relativ neue Verdunstungsteilmodell zu testen und einzustellen.

Nach der Gebietszerlegung wird zunächst die in Abschnitt 4.1.1.3 vorgestellte Diskretisierung des Entwässerungsnetzes unabhängig von den Hängen untersucht und angepaßt, indem der effektiv am Pegel abgeflossene Anteil des Niederschlags in unterschiedlicher räumlicher Verteilung direkt in das verzweigte Entwässerungsnetz eingeleitet wird.

Durch Kombination von Hängen und Entwässerungsnetz wird dann das Gesamtmodell aufgestellt. Dabei werden (neben der Topographie) folgende Strukturinformationen verwendet; sie liegen in unterschiedlicher Genauigkeit vor und müssen als Mischung aus von Expertenwissen geleiteter intuitiver Schätzung und möglicherweise fehlerbehafteter Datenerhebung verstanden werden:

- die Verteilung der Bodenarten, maßgeblich bestimmt durch die geomorphologische Entwicklung entlang Hangcatenen.

- Verteilung der Makroporosität in Abhängigkeit von Hangposition/Bodenart
- die in Klassen aggregierte Landnutzungsverteilung und der zeitliche Verlauf von Landnutzungsparametern über das Jahr
- topographie- und windrichtungsabhängige Verteilung der Windgeschwindigkeiten
- topographieabhängige Verteilung der Nettostrahlung
- geomorphologisch motivierte Parametrisierung des Entwässerungsnetzes
- Berücksichtigung von gewässernahen Verkehrswegen

Weiterhin werden aber auch (meist aus Mangel an detaillierterer Information) eine Reihe von Homogenitätsannahmen gemacht:

- alle Hänge haben einen ähnlichen Aufbau: sie sind vertikal ungeschichtet und lateral entlang einer mit der Hanglänge normierten Koordinate von gleicher Bodenart
- keine Abhängigkeit der Makroporosität von Landnutzung und Bodenbearbeitung
- räumlich gleichverteilte Überregnung
- freie Drainage am unteren Rand des Bodenkörpers

Zur Anpassung und Überprüfung (Kalibrierung und Validierung) des Gesamtmodells stehen folgende Daten zur Verfügung:

- kontinuierliche Abflußmessungen an zwei geschachtelt angeordneten (*engl.*: “nested”) Pegeln
- wöchentlich bis 14-tägig erhobene Bodenfeuchtemeßwerte an jeweils ca. 30-40 Punkten
- Messung der Verdunstungsbilanzterme an der meteorologischen Meßstation (unter der Bedingung der dort herrschenden Landnutzung)

Die Eignung dieser Daten zur Modellplausibilisierung ist neben der Ungenauigkeit infolge des allgemeinen Meßfehlers aus verschiedenen Gründen eingeschränkt:

- Abflußmessungen sind integrale Messungen und erlauben keine Rückschlüsse auf die Verteilung im Gebiet.
- Kleinräumig erhobene Bodenfeuchtemeßwerte haben große kleinräumige Variabilitäten und sind daher nicht notwendigerweise repräsentativ für die nähere Umgebung (d.h. das diskrete Modellelement), insbesondere, wenn die Bodenart am Meßpunkt nicht bekannt ist und mangels detaillierter Geländekenntnis auch nicht detailliert ins Modell eingehen kann.
- Verdunstungsbilanzterme wurden nur an einer Stelle im Gebiet für einige Pflanzenarten gemessen.

Die Makroporosität ist lediglich in bezug auf die Infiltration und damit auf die Oberflächenabflußentstehung von Bedeutung; dort ist sie jedoch eine der empfindlichsten Pa-

parameter und darüberhinaus die am schwierigsten durch Messung zu erfassende Größe. Im Grunde beinhaltet sie sämtliche Unwägbarkeiten in Verbindung mit den in Abschnitt 3.2.3 genannten Einflußgrößen auf die Infiltration, wie auch bereits in Abschnitt 4.2.2 deutlich wurde. Diese Umstände prädestinieren die Makroporosität dazu, sie zur Anpassung der Oberflächenabflußkomponente des Gesamtmodells zu verwenden.

In der untersuchten anderthalbjährigen Periode lag das größte Ereignis zwei Monate nach Beginn der Simulation. Gewissermaßen mit einer “split-sample” Technik (REFSGAARD & STORM, 1996) wird daher nun (ohne noch die bereits am Hang justierten Verdunstungsparameter nennenswert zu variieren) das Niveau der gesamten Verteilung der Makroporosität derart verändert, daß dieses größte Ereignis nach Simulation der Zweimonatsperiode gut angepaßt ist.

Die Ereignisse in der verbleibenden Zeitspanne dienen dann der Überprüfung dieser Anpassung; im Vorgriff auf die im folgenden dargestellten Ergebnisse soll hier schon betont werden, daß Abweichungen zwischen gemessenen und simulierten Ergebnissen ohne weiteres im “Rauschen” der Abweichungen infolge von kleinen, aber plausiblen Änderungen der Eingangsgrößen (Randbedingungen, Modellparameter) untergehen, wie beispielhaft durch Sensitivitätsuntersuchungen und Parameterstudien belegt werden wird.

5.3 Detaillierte Untersuchungen an einem Hang

Mitarbeiter des Instituts für Umweltp Physik der Universität Heidelberg haben über nahezu zwei Jahre (21.4.1993 bis 24.3.1995) die Tiefenverlagerung eines Bromidtracers in einem Hang (IUP-Hang, Fläche $200 \text{ m} \times 50 \text{ m}$, vgl. Abb. 5.2) des Weiherbachgebiets im Gewann “Neuenbürger Pfad” durchgeführt (DELBRÜCK, 1997) und in diesem Zusammenhang eine detaillierte Wasserbilanz unter Berücksichtigung der Evapotranspiration aufgestellt. Hierbei wurde das zeitlich variable Kontrollvolumen oberhalb des Tracermaximums verwendet. Die Beprobung zur Ermittlung der Tracerverlagerung mit Hilfe von PÜRCKHAUER-Bohrern ergab detaillierte Kenntnisse des Bodenaufbaus bis in 4 m Tiefe.

Das Langzeitexperiment bot damit ideale Voraussetzungen, um das Hangmodell und insbesondere das Verdunstungsmodell vor dem Einsatz für das Gesamtgebiet anzupassen und zu überprüfen. Auf dieser Grundlage konnte dann der Einfluß der Bodenartenverteilung abgeschätzt werden, insbesondere auch hinsichtlich lateraler Flüsse auf Paläobodenschichten im Untergrund. Weitere Untersuchungen betrafen den Windeinfluß und die Auflösung der Randbedingungszeitreihen.

5.3.1 Diskretisierung und Bodenartenzuweisung

Abbildung 5.6 zeigt die gewählte Diskretisierung des untersuchten Hangs in 23×40 Elemente (5m Tiefe) und die Zuweisung der Bodenarten, die aufgrund der Bohrstockproben vorgenommen werden konnte. Die dazugehörigen Bodenparameter sind in Tabelle 5.4 zusammengestellt.

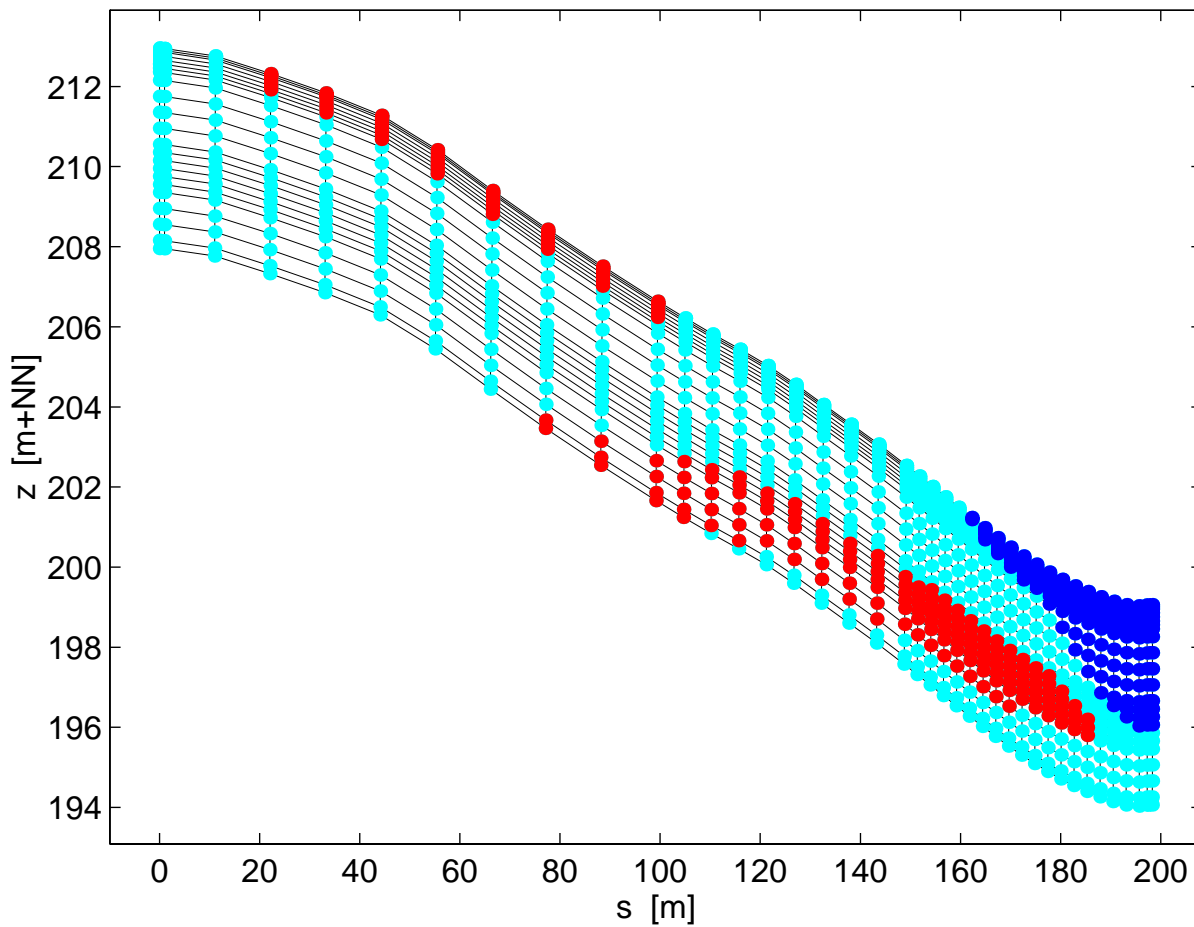


Abb. 5.6: Verteilung der Bodenarten im IUP-Hang (Parameter in Tab. 5.4)

Tab. 5.4: Bodenarten im IUP-Hang (Ap: Pflughorizont, ca. 40 cm): VAN GENUCHTEN-MUALEM-Parameter nach DELBRÜCK (PERSÖNLICHE MITTEILUNG, 1996). K_s wurde durch direkte Labormessungen bestimmt und schließt auf diese Weise Makroporositätseffekte ein (vgl. Abschnitt 5.4.3).

Bodenart	Bodentyp	Farbgebung Abb. 5.6	K_s [cm/h]	Θ_s [-]	Θ_r [-]	α [1/cm]	n [-]
Löß	Pararendzina	hellgrau	0.76	0.44	0.06	0.004	2.06
Lößlehm	Paläoboden	mittelgrau	1.80	0.47	0.11	0.059	1.23
Schwemmlöß	Kolluvium	schwarz	3.60	0.40	0.04	0.019	1.25
Ap-Löß	Pararendzina	hellgrau	1.22	0.46	0.06	0.015	1.36
Ap-Lößlehm	Paläoboden	mittelgrau	1.33	0.41	0.12	0.053	1.17
Ap-Schwemmlöß	Kolluvium	schwarz	14.80	0.43	0.11	0.012	1.20

Es handelt sich im wesentlichen um 3 Bodenarten. Der Hauptteil des Hangs besteht aus Löß. Am Hangfuß findet sich kolluvialer Boden. Im oberen Bereich des Hangs nahe der Oberfläche steht Lößlehm an (1. Lößlehm), ebenso im mittleren Hangbereich in einer Tiefe von ca. 3 m (2. Lößlehm). Die direkt bestimmten gesättigten Leitfähigkeiten waren bis zu zehnmal höher als durch inverse Modellierung bestimmte Parameter. Nach SCHÄFER (1996) und DELBRÜCK (1997) kann dies als Makroporeneffekt aufgefaßt werden (vgl. Abschnitt 5.4.3). Die bodenhydraulischen Parameter des 2. Lößlehms wurden nicht bestimmt und zunächst mit denen des 1. Lößlehms gleichgesetzt.

5.3.2 Randbedingungen

Als klimatische Randbedingung an der Hangoberfläche lagen die sechsminütig aufgelösten Niederschlagsmessungen der Station WB2 vor sowie die zu Stundenwerten aggregierten Daten der etwa 1 km entfernten meteorologischen Station WB0 (Globalstrahlung, Lufttemperatur, relative Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit, Windrichtung). Diese Zeitreihen sind zu Illustrationszwecken im oberen Teil der Abbildung 5.7 für den gesamten Zeitraum von 712 Tagen aufgetragen, während Abbildung 5.8 aus Übersichtlichkeitsgründen exemplarisch einen Ausschnitt darstellt, der die hohe zeitliche Auflösung und Variabilität vor Augen führt.

Am rechten und linken Rand des Hanges wurde Null-Fluß, am unteren Rand Gravitationsfluß als Randbedingung vorgegeben (Abschnitt 4.2.1.3).

5.3.3 Pflanzenparameter

Der Jahresgang der Pflanzenparameter Blattflächenindex, Bodenbedeckungsgrad, Pflanzenhöhe und Wurzeltiefe der Fruchtfolge Mais-Winterweizen-Senf wurde nach Angaben von RITZ (Landwirtschaftliche Untersuchungs- und Forschungsanstalt Augustenberg, Karlsruhe, persönliche Mitteilung, 1995) angesetzt. Diese Zeitreihen sind im mittleren Teil von Abbildung 5.7 und 5.8 (Ausschnitt) dargestellt.

Aus bei KOLLE & FIEDLER (1995) beschriebenen eindimensionalen Simulationen der Verdunstung am Standort der meteorologischen Station lagen bereits kalibrierte Parametersätze für die Landnutzungen Winterweizen und Senf vor. Die Parameter für Mais wurden davon ausgehend unter Einbeziehung von Literaturdaten (KÖRNER ET AL., 1979) geschätzt. Die im Rahmen der Modellanpassung (Abschnitt 5.3.5) in Absprache mit KOLLE (Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe, persönliche Mitteilung, 1997) noch geringfügig veränderten Werte sind im Anhang B.3 für die verschiedenen Pflanzen zusammengestellt. Außer für die von KOLLE genauer untersuchten Pflanzenarten müssen sie jedoch noch als vorläufig betrachtet werden.

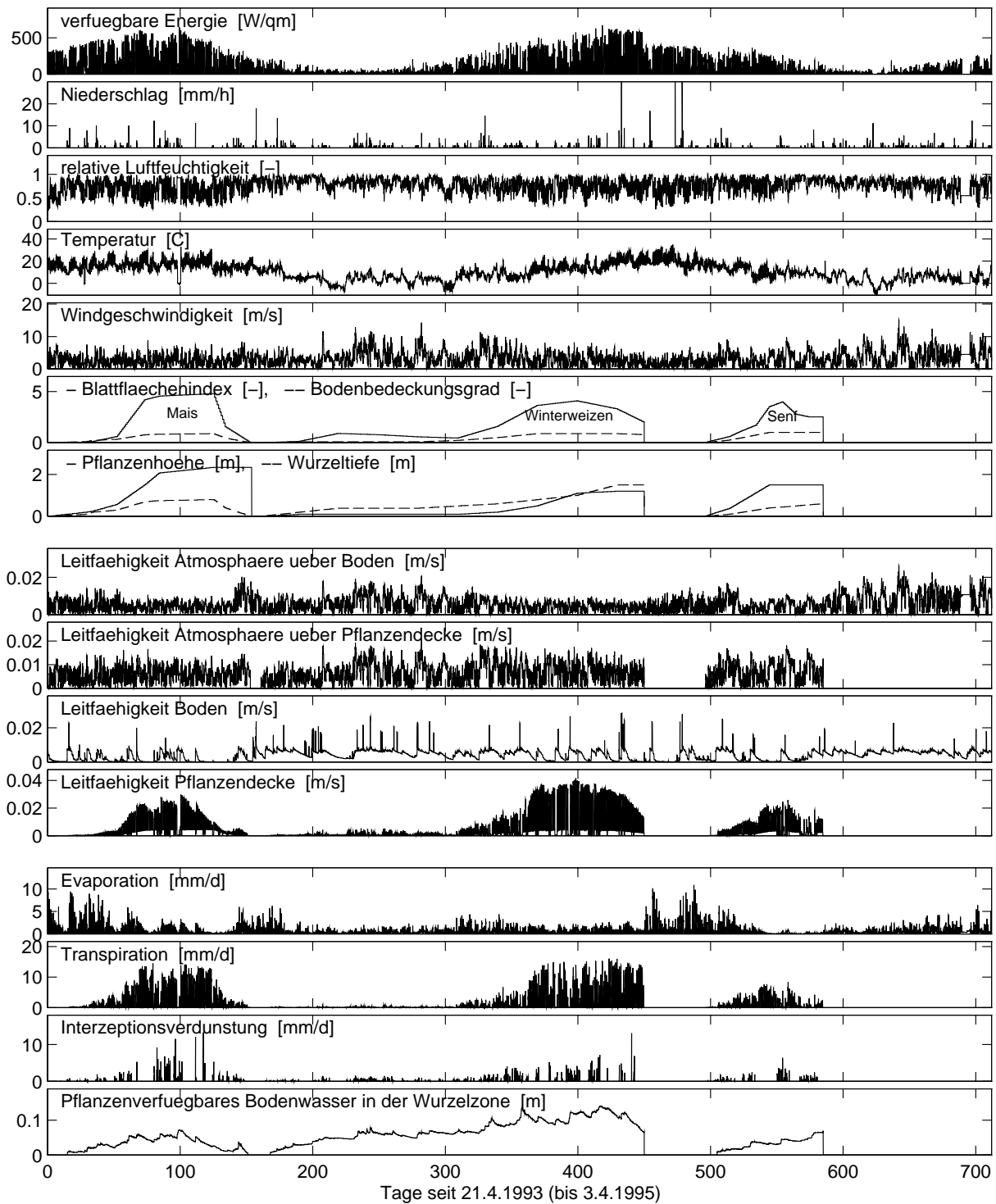


Abb. 5.7: Zeitreihen von Klima-Randbedingungen (oben), Pflanzenparametern (Mitte) und daraus mit den Ansätzen von KOLLE (1997) berechneten Größen (unten) am Hangtopf des IUP-Hangs

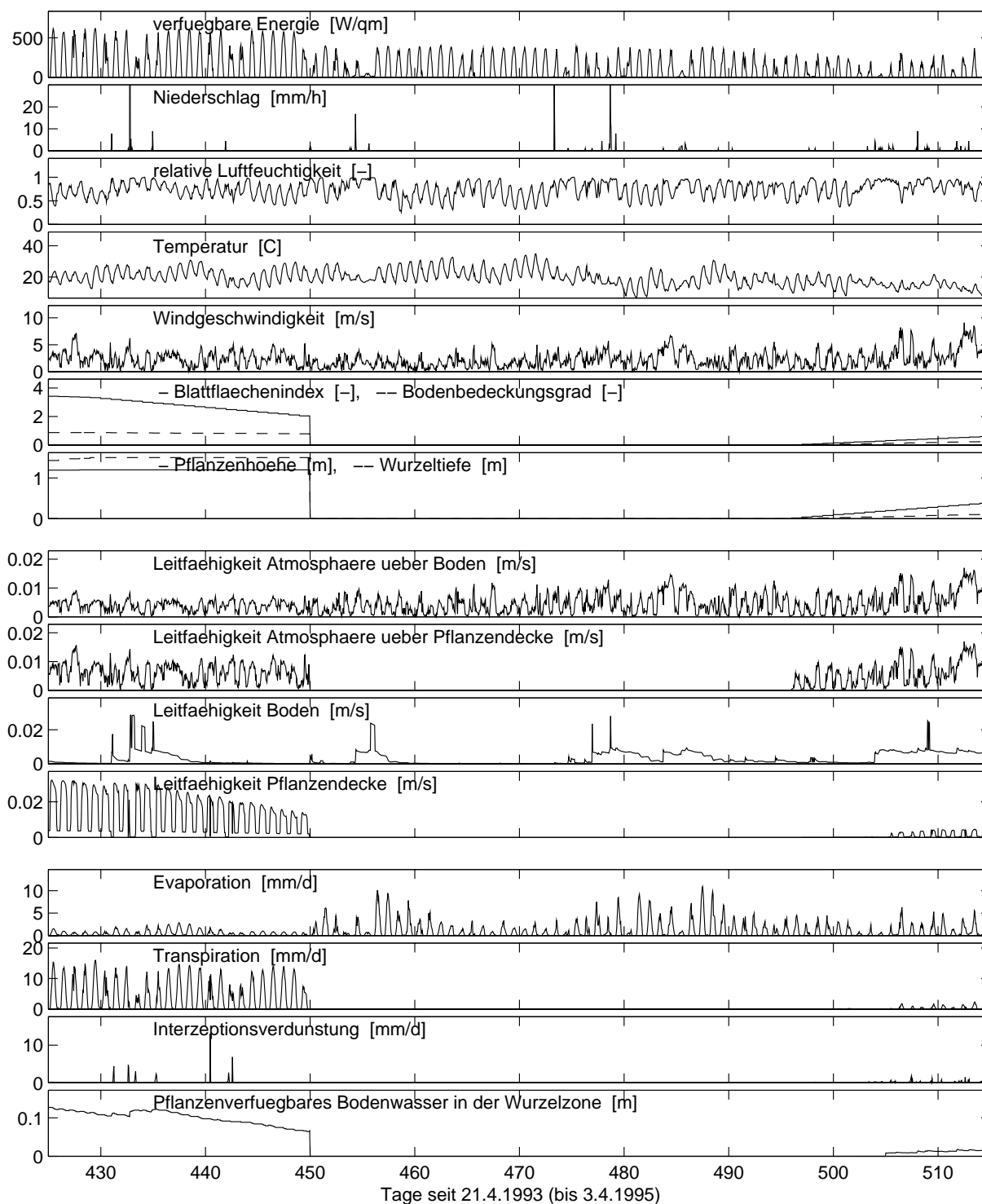


Abb. 5.8: Zeitreihen von Klima-Randbedingungen (oben), Pflanzenparametern (Mitte) und daraus mit den Ansätzen von KOLLE (1997) berechneten Größen (unten) am Hangtop des IUP-Hangs (Ausschnitt aus Abbildung 5.7)

5.3.4 Anfangsbedingung

Idealerweise wird die Anfangsbedingung im Feld gemessen. Zu Berechnungsbeginn (21.4.1993) lagen jedoch nur Messungen in der obersten Bodenschicht vor. Wie später noch deutlicher wird (Abschnitt 5.4.8.2, vgl. auch Abb. 5.11), ist es aber auch grundsätzlich sehr problematisch, gemessene Bodenfeuchtwerte zur Bestimmung von Anfangsbedingungen heranzuziehen, wenn an den Meßpunkten nicht auch die bodenhydraulischen Funktionen bestimmt werden *und* entsprechend fein aufgelöst im Modell zum Einsatz kommen; andernfalls führt die aus gemessenen Daten in geeigneter Weise durch Interpolation gewonnene Anfangsbedingung immer zu numerischen Schwierigkeiten, da der Zustand im Gebiet nicht mit der beschreibenden Gleichung vereinbar ist, d.h. durch Berechnung unter keinen Randbedingungen jemals erreicht werden könnte. Aber selbst unter der idealen Voraussetzung detaillierter gemessener Feuchten und Bodenparameter können diese Probleme infolge von Meßungenauigkeiten auftreten. Nach SCHIFFLER (1992, S.55) beträgt der Meßfehler der zur Bodenfeuchte herangezogenen TDR-Methode ("Time Domain Reflectometry") beachtliche 4 - 5 Vol.-%. Eine weitere Unwägbarkeit resultiert aus der von SCHIFFLER (1992) empfohlenen Methode zur Berechnung der Schichtwerte (15-30, 30-45, 45-60 cm) durch eine geschachtelte und gewogene Differenzenbildung der im Weiherbachgebiet integral von der Bodenoberfläche bis in die Meßtiefe (15, 30, 45, 60 cm) erhobenen Meßwerte, wie von LEHMANN (1995, S.72) und MERZ (1996, S.103) erwähnt.

In der Numerik wird aus diesen Gründen häufig die Technik des "Einschwingens" eines Modells angewandt, d.h. die Berechnung wird zu einem früheren als dem interessierenden Anfangszeitpunkt gestartet. Entsprechend wurde hier die für die Simulation erforderliche Anfangsbedingung durch eine Vorsimulation gewonnen, d.h. der Hang wurde mit einer konstanten Intensität von 250 mm/Jahr so lange beregnet, bis sich stationäre Verhältnisse einstellten. Diesem Verfahren liegt die Annahme zugrunde, daß sich am Ende der verdunstungsarmen Winterperiode in weiten Teilen des Hangs ein Fließgleichgewicht in der Größenordnung der jährlichen Grundwasserneubildungsrate einstellt. Für langfristige Simulationen ist die Annahme der Anfangsbedingung von minderer Bedeutung, da ihre Auswirkung auf das Rechenergebnis bald von den Einflüssen der Randbedingungen übertroffen wird. Die sicher nur näherungsweise Bestimmung des Anfangszustands mit Hilfe des oben beschriebenen Verfahrens kann daher als zulässig betrachtet werden.

5.3.5 Simulationsergebnisse und Modellanpassung

Abbildung 5.9 zeigt als Simulationsergebnis des angepaßten Hangmodells die Entwicklung einzelner Terme der kumulativen Wasserbilanz zusammen mit biometrisch bestimmten Werten der Evapotranspiration (DAHMEN, 1994; DELBRÜCK, 1997). Parameterstudien im nächsten Abschnitt beziehen sich auf diese als Variante **REF** bezeichnete Simulation, welche die Meßdaten am besten nachvollziehen konnte.

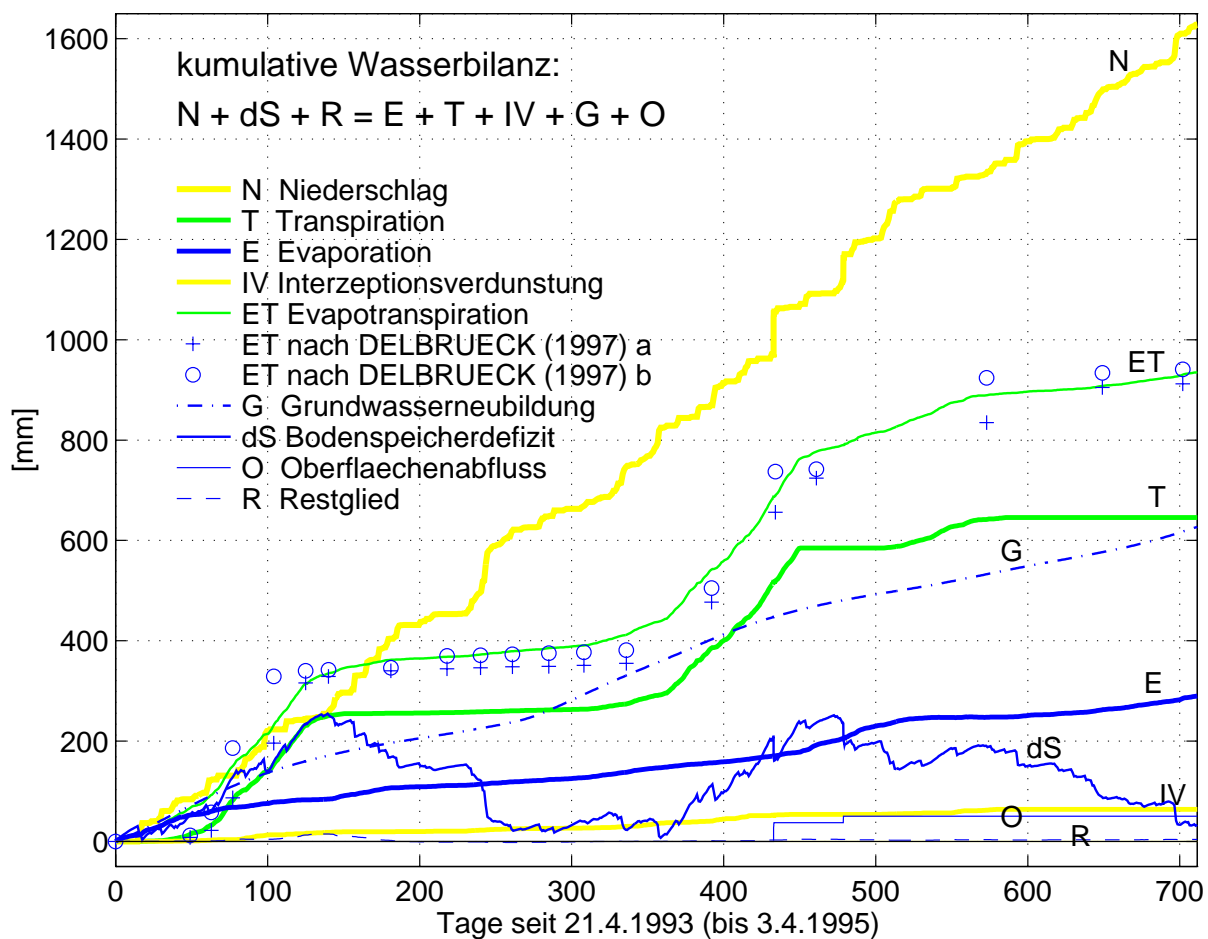


Abb. 5.9: Zeitliche Entwicklung verschiedener Terme der simulierten kumulativen Wasserbilanz am IUP-Hang und von DELBRÜCK (1997) nach (a) der LAI-Methode (Blattflächenindex), (b) der TM-Methode (Pflanzentrockenmasse) berechnete Daten der Evapotranspiration

Deutlich erkennt man in Abbildung 5.9 die beiden Sommerperioden mit erhöhter Verdunstung und Zunahme des Bodenwasserdefizits, das in den Winterperioden wieder vollständig aufgefüllt wird. Ein gewisser Wasserüberschuß führt im Winter auch zu einem Anstieg der Grundwasserneubildungsrate. Das Restglied der Wasserbilanz ist verschwindend gering.

Ausgehend von den in den vorangegangenen Abschnitten beschriebenen Parametern wurde die Anpassung (neben geringen Veränderungen der Verdunstungsparameter) im wesentlichen durch eine Änderung der Durchlässigkeit der Paläobodenschicht in etwa 3 m Tiefe erreicht. Im folgenden sind die Überlegungen, die zur Anpassung führten, dargestellt.

Am Ende der fast zweijährigen experimentellen Erfassung der Tracerverlagerung (24.3.1995) wurden an 16 Stellen Bohrstöcke aus Tiefen bis 4 m gezogen und u.a. auch ihre Bodenfeuchte bestimmt. Eine Interpolation dieser Messungen über den Hanglängsschnitt ist in Abb. 5.10 dargestellt.

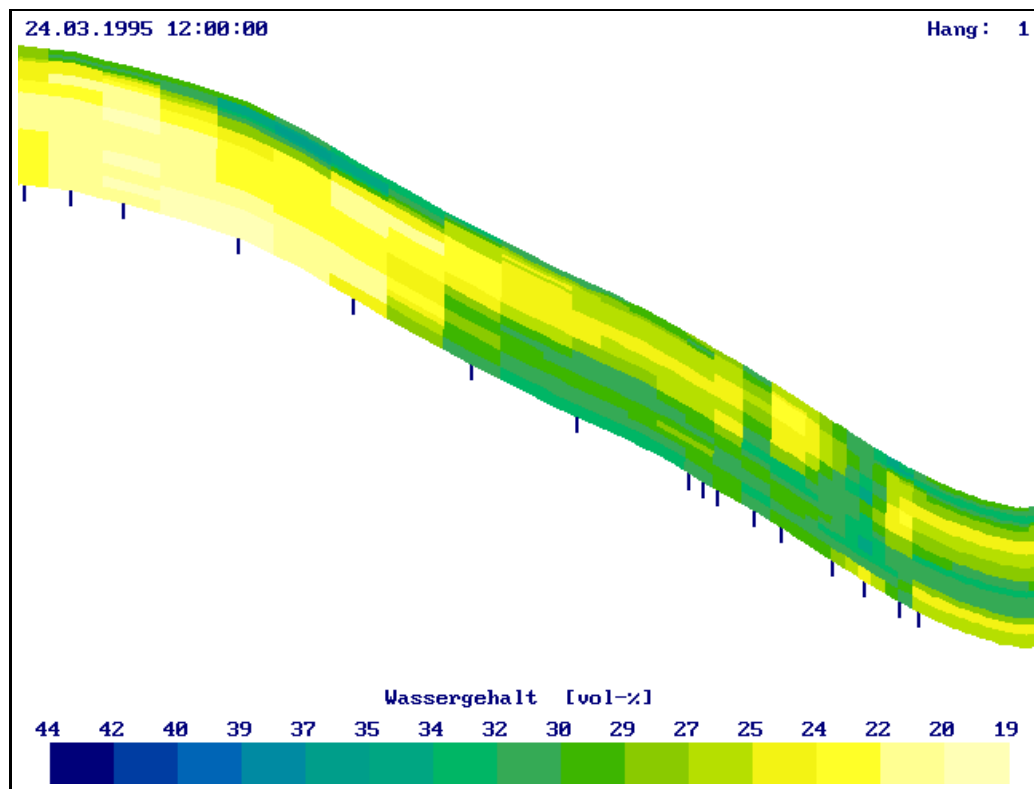


Abb. 5.10: Bodenfeuchte im IUP-Hang am 24.3.1995, interpoliert auf Basis von 16 Meßprofilen (markiert am unteren Rand des Hangs)

Im Vergleich dazu ergab die Simulation mit den Parametern aus Tabelle 5.4 (Variante **ORG**) zunächst das in Abb. 5.11a dargestellte Bild für die Bodenfeuchteverteilung am 24.3.1995. Auffällig ist der trockene obere Bereich des Hangs (tiefer Löß), der auch in der gemessenen Feuchteverteilung zu erkennen ist. Allerdings zeigen die Meßdaten nicht den "Rückstau", der sich rechnerisch auf der Lößlehmzunge im mittleren Hangbereich. Aufgrund der angenommenen (offensichtlich zu geringen) Durchlässigkeit der Lößlehmzunge kommt es oberhalb des 2. Lößlehms zu beträchtlichem lateralen Fluß, der jedoch experimentell nicht nachgewiesen werden konnte (DELBRÜCK, 1997). (Als vermutliches Artefakt der Bodenartzuweisung ist am unteren Ende der Lößlehmzunge ein "Abtropfen" des Stauwassers zu erkennen).

Die (nicht gemessene) gesättigte Leitfähigkeit des 2. Lößlehms wurde daher in der Variante **REF** um den Faktor 10 erhöht¹. Für den 24.3.1995 ergab sich so das in Abb. 5.11b dargestellte Bodenfeuchtemuster. Es zeigt einerseits eine verbesserte Übereinstimmung mit dem aus der Messung interpolierten Muster der Abbildung 5.10 und andererseits erheblich verminderten lateralen Fluß, entsprechend den Analysen von DELBRÜCK (1997) (vgl. Diskussion im Zusammenhang mit Tabelle 5.5 weiter unten).

¹Abgesehen davon, daß der 2. Lößlehm durchaus andere Bodeneigenschaften haben kann, ist nach MONTENEGRO ET AL. (1996) bei der Bestimmung der Durchlässigkeit ohnehin mit einer Unsicherheit von einer Größenordnung zu rechnen.

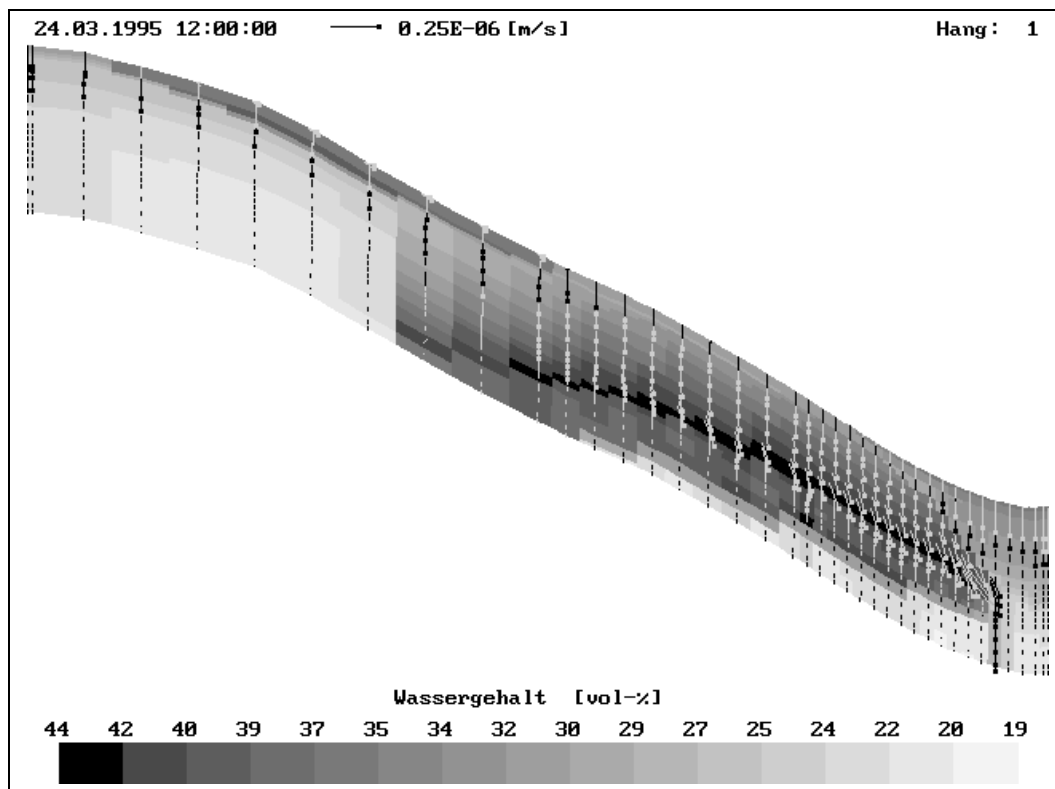
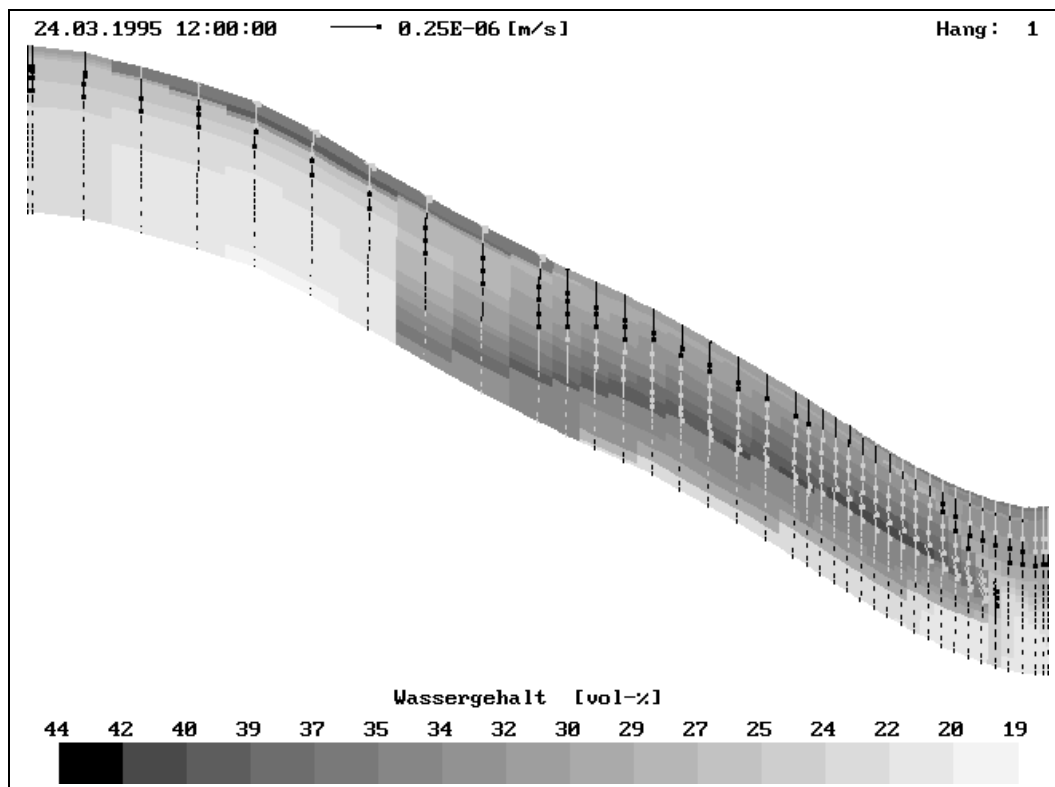
(a) $K_s = 1.8$ cm/h im 2. Lößlehm (Variante **ORG**)(b) $K_s = 18.0$ cm/h im 2. Lößlehm (Variante **REF**)

Abb. 5.11: IUP-Hang: Simulationsergebnisse der Bodenfeuchte nach 702 Tagen (24.3.1995)

Die bei DELBRÜCK (1997) beschriebene biometrische Bestimmung der Transpiration setzt diese in einen physikalisch motivierten Zusammenhang zu (a) dem Blattflächenindex (LAI-Methode) oder alternativ zu (b) der Pflanzentrockenmasse (TM-Methode). Die Parameter des Transpirationsmodells wurden im Anschluß an die Anpassung eines sehr einfachen Evaporationsmodells bestimmt (DAHMEN, 1994), das gemäß KOLLE (persönliche Mitteilung, 1997) die Evaporation sehr unterschätzt. Entsprechend kompensiert die Anpassung der Transpirationsberechnung diesen Fehler. Zu Vergleichszwecken wurde in Abbildung 5.9 daher die Summe aus Evaporation und Transpiration aufgetragen².

Im unteren Teil der Abbildungen 5.7 und 5.8 sind die mit dem Verdunstungsmodell berechneten Zeitreihen der verschiedenen Leitfähigkeiten der PENMAN-MONTEITH-Gleichung sowie daraus ermittelte Zeitreihen der Verdunstungskomponenten zu Illustrationszwecken dargestellt. Im Vergleich mit den Zeitreihen der Klima-Randbedingung und der Landnutzungsparameter sind die Abhängigkeiten sehr schön zu erkennen. Deutlich ist zum Beispiel der Anstieg der Bodenleitfähigkeit nach jedem Niederschlagsereignis, wobei dies nur in den Brachezeiten nennenswerten Einfluß auf die Evaporation hat.

5.3.6 Exemplarische Parameterstudien

Auf Basis der angepaßten Simulation **REF** wurden nun folgende Berechnungsvarianten durchgeführt:

ORG: Diese Variante wurde bereits beschrieben. Sie unterscheidet sich in der zehnmal geringeren gesättigten Leitfähigkeit der 2. Lößlehmschicht ($K_s=1.8$ cm/h).

LOE: Im gesamten Hang wurde nur Löß angenommen, somit kein Kolluvium und keine Paläobodenschichten. Die Anfangsbedingung wurde entsprechend mit diesem Boden ermittelt.

W1.0: Der Einfluß der Topographie auf die Windgeschwindigkeit (und damit die Verdunstung) wird durch (entlang der Hangoberfläche) windrichtungsabhängige Abminderungsfaktoren auf den Freilandwind berücksichtigt (Abschnitt 4.2.4.2). Am IUP-Hang bewegen sich diese Faktoren zwischen 0.4 und 0.7. In dieser Variante wurden sie pauschal auf 1.0 gesetzt. Damit wurde die Windgeschwindigkeitsabminderung infolge des Einflusses der Topographie aufgehoben.

W0.2 Analog zu Variante **W1.0**, nur wurden hier die Windabminderungsfaktoren pauschal auf 0.2 zur weitgehenden Ausschaltung des Windeinflusses gesetzt.

N1D: Die zeitliche Auflösung der Niederschlags-Randbedingung wurde von 6-Minuten-Werten auf Tageswerte verändert.

²Da DELBRÜCK (1997) das zeitlich veränderliche Kontrollvolumen oberhalb des nur langsam in die Tiefe wandernden Tracermaximums bilanzierte, mußte die von ihm bestimmte Transpiration im Zeitraum 23.6.-8.9.1993 um den Faktor 3 erhöht werden, um so die nicht berücksichtigte Transpiration aus Tiefen unterhalb des noch oberflächennahen Tracermaximums mitzuerfassen.

V1D: Die zeitliche Auflösung der Klima-Randbedingung wurde von Stundenwerten auf Tagesmittelwerte verändert.

Für alle Varianten sind die Bilanzierungsgrößen über das gesamte Hangvolumen und 712 Tage in Tabelle 5.6 (a) absolut, (b) bezogen auf den Niederschlag und (c) bezogen auf Variante **REF** zusammengefaßt. **CATFLOW** ermöglicht auch die separate Bilanzierung beliebiger Teilbereiche eines Hanges. Tabelle 5.5 gibt entsprechend Auskunft über die relative räumliche Verteilung der Bilanzierungsgrößen entlang des Hanges, der dazu in drei Bereiche unterteilt wurde.

Tab. 5.5: Relative räumliche Verteilung der Bilanzierungsgrößen für den IUP-Hang über 712 Tage Simulationszeit für drei Hangbereiche und verschiedene Varianten (in Prozent des Hangmittelwerts des jeweiligen Bilanzterms). Bezeichnung der Terme wie in Abb. 5.9.

		REF			ORG			LOE		
		O	M	U	O	M	U	O	M	U
N	Niederschlag	100	100	100	100	100	100	100	100	100
T	Transpiration	101	102	93	99	102	93	101	100	92
E	Evaporation	118	92	102	112	93	102	97	101	104
IV	Interzept.verd.	102	99	97	102	99	97	102	99	97
G	Grundw.neubild.	85	104	158	85	96	227	94	102	120
dS	Bodensp.defizit	181	57	24	-	-	-	121	79	172
ETIV	Gesamtverdunst.	106	99	96	103	99	96	100	100	95
ET	Evapotransp.	106	99	96	103	99	96	100	100	94

	W1.0			W0.2			N1D			V1D		
	O	M	U	O	M	U	O	M	U	O	M	U
N	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
T	99	102	94	100	102	95	101	102	93	101	101	93
E	120	90	99	111	95	105	118	93	100	115	92	104
IV	100	100	100	100	100	100	102	99	96	102	99	97
G	85	103	157	87	102	154	86	105	143	84	104	155
dS	180	57	26	157	71	30	168	63	51	180	56	44
ETIV	105	99	96	104	100	98	105	99	95	106	98	97
ET	105	99	96	104	100	98	106	99	95	106	98	97

Hangbereiche (in Klammern: Prozent der Hanglänge):

O: vom Hangtop bis zum oberen Ende der Lößlehmzunge (36%)

M: Hangmitte, Bereich der Lößlehmzunge (58%)

U: unterhalb der Lößlehmzunge (Kolluvium) (6%)

Tab. 5.6: Bilanzierungsgrößen für den IUP-Hang über das gesamte Hangvolumen und 712 Tage Simulationszeit für verschiedene Varianten. Bezeichnung der Terme wie in Abb. 5.9 und Tab. 5.5.

(a) Bilanzgrößen in [mm]

	REF	ORG	LOE	W1.0	W0.2	N1D	V1D
N	1628	1628	1628	1628	1628	1628	1628
T	640	642	650	670	587	610	548
E	284	306	159	281	293	280	308
IV	64	64	64	68	56	169	88
G	628	565	742	607	664	606	662
dS	34	0	-9	40	19	34	29
O	50	52	17	46	50	0	46
R	4	1	12	4	3	3	-4
ETIV	988	1012	872	1019	936	1059	945
ET	924	948	808	952	880	890	857

(b) Bilanzgrößen, bezogen auf N=1628 mm in [%]

	REF	ORG	LOE	W1.0	W0.2	N1D	V1D
T	39	39	40	41	36	37	34
E	17	19	10	17	18	17	19
IV	4	4	4	4	3	10	5
G	39	35	46	37	41	37	41
dS	2	0	-1	2	1	2	2
O	3	3	1	3	3	0	3
R	0	0	1	0	0	0	0
ETIV	61	62	54	63	57	65	58
ET	57	58	50	58	54	55	53

(c) Bilanzgrößen, bezogen auf Variante **REF**

	REF [mm]	ORG [%]	LOE [%]	W1.0 [%]	W0.2 [%]	N1D [%]	V1D [%]
N	1628	100	100	100	100	100	100
T	640	100	102	105	92	95	86
E	284	108	56	99	103	98	108
IV	64	100	100	106	87	264	138
G	628	90	118	97	106	97	105
dS	34	1	-28	119	56	102	85
O	50	104	33	91	100	0	91
ETIV	988	102	88	103	95	107	96
ET	924	103	87	103	95	96	93

Die Ergebnisse werden im folgenden diskutiert.

REF: Im Referenzfall teilt sich der Niederschlag dieser beiden überdurchschnittlich feuchten Jahre im wesentlichen zu 61% in Verdunstung und zu 39% in Grundwasserneubildung auf. Dies macht deutlich, wie wichtig die Verdunstungsberechnung für längerfristige Modellierungen ist. Die Evapotranspiration betrug rechnerisch 924 mm und entspricht damit praktisch der Summe der von DELBRÜCK (1997) ermittelten Evaporation (68 mm) und Transpiration (854 mm). Die schlechte Übereinstimmung der beiden Einzelkomponenten wurden bereits in Abschnitt 5.3.5 erläutert. Die Interzeptionsverdunstung betrug mit 64 mm etwa 4% des Gesamtniederschlags, etwas weniger als von DELBRÜCK ermittelt (91 mm). Die berechnete mittlere Grundwasserneubildung (d.h. die Wassermenge, die unterhalb 5 m Tiefe sickerte) lag mit 628 mm nahe der von DELBRÜCK aus der Tracerverlagerung ermittelten Tiefensickerung von etwa 750 mm im Kolluvium, 600 mm am Unter- und Mittelhang und 650 mm am Hangtop. Die Unterschiede dieser Abschätzung der räumlichen Verteilung liegen nach DELBRÜCK in der Größenordnung der Meßfehler, werden in ihrer Tendenz jedoch auch von der hangbereichsweisen Bilanzierung der Grundwasserneubildung bestätigt. In der gesamten Simulationszeit trat nur zweimal Oberflächenabfluß auf (27.6.1994: 36 mm und 12.8.1994: 14 mm), der damit für die Gesamtbilanz nicht ins Gewicht fällt. Deshalb und in Ermangelung von Meßdaten wurde bei der Hangsimulation auch kein Versuch gemacht, den Oberflächenabfluß anzupassen.

ORG: Infolge der zehnmal geringeren gesättigten Leitfähigkeit kommt es zu erheblich höherem lateralen Fluß auf der tiefen Lößlehmschicht, wie an der ungleichmäßigeren Verteilung der Grundwasserneubildung bei nahezu gleicher Oberflächenabflußmenge zu sehen ist. Gleichzeitig verringert sich jedoch die integrale Tiefensickerung um 10%. Es evaporiert 8% mehr Wasser als im Referenzfall, da es offensichtlich auf der Paläobodenschicht zurückgestaut wird und die daher feuchtere Oberfläche dem Diffusionsprozeß weniger Widerstand bietet. Auf diese Weise ist anders als im Referenzfall kein Defizit des Bodenwasserspeichers zu verzeichnen.

LOE: Ohne die rückstauende Paläobodenschicht erhöht sich die Grundwasserneubildung im Löß um 18%, während die schneller dränierende Bodenoberfläche 44% weniger verdunstet. Im gesamten Hang stellt sich im Mittel eine Gleichgewichtsbodenfeuchte ähnlich der in Abbildung 5.11 am Hangtop zu erkennenden Verteilung ein. Da jedoch auch an der Bodenoberfläche kein Paläoboden ansteht, herrschen auch dort trockenere Verhältnisse und entsprechend kam es in der gesamten Simulationsperiode nur einmal (statt zweimal wie im Fall **REF**) zur Bildung von Oberflächenabfluß, mit insgesamt lediglich 33% des Oberflächenabflußvolumens des Referenzfalls. Der Oberflächenabfluß ist offenbar auch die Hauptursache für die laterale Verlagerung von Wasser im Hang, denn in diesem Fall kommt es in geringerem Umfang als in den geschichteten Fällen zu hangabwärts zunehmender Grundwasserneubildung.

W1.0: In dieser Variante wurde der windabmindernde Effekt der Topographie nicht berücksichtigt. Erwartungsgemäß steigt die Summe der Verdunstungskomponenten um 3%. Interessant ist bei dem an sich geringfügigen Einfluß die gegenläufige Entwicklung von Transpiration (+5%) und Evaporation (-1%). Offenbar führt die allgemein stärkere Austrocknung zu einer Erhöhung des Bodenwiderstands für die Evaporation. Die restlichen Größen verhalten sich entsprechend der erwarteten Tendenz, d.h. Grundwasserneubildung und Oberflächenabfluß werden reduziert, während das Bodenspeicherdefizit am Ende der Simulationsperiode geringfügig höher liegt als im Referenzfall.

W0.2 Die weitgehende Ausschaltung des Windeinflusses führt erwartungsgemäß zu einer geringeren Verdunstungssumme (-5%). Auch hier zeigt sich allerdings die gegenläufige Entwicklung von Transpiration (-8%) und Evaporation (+3%). Die restlichen Größen verhalten sich entsprechend der erwarteten Tendenz, wie am deutlichsten an der um 6% gestiegenen Grundwasserneubildung zu sehen ist.

N1D: Bei einer zeitlichen Auflösung der Niederschlags-Randbedingung in Tageswerte statt in 6-Minuten-Werte fallen insbesondere zwei Veränderungen auf: infolge der so vergleichmäßigten Intensität kommt es zu keinerlei Oberflächenabflußbildung; damit wird die Wichtigkeit der zeitlichen Auflösung der hochnichtlinear veränderlichen Prozeßgeschwindigkeiten bei der physikalisch basierten Modellierung unterstrichen. Weitere Folge der vergleichmäßigten Intensität ist die 2.64-fache Erhöhung der Interzeptionsverdunstung, da im Niederschlagsfall der Interzeptionsspeicher nun den ganzen Tag lang nachgefüllt wird, während Wasser parallel dazu verdunsten kann. Die restlichen Größen reduzieren sich geringfügig, womit die totale Verdunstung um 7% höher liegt als im Referenzfall.

V1D: Die Veränderung der zeitlichen Auflösung der Klima-Randbedingung von Stundenwerten auf Tagesmittelwerte führte in diesem Fall zu verhältnismäßig geringen Änderungen der Bilanz (-4% Gesamtverdunstung, +5% Grundwasserneubildung). Unter Beibehaltung der Modellstruktur des Verdunstungsmodells, die z.B. den Sonnengang explizit berücksichtigt, ist dieses Ergebnis jedoch sehr abhängig von den durch die Zeitschrittsteuerung gewählten Berechnungszeitpunkten. In diesem Fall wurde durch gewählte Ausdruckzeitpunkte sichergestellt, daß der Mittagszeitpunkt grundsätzlich ausgewertet wurde.

5.3.7 Folgerungen

Die durchgeführte Anpassung der Wasserdynamik des IUP-Hangs hat deutlich gemacht, daß bei ausreichender Datenverfügbarkeit ein physikalisch sehr detailliertes Modell des Wassertransports im Rahmen der Meßungenauigkeiten angepaßt werden kann. Damit steht ein Instrument zur Verfügung, einzelne auf den Wasserhaushalt einflußnehmende

Komponenten mit Hilfe von Parameterstudien und Sensitivitätsanalysen genauer zu untersuchen. Dabei wurde insbesondere der große Einfluß von Paläobodenschichten sowohl für die langfristige als auch die kurzfristige Wasserbilanz am Hang deutlich, wie der Vergleich der Varianten **REF**, **ORG** und **LOE** zeigt.

Zur korrekten Erfassung der langfristigen Wasserbilanz, d.h. vor allem der Grundwasserneubildung und Verdunstung, mag es ggf. ausreichen, die Verteilung der Paläobodenschichten mit statistischen Maßzahlen zu charakterisieren; bei der kurzfristigen Wasserbilanz, d.h. vor allem beim Oberflächenabfluß, wird es hingegen von Wichtigkeit sein, über detaillierte Kenntnisse der Organisationsstrukturen der austreichenden Paläobodenschichten zu verfügen. Ihre relative Lage in der konvergierenden Topographie nimmt nämlich Einfluß darauf, ob auf den Paläobodenschichten gebildeter HORTON'scher Oberflächenabfluß unterstrom nochmals Gelegenheit hat zu reinfiltrieren oder nicht.

Weiterhin wurde in Übereinstimmung mit Aussagen im Zusammenhang mit Abbildung 3.10 deutlich, daß ohne eine detaillierte Auflösung insbesondere der Niederschlags-Randbedingung keine prozeßorientierte Modellierung vorgenommen werden kann, da schnelle Prozesse wie Oberflächenabflußbildung und die Auffüllung des Interzeptionsspeichers nicht aufgelöst werden können.

5.4 Erweiterung auf das Einzugsgebiet

5.4.1 Gebietszerlegung

Die Methodik der Gebietszerlegung wurde in den Abschnitten 4.1.1.1 und 4.1.1.3 ausführlich dargestellt. Entsprechend wurde das Einzugsgebiet bis zum Pegel Menzingen in 169 Hangflächen variabler Breite aufgeteilt und das detaillierte Entwässerungsnetz in jeweils etwa 25 m lange diskrete Teilstücke zerlegt. Abbildung 5.12 stellt diese Gebietsaufteilung auf dem Hintergrund der Geländetopographie dar.

Die Diskretisierung der einzelnen Hänge (Abschnitt 4.1.1.2) orientierte sich an den erwarteten hydrologisch aktivsten Zonen, nämlich der Bodenoberfläche einerseits und dem Hangfuß nahe dem Entwässerungsnetz andererseits. Für die Gebietssimulationen wurde jeder Hang vertikal bis in eine Tiefe von 2 m in acht Schichten mit nach unten zunehmender Elementhöhe aufgeteilt (0.05; 0.1; 0.15; 0.3; 0.5; 0.5; 0.3; 0.1 m).

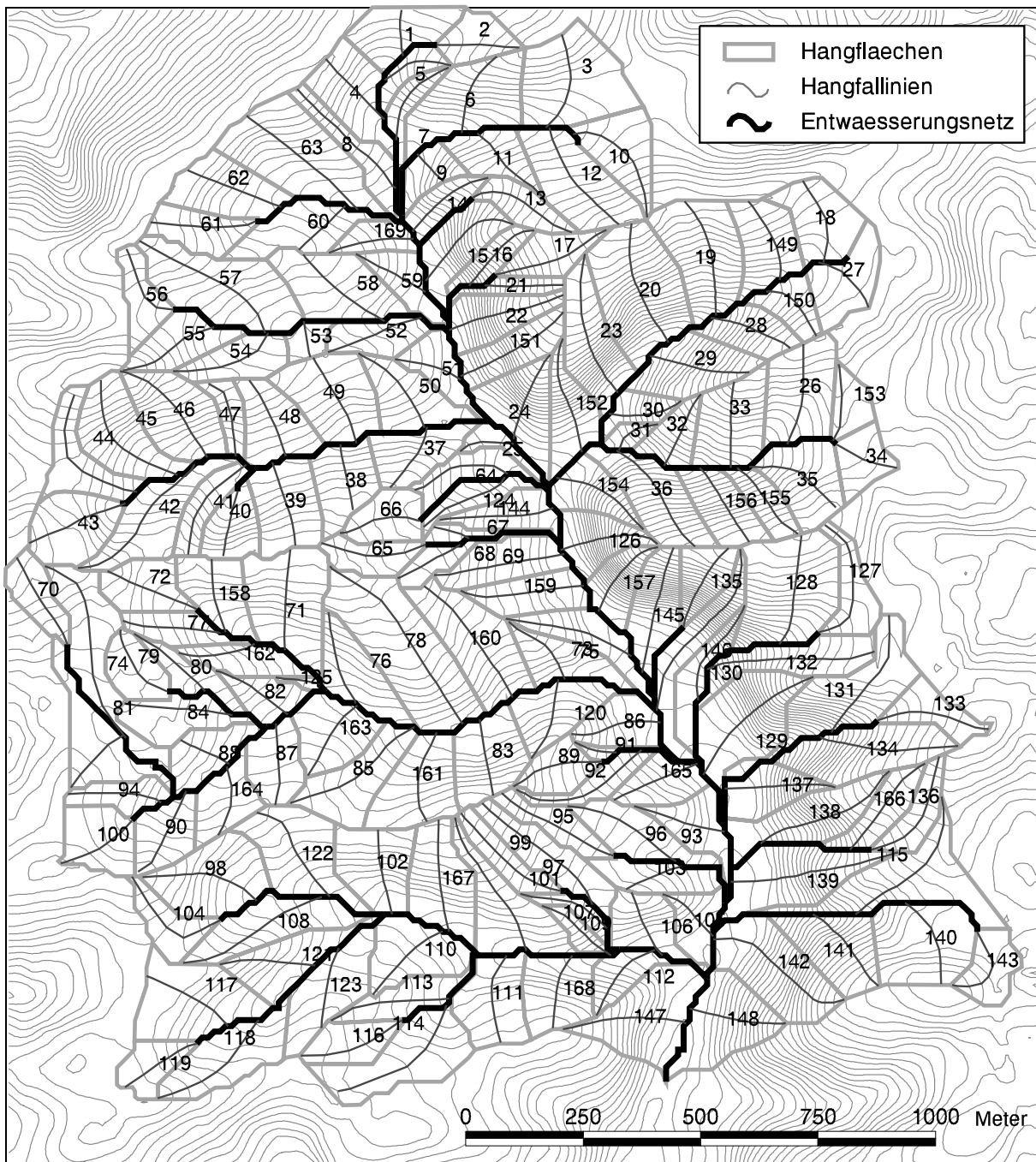


Abb. 5.12: Aufteilung des Einzugsgebiets Weiherbach bis zum Pegel Menzingen (3.52 km²)

Entlang den Hangfalllinien wurden die Hänge lateral mit hangabwärts abnehmender Elementlänge unterteilt. Das Gesamtgebiet besteht auf diese Weise aus ca. 1700 Oberflächenelementen. Bei Anwendung der herkömmlichen Rasteraufteilung und bei einer Einzugsgebietsgröße von 3.52 km² entspräche das einer Rasterweite von etwa 50 m und damit einer sehr groben Aufteilung. Anders als bei Rastermodellen ist die Zuordnung der mit Hilfe der Hangfalllinien weitgehend abstrahierten Geländeoberfläche zu einzelnen Ge-

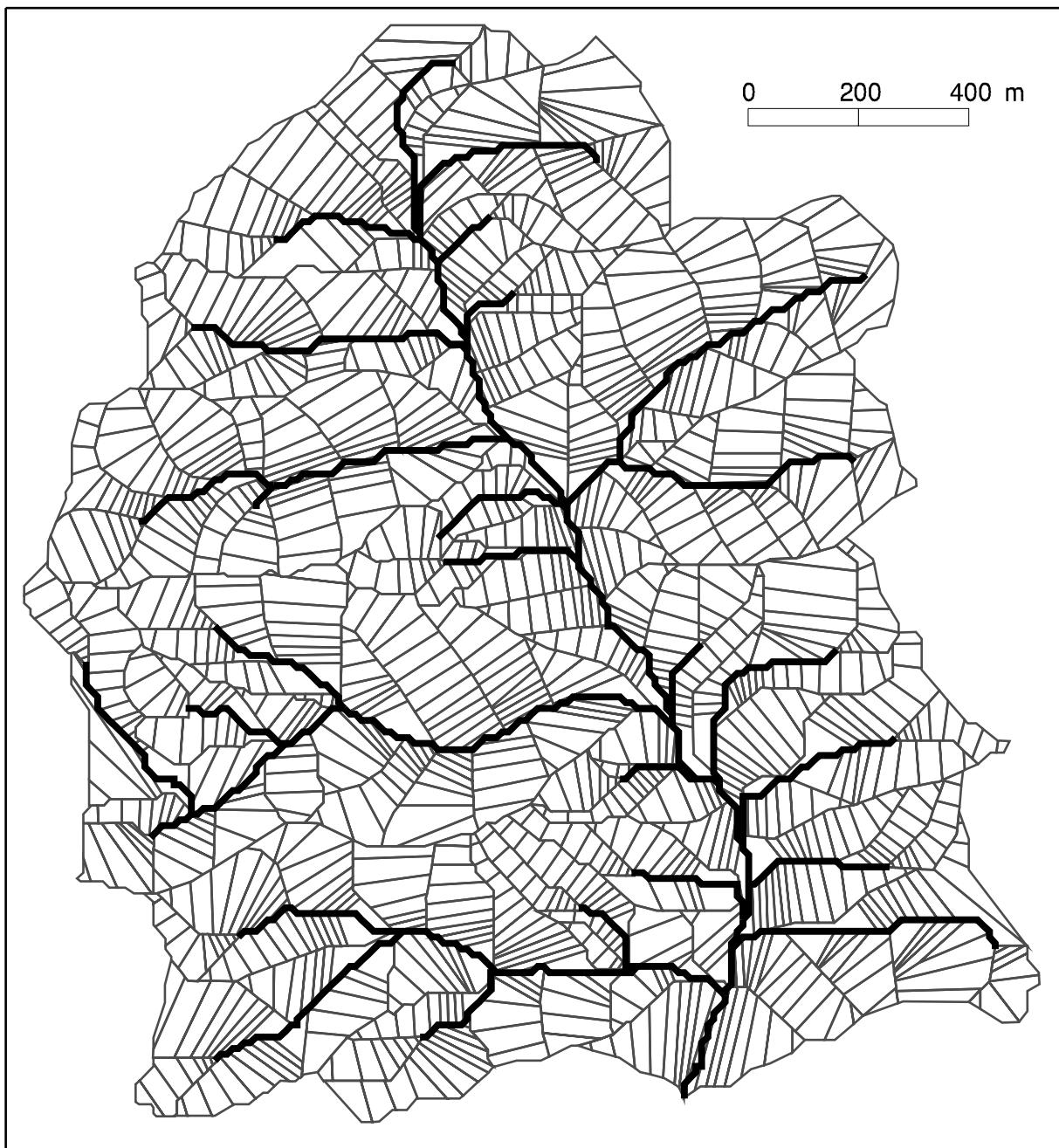


Abb. 5.13: Oberflächendiskretisierung des Einzugsgebiets Weiherbach bis zum Pegel Menzingen (3.52 km^2) und Entwässerungsnetz

bietsteilen nicht offensichtlich, zur flächenhaften Darstellung von Berechnungsergebnissen und zur Zuweisung flächengemittelter Attribute und Parameter aber notwendig. Entsprechend dem in Abschnitt 4.1.1.2 geschilderten Verfahren wurde daher den einzelnen Hangelementen die in Abbildung 5.13 wiedergegebene Oberflächendiskretisierung zugeordnet. Dabei wurde die Dichte der Diskretisierung erwarteten hydrologisch aktivsten Zonen (im Hangfußbereich) angepaßt.

5.4.2 Entwässerungsnetz und befestigte Wege

Zunächst wurde die Fähigkeit des Entwässerungsnetzes, das Translationsverhalten des Gebietsabflusses zu beschreiben, unabhängig von den Hangmodulen überprüft. Unter der Annahme, daß der dem Gesamtabflußbeiwert proportionale Anteil des Niederschlags an den Einleitungspunkten der Hangfalllinien dem Entwässerungsnetz unverzögert zufließt, wurden drei Fälle unterschieden: Der effektive Niederschlag fällt nur auf Hänge, die an Teilstrecken mit der STRAHLER-Ordnung (a) 3, (b) 2 und 3 und (c) 1, 2 und 3 angeschlossen sind (Abb. 5.14a). Dabei wurde weiterhin auch der Einfluß der Straßen und Wege im Gebiet untersucht. Unter der Annahme der hundertprozentigen unmittelbaren Abflußwirksamkeit der 0.9% gewässernahen befestigten Flächen im Gebiet (Abb. 5.14b), wurde in je einer Variante der Fälle (a)-(c) der den Hängen zugeordnete Niederschlagsanteil entsprechend reduziert.

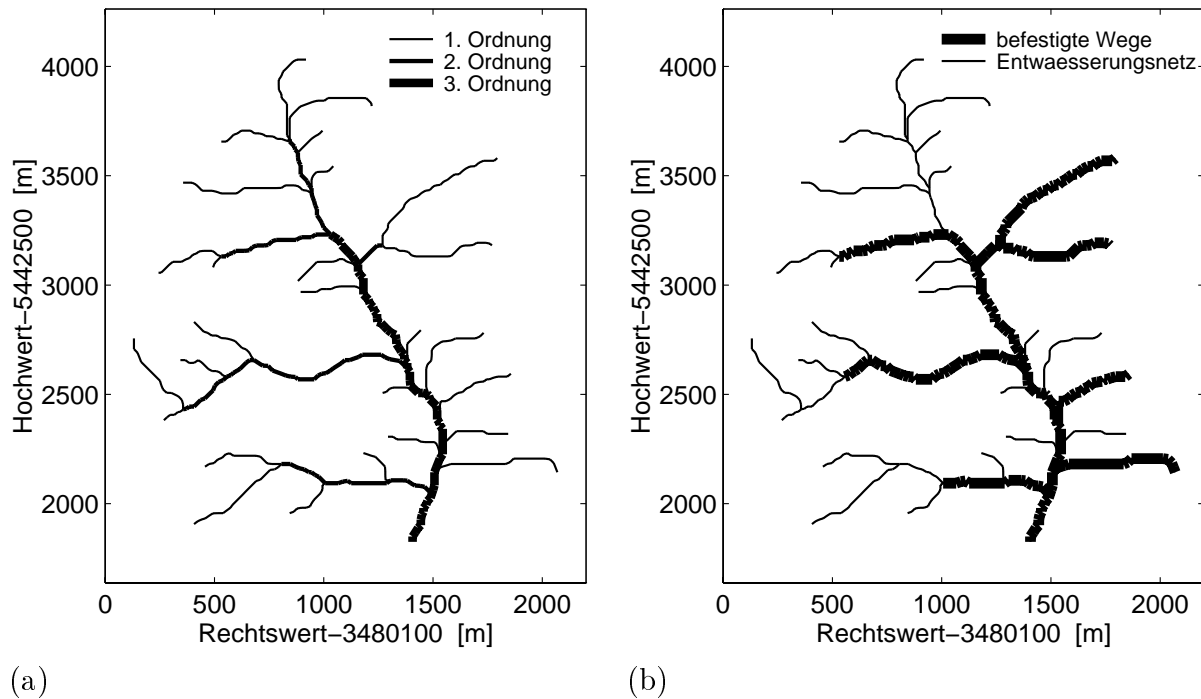


Abb. 5.14: STRAHLER-Ordnung (a) und gewässernahe befestigte Wege (b)

Das gesamte Entwässerungsnetz wurde mit den in Tabelle 5.7 zusammengestellten Werten entsprechend dem in Abschnitt 4.1.1.3 vorgestellten Verfahren parametrisiert. Dabei kamen hier (ohne Berücksichtigung der Retentionswirkung der Hänge) die als “vorläufig” bezeichneten kleineren Stricklerbeiwerte k_{st} zum Ansatz. Im schließlich eingesetzten vollständigen Modell mußte das Entwässerungsnetz glatter angenommen werden (mit “endgültig” bezeichnete Werte), um dem Verzögerungseffekt der Hänge Rechnung zu tragen. Mit dieser kleinen Anzahl von Parametern konnte nun für jeden der 696 diskreten Punkte des Entwässerungsnetzes der in Tabelle 5.8 aufgeführte Profilparametersatz ermittelt werden (beispielhaft sind lediglich die Werte für die Pegelpunkte angegeben).

Tab. 5.7: Parameter zur Charakterisierung der Profilquerschnitte des Entwässerungsnetzes

STRAHLER-Ordnung	1	2	3
Bereich	äußerer	mittlerer	innerer
k_{st} (vorläufig)	8.	12.	18.
k_{st} (endgültig)	12.	17.	22.
b_s/h_k	0.1	0.4	0.6
m	8.	2.	1.5
r_{krit} [mm/h]	25.	20.	15.

Tab. 5.8: Ermittelte Parameter der Profilquerschnitte an den Gebietspegeln Neuenbürg und Menzingen

Profileigenschaft	Einheit	Pegel Neuenbürg	Pegel Menzingen
Gewässerknotennummer	[-]	483	696
nächste Knotennummer ¹⁾	[-]	611	-
STRAHLER-Ordnung	[-]	2	3
Nummer eines ggf. angeschlossenen Hangs	[-]	0	0
Schalter für angeschlossene befestigte Fläche (0/1)	[-]	1	1
relative x-Koordinate	[m]	1008.07	1406.18
relative y-Koordinate	[m]	3231.25	1824.94
DGM-Höhe	[m+NN]	192.68	162.66
Abstand zum nächsten Knoten	[m]	23.18 ¹⁾	24.86 ²⁾
DGM-Höhenunterschied zum nächsten Knoten	[m]	0.156 ¹⁾	-
DGM-Neigung zum nächsten Knoten	[-]	0.00675 ¹⁾	-
Oberfläche eines ggf. angeschlossenen Hangs	[m ²]	0.	0.
Einzugsgebietsfläche des Gewässerknotens	[m ²]	311133.6	3508947.8
Zuordnungsnummer einer Niederschlagsstation	[-]	1	1
STRICKLER-Beiwert	[m ⁻³ /s]	17.0	22.0
Sohlhöhe	[m+NN]	191.85	160.66
Gerinnetiefe h_k	[m]	0.828	1.997
Sohlbreite des Trapezprofils b_s	[m]	0.331	1.198
Neigung ³⁾ der Trapezprofilwand m	[-]	2.	1.5
Sohlneigung zum nächsten Knoten	[-]	0.0216 ¹⁾	0.0091 ²⁾
Breite der befestigten Fläche neben dem Gerinne	[m]	5.	5.
externer lateraler Zufluß entlang des Gerinnes	[m ³ /s/m]	0.0	5.896e-06
¹⁾ nach unterstrom ²⁾ nach oberstrom ³⁾ m waagerecht, 1.0 vertikal			

Abb. 5.15 zeigt auf diese Weise berechnete und gemessene Abflußganglinien für die genannten sechs Fälle (drei Niederschlagsbereiche und zwei Wegkonstellationen) infolge der drei größten Ereignisse nach Tabelle 5.2.

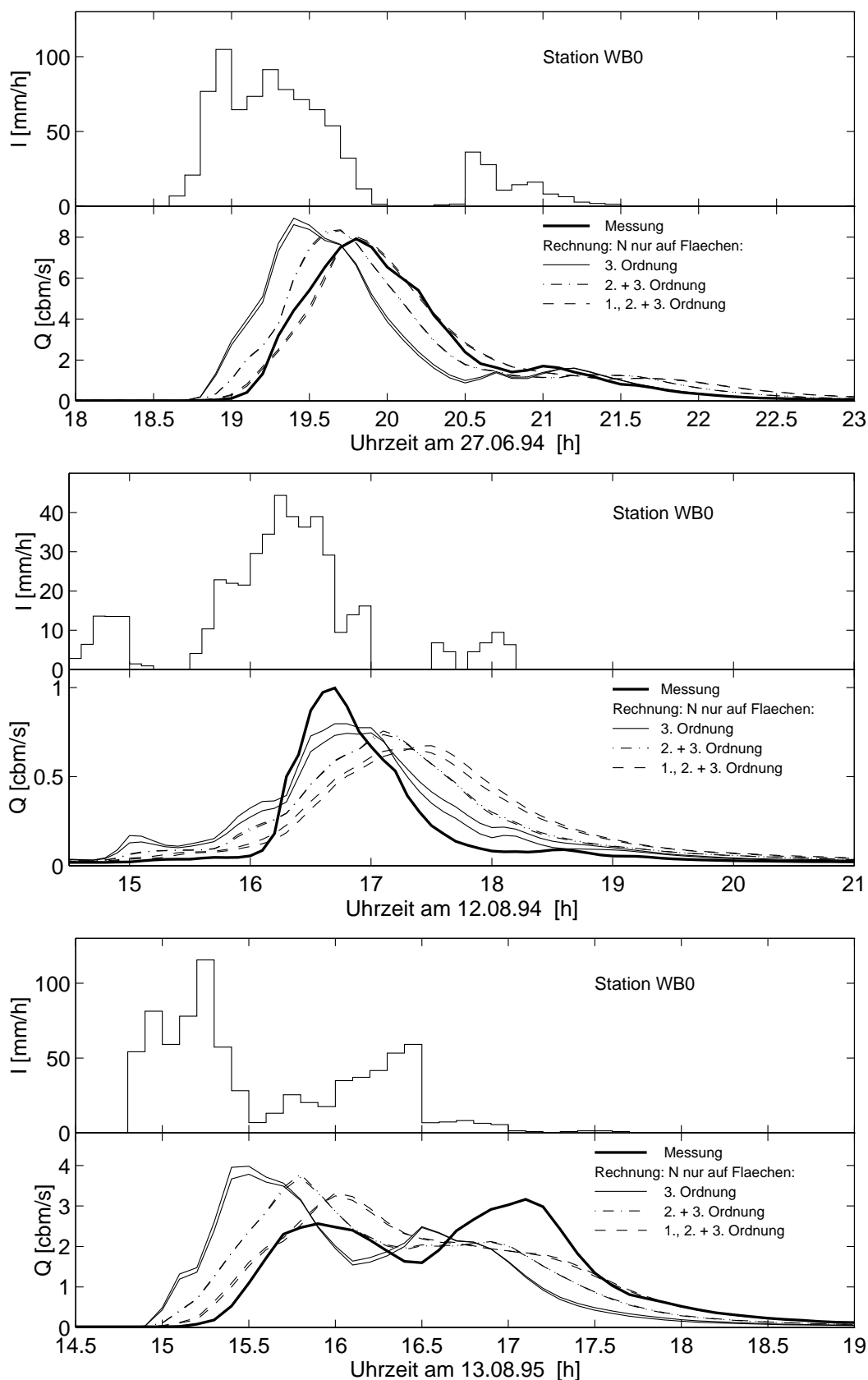


Abb. 5.15: Flood-routing im Entwässerungsnetz: Einfluß der beitragenden Gebietsteile und der befestigten Flächen.

Die Ergebnisse zeigen gut den Einfluß der Abflußberechnung im Entwässerungsnetz (“flood routing”) auf Form und Translationszeit der Abflußganglinie. Bei dem höchsten Ereignis am 27.6.1994 ($\psi_a \approx 11\%$) gelingt die Anpassung am besten, und zwar offenbar, wenn der Abfluß im gesamten Gebiet produziert wird. Dasselbe läßt sich für das zweithöchste Ereignis vom 13.8.1995 ($\psi_a \approx 8\%$) feststellen, obwohl man hier sieht, daß die Annahme eines zeitlich konstanten Abflußbeiwerts wohl nicht zutrifft. Das drittgrößte Abflußereignis vom 12.8.1994 ($\psi_a \approx 3\%$) hingegen wird offenbar am besten unter der Annahme angepaßt, daß der gesamte Abfluß nur auf Hängen entlang Gewässern 3. STRAHLER-Ordnung produziert wird. (Allerdings muß dieses Ergebnis für derartig kleine Abflußbeiwerte relativiert werden: wie in Abschnitt 5.4.9 gezeigt wird, kann dann die Variabilität der Niederschlagsintensität einen ähnlich großen Effekt haben.)

Weiterhin ist an den Ergebnissen dieser Vorsimulationen zu sehen, daß der Einfluß der zu 100% beitragenden Straßenflächen geringfügig ist, da sie weniger als 1% der Gebietsfläche ausmachen und weitläufig im Gebiet verteilt sind (Abb 5.14b). Allerdings liefert der Straßenabfluß bei der Vielzahl der kleineren Ereignisse ($\psi_a < 1\%$) praktisch den Hauptbeitrag zum Gewässerabfluß und ist damit, wie BEUDERT (1997) zeigte, einer der wichtigsten Eintragspfade von Nährstoffen und Pflanzenschutzmitteln in den Vorfluter.

5.4.3 Bodenartenzuweisung und Makroporosität

Auf Basis der Ergebnisse und Empfehlungen von SCHÄFER (1996) wurde die Bodenart entsprechend dem Aufbau typischer Hangcatenen zugewiesen, ohne dabei jedoch die lokal ausstreichenden Paläoböden (Lößlehm) einbeziehen zu können, über die auf Gebietsebene keine detaillierten Informationen vorlagen. Den oberen 85% eines Hangs wurde daher Löß zugeordnet, während am Hangfuß (15%) kolluvialer Boden angesetzt wurde. Damit zeichnet die Verteilung der Kolluvien das Bild der Talbereiche nach. Die Anfangsbodenfeuchteverteilung in Abbildung 5.19a gibt einen Eindruck dieser Verteilung (übertragen auf die verwendete Oberflächendiskretisierung).

Als Kalibrierungsgröße für den Oberflächenabfluß wurde die sehr sensitive Makroporosität verwendet. Die Makroporosität V_{mak} wird dabei durch den Flächenanteil von Poren mit mehr als 3 mm Durchmesser tiefendifferenziert bestimmt (vgl. auch BRONSTERT, 1994; MERZ, 1996). Nach Beobachtungen von SCHMALAND (1996) zeigte sich eine ausgeprägte Reliefabhängigkeit der Verteilung der im Weiherbachgebiet vorherrschenden Makroporosität infolge von Regenwurmaktivität (*lat.*: *lumbricus terrestris*). Demnach sind die feuchteren und tiefergelegenen Hanglagen bevorzugter Lebensraum des Regenwurms und die Makroporosität ist dort entsprechend höher. ZEHE (IHW, persönliche Mitteilung, 1997, vgl. auch ZEHE, 1997) charakterisiert die Makroporosität durch Abschätzung einer tiefendifferenzierten erhöhten gesättigten Leitfähigkeit auf Basis der Fließgesetze von HAGEN-POISEUILLE. Seine Auswertungen der Meßdaten von SCHMALAND (1996) ergaben an bis zu 1.5 km voneinander entfernten Meßstellen gleichartige Ergebnisse von mehrfach erhöhten K_s -Werten infolge der Makroporosität in den kolluvialen Böden der

Geländesenken. Diese Ergebnisse liegen in der Größenordnung der von MONTENEGRO ET AL. (1996) und DELBRÜCK (1997) berichteten, direkt (d.h. unter Berücksichtigung von Makroporen) gemessenen Werte der erhöhten Leitfähigkeiten in den Pflughorizonten der Böden des Weiherbachgebiets (Tab. 5.9). Die Betrachtung der Wirkung von

Tab. 5.9: Verschiedene Abschätzungen der Erhöhungsfaktoren der gesättigten Leitfähigkeit der obersten Bodenzone infolge Makroporosität. Die Bezugsleitfähigkeit ist jeweils die invers ermittelte gesättigte Leitfähigkeit der jeweiligen Autoren.

ZEHE (pers. Mitteilung, 1997)	Faktor F_{Ks}	Bezugsleitfähigkeit
Hangtop	0.1 - 1	$1.48 \cdot 10^{-6}$ m/s
Hangmitte	1.5 - 3	$1.98 \cdot 10^{-6}$ m/s
Hangfuß	5 - 20	$1.14 \cdot 10^{-6}$ m/s
DELBRÜCK (1997)	Faktor F_{Ks}	Bezugsleitfähigkeit
Löß	3.1	$1.1 \cdot 10^{-6}$ m/s
Schwemmlöß	9.8	$4.2 \cdot 10^{-6}$ m/s
SCHÄFER (1996)	Faktor F_{Ks}	Bezugsleitfähigkeit
Pararendzina	5.9	$0.75 \cdot 10^{-6}$ m/s
Kolluvium	11.1	$0.75 \cdot 10^{-6}$ m/s

Makroporen in Form erhöhter Leitfähigkeiten entspricht in idealer Weise dem hier verwendeten Konzept zur Erfassung der Makroporosität mittels eines ereignis- und landnutzungsabhängigen Makroporositätsfaktors F_{Ks} (s. Abschnitt 4.2.2, Gl. 4.23). Auch das im Modell berücksichtigte “Anspringen” der Makroporen *vor* Eintreten von Oberflächenabfluß konnte ZEHE mit Farbstoffexperimenten nachweisen. Abbildung 5.16 zeigt die Verteilung des Makroporositätsfaktors auf dem durch Kalibrierung (Abschnitt 5.4.8.1) ermittelten Niveau. Diese Faktoren wurden für die obersten 30 cm des Bodens angesetzt.

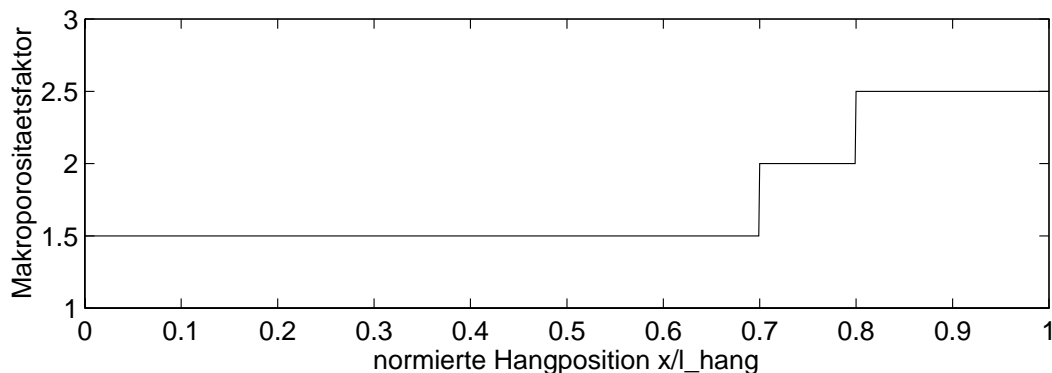


Abb. 5.16: Verteilung des Makroporositätsfaktors entlang der Hänge (die Hangposition ist dabei auf die Hanglänge normiert)

Es fällt sofort auf, daß die absoluten Werte der angepaßten Faktoren in Abbildung 5.16 kleiner sind, als man es nach den Angaben in Tabelle 5.9 erwarten würde. Es muß aber beachtet werden, daß in der Tabelle Meßwerte am Punkt angegeben werden, d.h. die gesamte Meßfläche wurde zur Ermittlung der Leitfähigkeit unter Berücksichtigung der Makroporen überstaut. Schon auf der Hangskale kommt dieser Zustand aber auch bei extremen Niederschlagsereignissen nie vor, da sich Abflußrinnen bilden und kein Schichtabfluß (vgl. Foto in Abb. B.1). Die starke Wirkung der Makroporosität kann aber nur in den Rinnen auftreten; im Mittel ist sie jedoch geringer.

5.4.4 Pflanzenparameter

Abbildung 5.17 zeigt die Landnutzungsverteilung der Hauptwachstumsperiode 1994 im Einzugsgebiet des Menzinger Pegels. Dabei wurden die kartierten 47 Nutzungen nach dem im Anhang B.2 angegebenen Schlüssel reklassifiziert. Aus einem Vergleich der Abbildungen 5.17a und b wird deutlich, daß die Auflösung der Oberflächendiskretisierung in der Lage ist, die auf Basis der Schlagkarte aufgenommene Struktur der Landnutzungsverteilung im wesentlichen wiederzugeben.

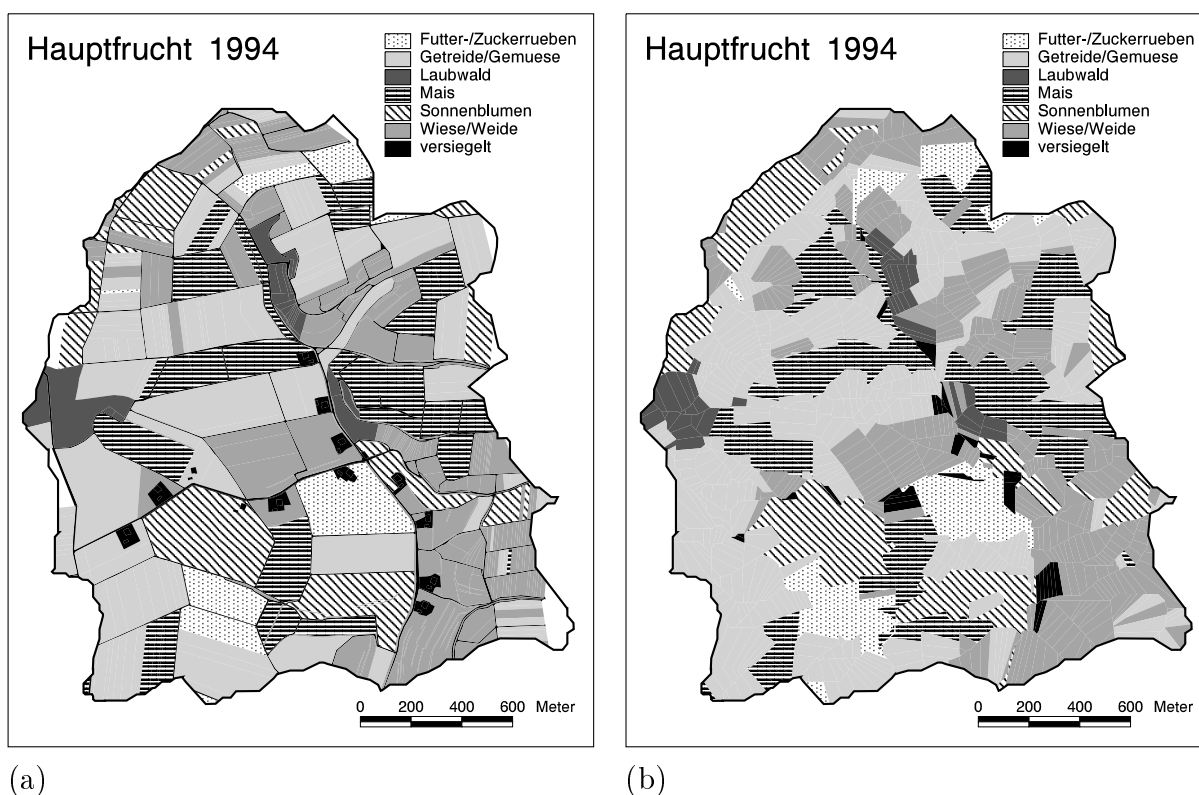


Abb. 5.17: Landnutzung im Einzugsgebiet des Menzinger Pegels 1994. Dargestellt sind (a) die Zuweisungen zu den Schlägen und (b) zu der gewählten Oberflächendiskretisierung.

Die zeitliche Veränderung der Pflanzenparameter wird in Landnutzungsparameterdateien erfaßt (Anhang B.3), die auf Angaben von RITZ und KOLLE basierend gewählt wurden (vgl. Abschnitt 5.3.3). Bei längerfristigen Simulationen ändern sich allerdings die einzelnen Berechnungspunkten zugeordneten Landnutzungen entsprechend der Fruchtfolge (Abb. 5.18). Durch die relationale Datenstruktur des Simulationsprogramms kann dies jedoch leicht berücksichtigt werden (Abschnitt 4.1.3). Die für längerfristige Simulationen notwendige Kenntnis der Fruchtfolge lag nicht flächendeckend vor. Die Landnutzungen der Kartierungslücken in der Zwischenfruchtverteilung 1994 (weiß in Abb. 5.18a) lagen jedoch wahrscheinlich brach. Es wurde pauschal Grünland (Wiese/Weide) angenommen; in der ohnehin verdunstungsarmen Winterperiode ist der dadurch verursachte Fehler als relativ klein einzustufen.

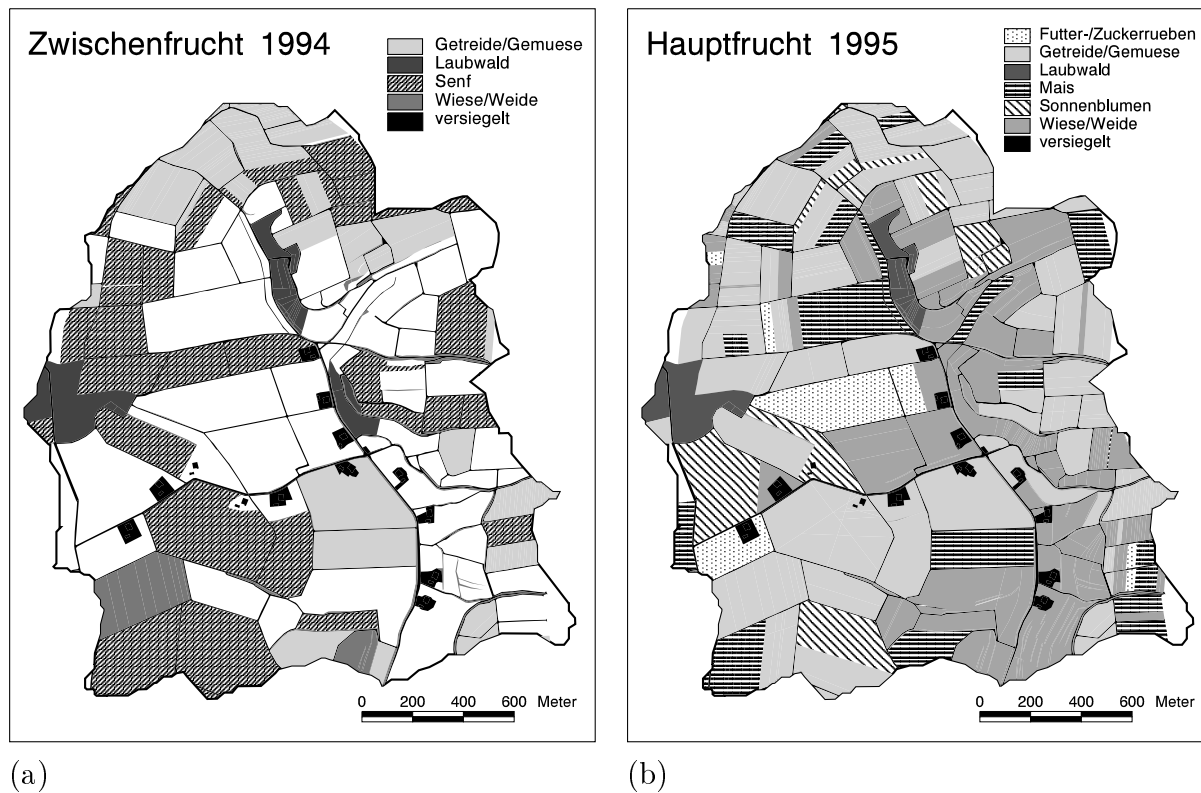


Abb. 5.18: Landnutzung im Einzugsgebiet des Menzinger Pegels 1994/95.

5.4.5 Randbedingungen

Die klimatische Randbedingung des Gebiets lag in Form von zu Stundenwerten aggregierten Meßdaten der Globalstrahlung, Lufttemperatur, relativen Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit und Windrichtung an der meteorologischen Station WB0 vor. Die Abbildungen 5.7 und 5.8 geben einen Eindruck dieser Daten. Strahlungs- und Winddaten wurden mit den in Abschnitt 4.2.4.2 beschriebenen Verfahren darüberhinaus auch räumlich differenziert. Niederschlagsmessungen lagen an sieben Meßstationen (WB0-

WB6) sechsminütig aufgelöst vor. Diese im Gebietsmaßstab nicht sehr detaillierte räumliche Auflösung und die relativ geringen Unterschiede zwischen den einzelnen Meßstationen (Abb. 5.5) begründeten die Annahme einer konstanten Überregnung des Gebiets³. Am linken und rechten Rand der Hänge wurde Null-Fluß, am unteren Rand Gravitationsfluß als Randbedingung vorgegeben.

5.4.6 Oberflächenrauheit

BRONSTERT (1994) simulierte die Hangwasserdynamik der von SCHRAMM (1994) im Rahmen von Erosionsuntersuchungen durchgeführten Beregnungsversuche an Hangmeßparzellen im Weiherbachgebiet. Dabei ermittelte er Rauheitsbeiwerte k_{st} für unbewachsene Böden zwischen 6 und 15 m^{1/3}/s, für einen mit Gras bestandenen Hangabschnitt 3 m^{1/3}/s. GERLINGER (1997) führte multiple Regressionen zwischen dem Rauheitsbeiwert MANNINGS $n = 1/k_{st}$ und verschiedenen Bodeneigenschaften und Bodenkennwerten durch, die (bei hoher Streuung) lediglich folgende signifikante Zusammenhänge ergaben:

- zunehmendes n mit steigendem Tongehalt
- zunehmendes n mit steigendem Aggregatdurchmesser
- zunehmendes n mit steigender Kettenverkürzung einer auf dem Boden ausgelegten (und den Bodenunebenheiten anpaßten) feingliedrigen Kette (im Vergleich zu ihrer Länge auf ebenem Boden)

GERLINGER (1997) schlußfolgert, daß beste Schätzungen von Rauheitswerten als Grundlage für Modellieraufgaben anhand von tabellierten Anhaltswerten erzielt werden. Tabelle 5.10 listet die von ihm zusammengetragenen Wertebereiche für MANNINGS n bei unterschiedlichen Oberflächeneigenschaften auf Basis von Literaturangaben und eigenen Untersuchungen.

Bei den folgenden Simulationen wurden die in den Landnutzungsparameterdateien (Anhang B.3) gelisteten pflanzen- und jahreszeitspezifischen Parameter verwendet, die im Rahmen der Angaben von BRONSTERT (1994) und GERLINGER (1997) liegen.

³Wie in Abschnitt 5.4.9.4 gezeigt wird, ist diese Annahme jedoch nur bedingt zulässig.

Tab. 5.10: Anhaltswerte für den Rauheitsbeiwert MANNINGS n. Zusammengestellt von GERLINGER (1997) ⁵⁾ auf Basis eigener Untersuchungen und Informationen aus MORGAN ET AL. (1993) ¹⁾, WOOLHISER ET AL. (1992) ²⁾, ENGMAN (1986) ³⁾ und BORK (1988) ⁴⁾

Landnutzung und Bodenbedeckung	MANNINGS n				
	gering	mittel	hoch		
vegetationsfreier Boden: Rauheitstiefe	< 25 mm	0.010	0.020	0.030	¹⁾
	25 - 50 mm	0.014	0.025	0.033	¹⁾
	50 - 100 mm	0.023	0.030	0.038	¹⁾
	> 100 mm	0.045	0.047	0.049	¹⁾
Weizenstrohmulch	2.5 t/ha	0.050	0.055	0.060	¹⁾
	5.0 t/ha	0.075	0.100	0.150	¹⁾
	7.5 t/ha	0.100	0.150	0.200	¹⁾
	10 t/ha	0.130	0.180	0.250	¹⁾
geerntetes Maisfeld mit Pflanzenrückständen	2.5 t/ha	0.012	0.020	0.050	¹⁾
	5.0 t/ha	0.020	0.040	0.075	¹⁾
	10 t/ha	0.023	0.070	0.130	¹⁾
Getreide (Reifestadium)		0.100	0.125	0.300	¹⁾
vegetationsfreier toniger Lehm, erodiert		0.012	0.020	0.033	²⁾
Gras ("Bluegrass Sod")		0.390	0.450	0.630	³⁾
Brache ohne Pflanzenrückstände		0.006	0.050	0.160	³⁾
unbestelltes Feld mit Pflanzenrückständen	< 0.56 t/ha	0.030	0.040	0.070	³⁾
	0.56 - 2.24 t/ha	0.010	0.070	0.130	³⁾
	2.24 - 6.72 t/ha	0.160	0.300	0.470	³⁾
geegtes Feld mit Pflanzenrückständen	< 0.56 t/ha	0.008	0.080	0.410	³⁾
	0.56 - 2.24 t/ha	0.100	0.160	0.250	³⁾
	2.24 - 6.72 t/ha	0.140	0.250	0.530	³⁾
geegtes Feld mit Getreiderückständen			0.230		⁴⁾
geegtes Feld ohne Vegetation			0.120		⁴⁾
Zuckerrüben (Blattbildungsstadium, verschlämmt)			0.050		⁴⁾
Zuckerrüben (Reifungsstadium, verschlämmt)			0.090		⁴⁾
Zuckerrüben (Reifungsstadium, z.T. gehackt)			0.120		⁴⁾
Wintergetreide (Reifestadium, engständig)			0.400		⁴⁾
Mais (Saat bis Reifestadium)		0.015	0.042	0.145	⁵⁾
Zuckerrüben (Saat bis Reifestadium)		0.019	0.036	0.123	⁵⁾
Sattbeetbereitung (geeggt), verschlämmt		0.015	0.037	0.074	⁵⁾
Getreide Aufgangsstadium, verschlämmt		0.010	0.026	0.050	⁵⁾
frisch bearbeitetes Feld, (Kettenrauheit im Gefälle)	< 4 cm	0.010	0.030	0.067	⁵⁾
	4 - 8 cm	0.012	0.036	0.123	⁵⁾
	8 - 12 cm	0.020	0.059	0.190	⁵⁾

5.4.7 Anfangsbedingung

Wie bereits begründet (Abschnitt 5.1), wurden für die Gebietssimulationen die feuchten Jahre 1994 und 1995 verwendet. Zweckmäßigerweise läßt man dabei die Berechnung im Frühjahr beginnen, da dann (nach der relativ verdunstungsarmen Winterzeit) von einer verhältnismäßig homogenen Bodenfeuchteverteilung ausgegangen werden kann; diese Anfangsbedingung für den Gebietszustand wurde entsprechend dem in Abschnitt 5.3.4 dargestellten und begründeten Verfahren durch eine mehrjährige Vorsimulation ohne Verdunstung und mit konstanter Beregnungsintensität von 250 mm/Jahr gewonnen (Abb. 5.19a). Sie zeigt deutlich das Muster der Bodenartenverteilung und ist mit den im Anhang B.5 dargestellten Meßwerten (Abb. B.7) im Rahmen der Meßgenauigkeiten vereinbar. Die Plausibilität der Annahme dieser Bodenfeuchteverteilung als Anfangsbedingung für die Situation im Frühjahr (d.h. 21.4.) wird durch die im Abschnitt 5.4.8 vorgestellten Simulationsergebnisse einer Jahresperiode (21.4.1994 - 21.5.1995) unterstützt. Darauf vorgreifend ist in Abbildung 5.19b zu Vergleichzwecken die nach einjähriger Simulation unter gemessenen Randbedingungen erzielte Bodenfeuchteverteilung dargestellt.

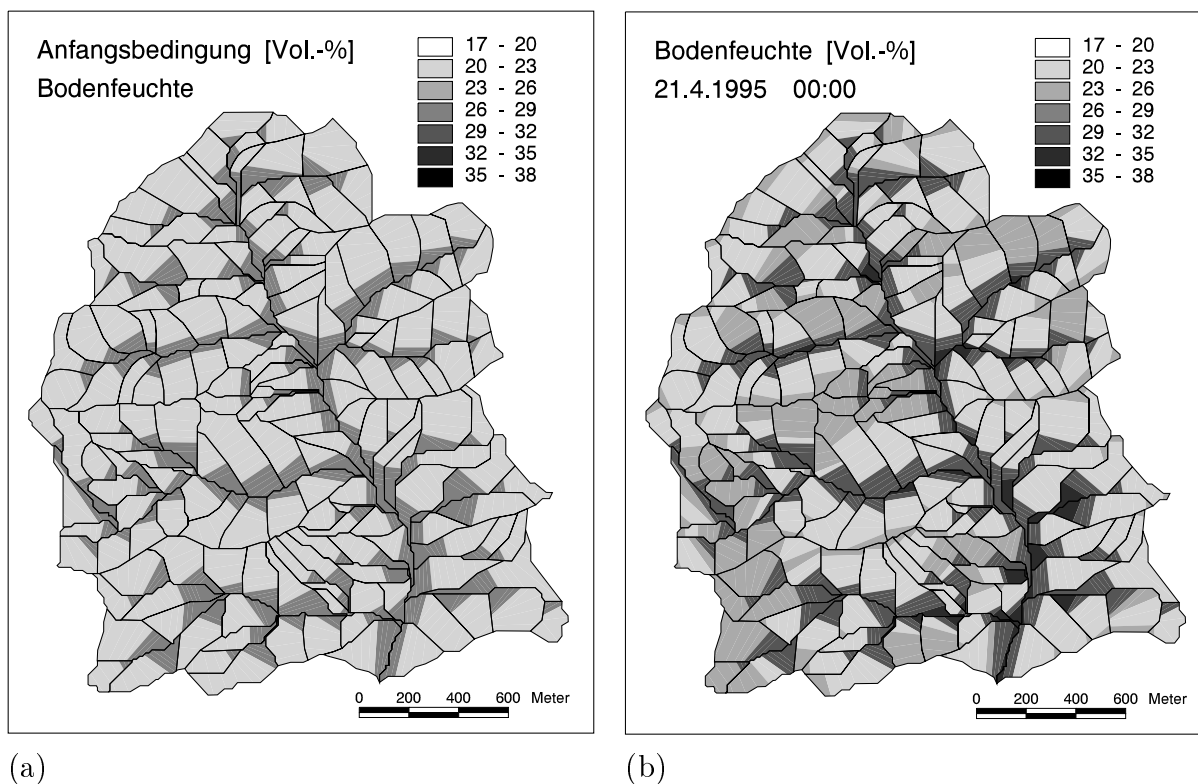


Abb. 5.19: Bodenfeuchteverteilungen im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen: (a) Als Anfangsbedingung im Frühjahr (21.4.) verwendetes Ergebnis einer mehrjährigen Vorsimulation mit konstanter Beregnungsintensität von 250 mm/Jahr, (b) Bodenfeuchteverteilung am 21.4.1995 nach einjähriger Simulation unter realen Randbedingungen ausgehend von (a)

5.4.8 Simulationsergebnisse und Modellanpassung

Sowohl hinsichtlich der Abbildung der Prozesse als auch der zeitlichen und räumlichen Variabilität der System- und Umweltparameter ist nun mit erheblichem Aufwand ein weitgehend durchstrukturiertes Modell des Einzugsgebiets entstanden. Seine direkten "Bausteine" Hang und Entwässerungsnetz wurden bereits exemplarisch untersucht. In der Modellhierarchie tieferstehende "Grundbausteine" des Hangmodells wurden größtenteils bereits anderweitig überprüft (z.B. BRONSTERT, 1994; KOLLE, 1997), teilweise jedoch auch verfeinert (Erweiterung für gesättigte Verhältnisse) oder aber auch bereits wieder vereinfacht, wo dies zulässig und zweckmäßig erschien (Makroporenmodell).

Die zunächst zu untersuchende Frage lautet nun, ob die Summe der Einzelteile das Ganze genügend genau beschreiben kann, und zwar das integrale Verhalten ebenso wie die innere Verteilung von Zustandsgrößen.

Das Problem dabei ist die schon am Hang deutlich gewordene Schwierigkeit, anhand von im Verhältnis zu den berechneten Daten nur sehr wenigen Meßdaten "Beweise" anzutreten. Im Grunde kann man nur von einer "Plausibilisierung" sprechen (vgl. hierzu auch Abschnitt 5.2).

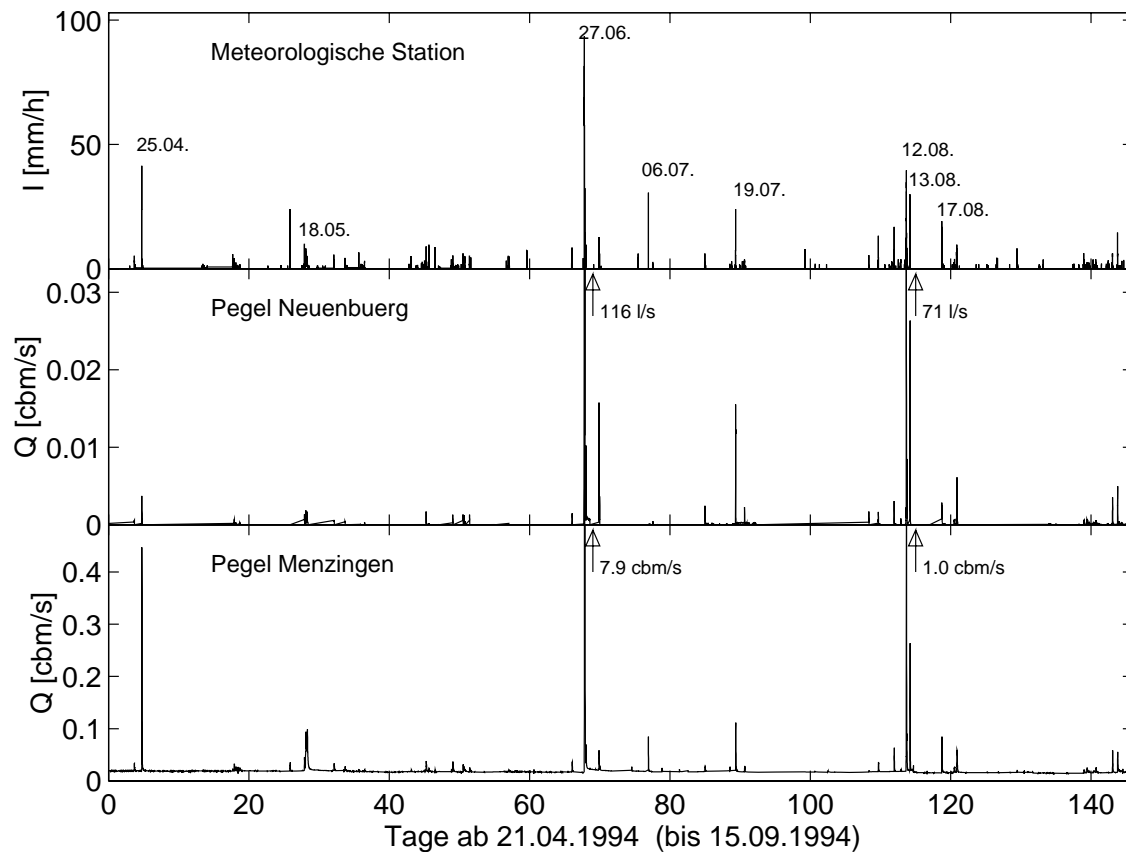


Abb. 5.20: Gemessene Niederschlag-Abfluß-Zeitreihen im Sommer 1994

5.4.8.1 Abflußganglinien

Zunächst wurde die Gebietswasserdynamik innerhalb der Periode vom 21.4.-15.9.1994 simuliert. Abbildung 5.20 zeigt für diese Periode in einer Übersicht den gemessenen Niederschlag an der meteorologischen Meßstation sowie die Abflußzeitreihe am inneren Pegel Neuenbürg und am Gebietsauslaß (Pegel Menzingen).

Die abflußwirksamsten Ereignisse sind mit dem Datum gekennzeichnet. Vorsimulationen (s. Abschnitt 4.2.2) haben in Übereinstimmung mit Ergebnissen von BRONSTERT (1994) und MERZ (1996) die große Sensitivität der Makroporosität für die Oberflächenabflußgenerierung gezeigt (vgl. auch Abschnitt 5.4.9). Entsprechend wurde diese Größe auch hier zu Kalibrierungszwecken herangezogen und zwar derart, daß einerseits die hangabwärts zunehmende relative Verteilung der Makroporositätsfaktoren (Abb. 5.16) erhalten blieb und andererseits das größte beobachtete Ereignis am 27.6.1994 (Abflußbeiwert 11-12%) ausgehend vom Anfangszustand am 21.4.1994 möglichst gut angepaßt wurde. Das nach der Anpassung erzielte Ergebnis für diesen Tag ist in Abbildung 5.21 dargestellt.

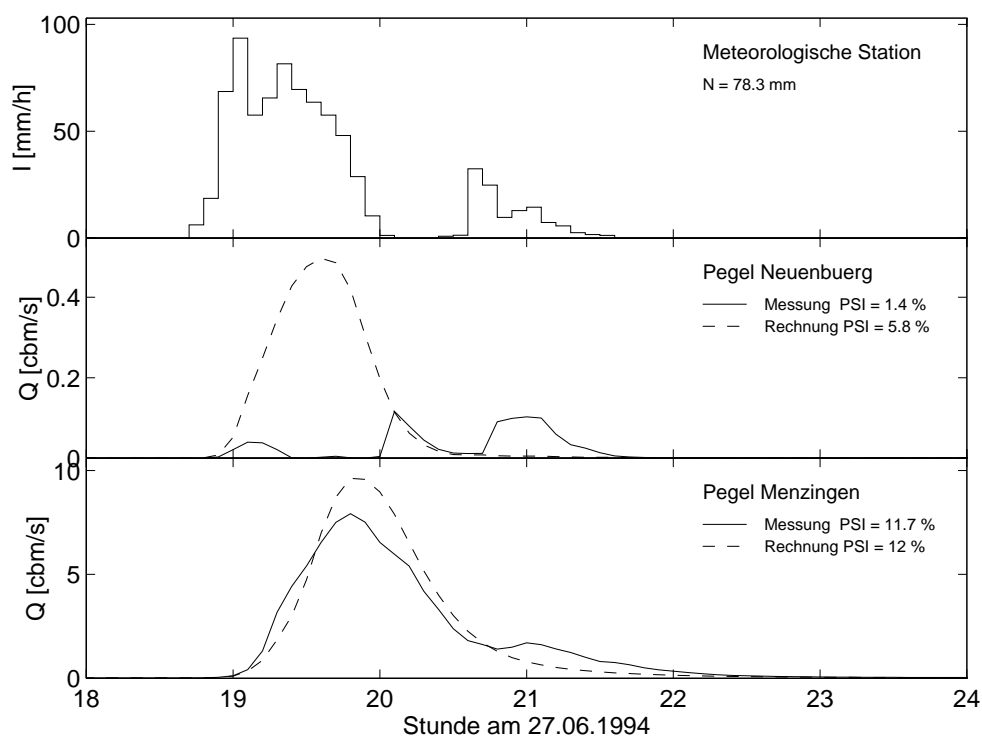


Abb. 5.21: Gemessene und simulierte Abflußganglinien am 27.6.1994

Bei diesem extremen Niederschlagsereignis wurde der Pegel Neuenbürg (Bildmitte) nach Schätzungen des Pegelbetreuers zu mehr als 90% umströmt. Mit der Simulation kann der Teilgebietsabfluß nun sehr plausibel rekonstruiert werden.

Das Modell liefert aber noch weitere und detailliertere Aussagen über den für oberflächige Stofftransportbetrachtungen sehr wichtigen Wassertransport, bei deren Präsentation man allerdings an die Grenzen der Darstellbarkeit stößt (und idealerweise Computeranimationen verwenden sollte). Beispielhaft zeigt Abbildung 5.22 die Einhüllende der berechneten Abflußganglinien am Fuß aller 169 Hänge, während Abbildung 5.23 die zeitliche Entwicklung der berechneten Fließtiefen (die momentane Tiefe des Wasserfilms unter Annahme von Schichtabfluß) auf der Einzugsgebietsfläche illustriert. (Die Abbildung wird im Zusammenhang mit räumlichen Wasserbilanzen in Abschnitt 5.4.8.3 noch eingehender diskutiert werden.)

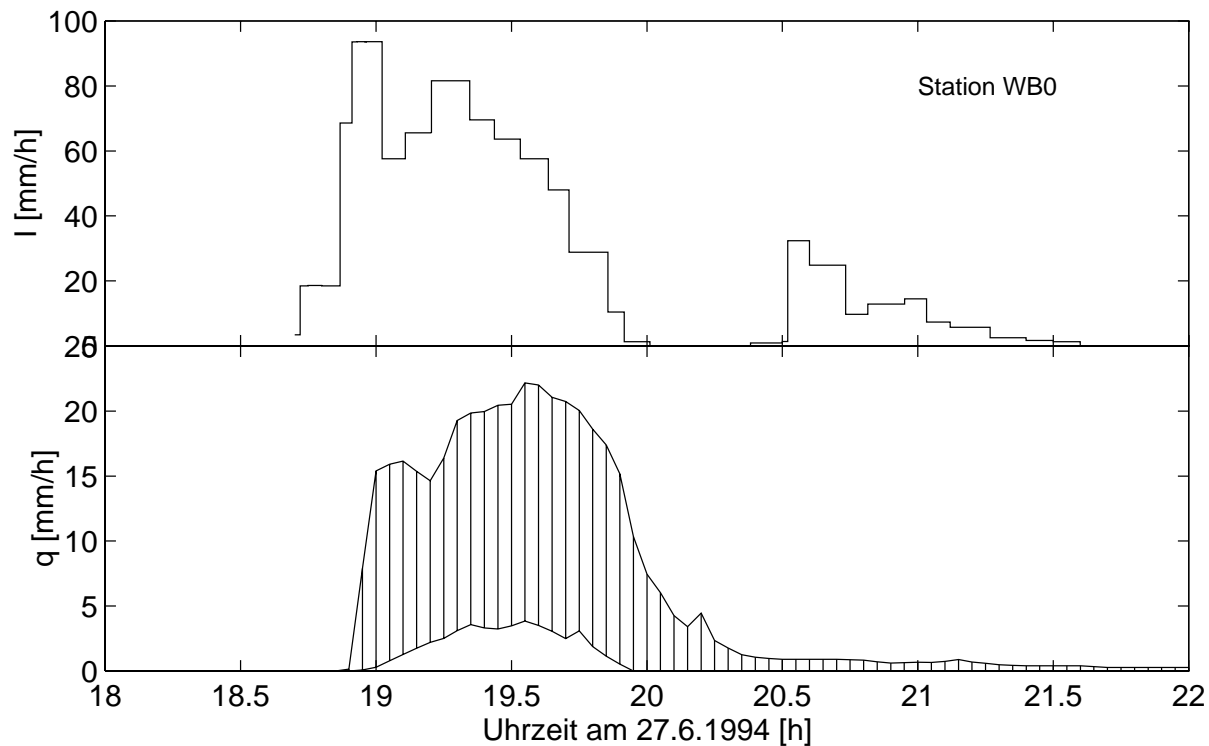


Abb. 5.22: Einhüllende der berechneten Abflußganglinien von 169 Hängen

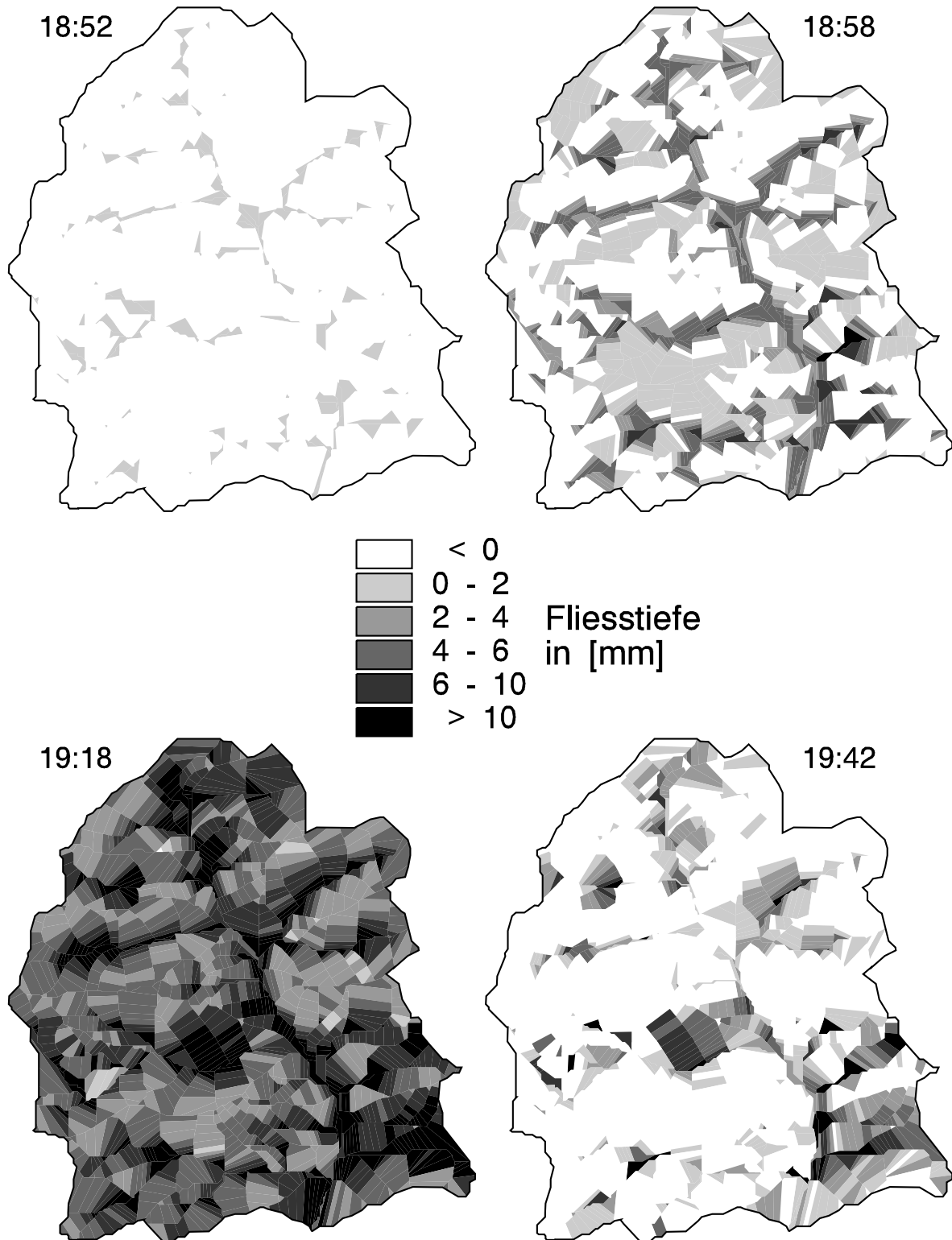


Abb. 5.23: Zeitliche Entwicklung der simulierten Fließtiefen im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen am 27.6.1994 (Niederschlagsbeginn um 18:40 Uhr, vgl. Abb. 5.21 und 5.22)

Inwiefern ist das Modell nun in der Lage, weitere Ereignisse ohne erneute Kalibrierung zu simulieren? Tabelle 5.11 listet zusammenfassende Kenndaten der Ereignisse mit den höchsten Abflüssen am Pegel Menzingen in der betrachteten Periode auf, ohne daß dabei Modellparameter noch verändert worden wären.

Tab. 5.11: Kenngrößen der gemessenen und simulierten Niederschlag-Abfluß-Ereignisse 1994 (N : Niederschlagshöhe, A : Abflußhöhe, ψ_a : Abflußbeiwert, Q_{max} : Abflußscheitelwert)

Datum Integrationszeit: Startzeit Dauer		N [mm]	Pegel Menzingen			Pegel Neuenbürg		
			A [mm]	ψ [%]	Q_{max} [l/s]	A [mm]	ψ [%]	Q_{max} [l/s]
25.04.1994 17:00 3 h	Mess.	17.0	0.26	1.5	447	0.02	0.1	4
	Rech.		0.16	1.0	149	0.04	0.2	6
18.05.1994 20:00 22 h	Mess.	33.4	0.51	1.5	99	0.04	0.1	2
	Rech.		0.30	0.9	62	0.06	0.2	2
27.06.1994 18:00 6 h	Mess.	78.3	9.14	11.7	7920	*1.11	*1.4	*116
	Rech.		9.37	12.0	9624	4.51	5.8	497
06.07.1994 21:30 3.5 h	Mess.	5.7	0.03	0.5	85	0	0	0
	Rech.		0.05	0.9	51	0.01	0.2	4
19.07.1994 7:00 5 h	Mess.	11.9	0.08	0.7	112	0.15	1.2	16
	Rech.		0.12	1.0	97	0.03	0.2	4
12.08.1994 14:00 6 h	Mess.	41.8	0.98	2.4	997	0.57	1.4	71
	Rech.		0.92	2.2	676	0.35	0.8	49
13.08.1994 4:00 4 h	Mess.	8.6	0.19	2.2	264	0.11	1.2	26
	Rech.		0.09	1.0	73	0.02	0.2	4
17.08.1994 16:30 5.5 h	Mess.	10.0	0.08	0.8	85	0.01	0.0	3
	Rech.		0.10	1.0	74	0.02	0.2	3

* bekannte Fehlmessung
Berechnungsbeginn für alle Ereignisse: 21.4.1994

Zunächst fällt auf, daß der berechnete Abflußbeiwert der meisten Ereignisse am Pegel Menzingen um 1% und am Pegel Neuenbürg um 0.2% liegt und damit sehr klein ist. Die berechneten Abflüsse stammen in diesen Fällen ausschließlich von den befestigten Wegen, die genau den entsprechenden Flächenanteil haben. Abbildung 5.24 stellt beispielhaft eines dieser Ereignisse dar. (Die rechteckige Form der berechneten Abflußganglinie am Pegel Neuenbürg reflektiert dabei die Genauigkeit der Programmausgaben mit einer Auflösung von 1 l/s.)

Das zweithöchste Ereignis im Sommer 1994 (12.8.) führt an beiden Pegeln zu guten Übereinstimmungen der Ereigniskenngrößen, nicht aber des zeitlichen Verlaufs. Es ist in Abbildung 5.36 in Abschnitt 5.4.9 wiedergegeben. Dort wird im Zusammenhang mit dem Einfluß der Niederschlagsverteilung begründet, daß dies im wesentlichen *kein* Effekt des Gerinneteilmmodells ist.

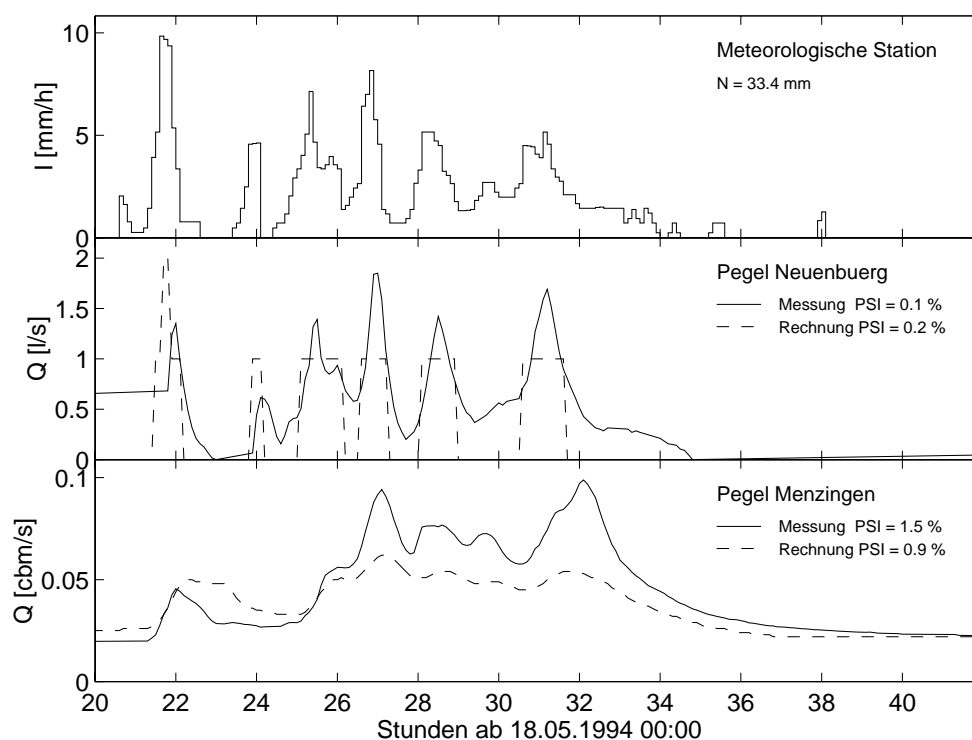


Abb. 5.24: Gemessene und simulierte Abflußanglinien am 18. und 19.5.1994. Der simulierte Abfluß ist ausschließlich auf Straßenabfluß zurückzuführen.

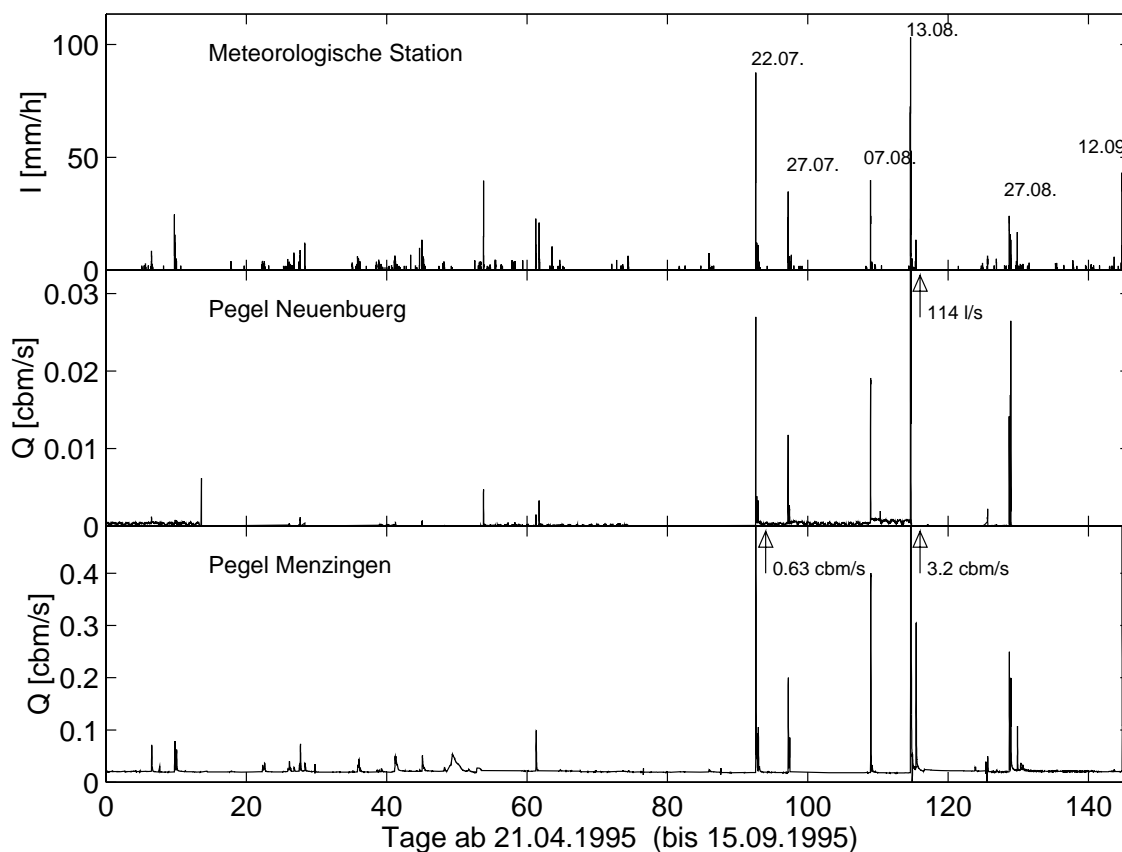


Abb. 5.25: Gemessene Niederschlag-Abfluß-Zeitreihen im Sommer 1995

Können nun auch die Abflüsse anderer Jahre simuliert werden? Um diese Frage zu beantworten, wurde das Modell mit unveränderten Parametern für eine genau ein Jahr spätere Periode (21.4.-15.9.1995) und damit veränderter Landnutzung (Abb. 5.18b) eingesetzt. Abbildung 5.25 zeigt wieder eine Übersicht der gemessenen Niederschlag-Abfluß-Zeitreihen.

Für die Simulation wurde dieselbe Anfangsbedingung wie 1994 verwendet, was in Anbetracht der feuchten Periode 1994/95 gerechtfertigt schien. Auch eine später noch vorgenommene kontinuierliche Berechnung der gesamten Perioden 21.4.1994 - 15.9.1995 ergab praktisch unveränderte Ergebnisse für die in Tabelle 5.12 zusammengefaßten Kenngrößen der Ereignisse im Sommer 1995.

Der bereits in Abbildung 5.19 dargestellte Vergleich zwischen simulierter und angenommener Bodenfeuchteverteilung am 21.4. macht dieses Ergebnis verständlich, da die beiden Bodenfeuchteverteilungen nicht gravierend voneinander abweichen. Darüberhinaus wird der Einfluß der Anfangsbedingung am 21.4. während der über zwei Monate andauernden niederschlagsarmen Zeit von der atmosphärischen Randbedingung gewissermaßen "überschrieben".

Tab. 5.12: Kenngrößen der gemessenen und simulierten Niederschlag-Abfluß-Ereignisse 1995 (N : Niederschlagshöhe, A : Abflußhöhe, ψ_a : Abflußbeiwert, Q_{max} : Abflußscheitelwert)

Datum Integrationszeit: Startzeit Dauer		N [mm]	Pegel Menzingen			Pegel Neuenbürg		
			A [mm]	ψ [%]	Q_{max} [l/s]	A [mm]	ψ [%]	Q_{max} [l/s]
22.07.1995 13:00 4 h	Mess.	32.1	0.43	1.4	627	0.09	0.3	27
	Rech.		1.92	6.0	2245	1.10	3.4	272
27.07.1995 4:00 3.2 h	Mess.	16.4	0.18	1.1	200	0.06	0.4	12
	Rech.		0.14	0.9	139	0.04	0.2	6
07.08.1995 22:00 3 h	Mess.	24.0	0.39	1.6	400	0.15	0.6	19
	Rech.		0.26	1.1	254	0.10	0.4	11
13.08.1995 14:00 5 h	Mess.	73.6	5.15	7.0	3166	1.10	1.5	114
	Rech.		6.15	8.4	5802	3.72	5.1	504
14.08.1995 9:00 5 h	Mess.	9.6	0.32	3.3	305	0	0	0
	Rech.		0.09	1.0	74	0.02	0.2	2
27.08.1995 16:30 4 h	Mess.	14.2	0.18	1.3	250	0.07	0.5	14
	Rech.		0.13	1.0	104	0.03	0.2	4
27.08.1995 20:00 6 h	Mess.	15.2	0.32	2.1	200	0.22	1.5	27
	Rech.		0.14	0.9	89	0.04	0.2	2
12.09.1995 18:30 4.5 h	Mess.	23.3	0.43	1.9	500	0	0	0
	Rech.		0.25	1.1	164	0.05	0.2	7
13.09.1995 14:00 10 h	Mess.	17.6	0.37	2.1	180	0	0	0
	Rech.		0.18	1.0	85	0.03	0.1	2
Berechnungsbeginn für alle Ereignisse: 21.4.1995								

Wie im Jahr 1994 traten auch 1995 wieder Ereignisse mit so geringfügigen Abflußbeiwerten auf, daß ihr Abfluß in guter Näherung den befestigten Flächen zugeordnet werden kann. Der in Abbildung 5.26 dargestellte Abfluß infolge eines sehr kurzen, aber intensiven Niederschlagsereignisses am 22.7.1995 (vierthöchster Scheitelwert in der gesamten Meßperiode) wird wesentlich überschätzt ($\psi_a = 6.0$ statt gemessen 1.4% am Pegel Menzingen). Aus einer anderen Perspektive kann die Versickerung als für den Stoffeintrag in den Boden maßgebende Größe allerdings auch mit 94.0 statt gemessen 98.6% als sehr gut modelliert angesehen werden. Vermutlich ist auch hier wieder ein Effekt einer ungleichmäßigen Niederschlagsverteilung als mögliche Ursache nicht auszuschließen (s. Abschnitt 5.4.9 und Anhang B.4).

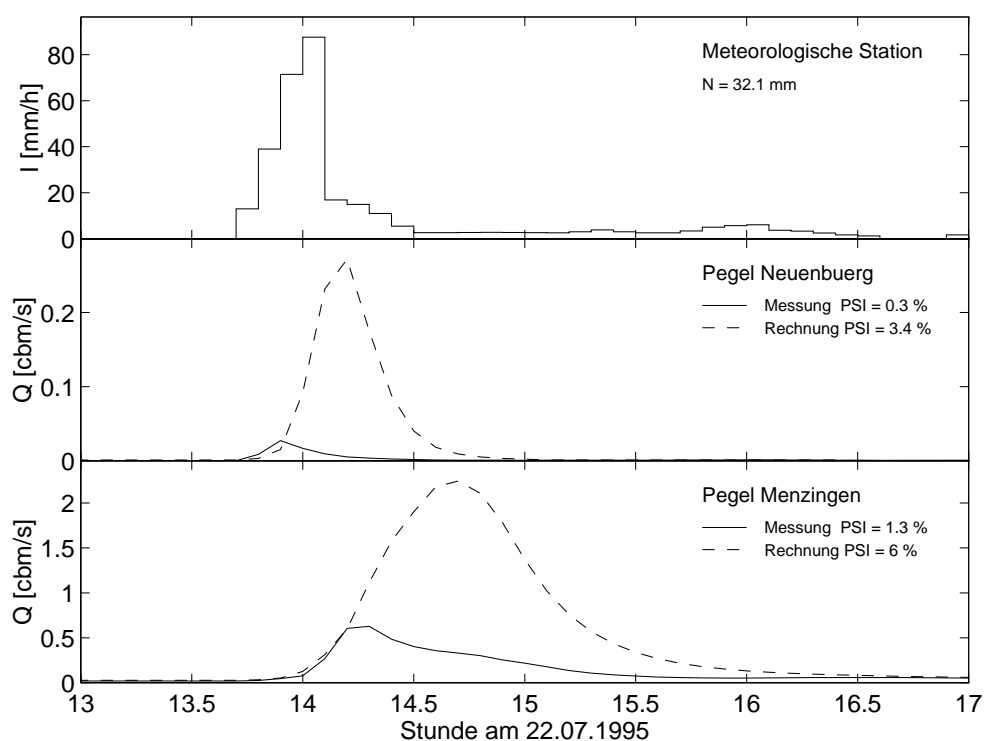


Abb. 5.26: Gemessene und simulierte Abflußganglinien am 22.7.1995

Das zweitgrößte registrierte Ereignis im Gebiet überhaupt (13.8.1995) wird vom Abflußvolumen und zeitlichen Verlauf her am Pegel Menzingen sehr gut nachgebildet, jedoch nicht so sehr bezüglich seiner Scheitelwerte (Abb. 5.27). Dabei muß im Auge behalten werden, daß es sich dabei um ein Ergebnis nach über einjähriger Simulation handelt und einmal eingestellte Gebietsparameter nicht mehr geändert wurden. (Vgl. auch die Diskussion des Einflusses der Niederschlagsintensitätsverteilung in Abschnitt 5.4.9.4.)

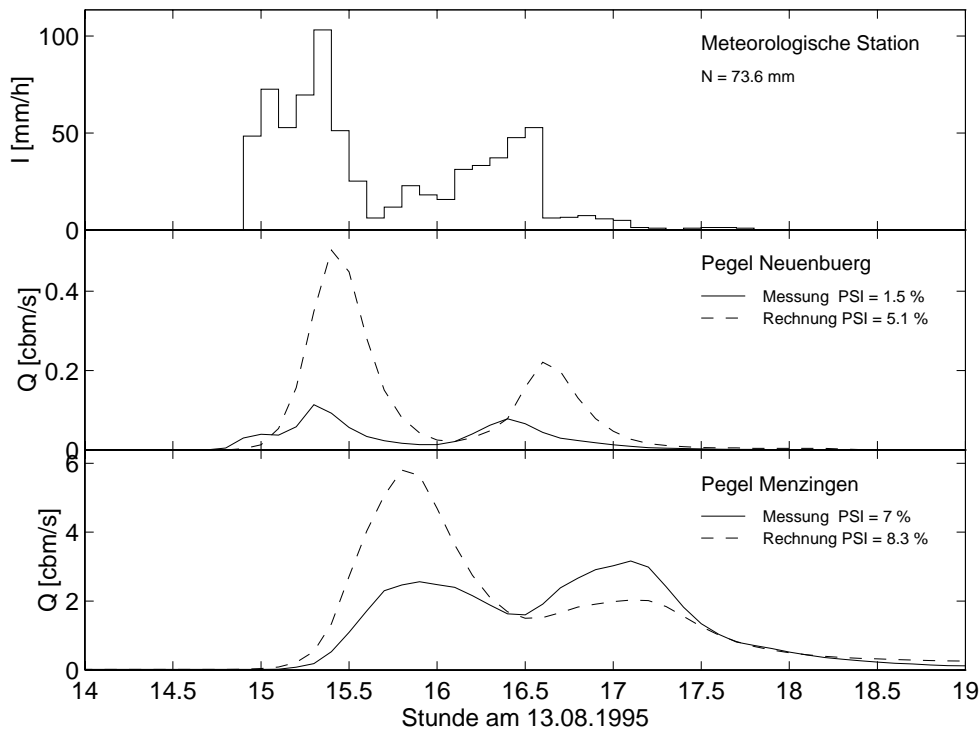


Abb. 5.27: Gemessene und simulierte Abflußganglinien am 13.8.1995

Insgesamt betrachtet ist das erstellte und angepaßte Modell offenbar in der Lage, das integrale Niederschlag-Abfluß-Verhalten des Gebiets im wesentlichen zu simulieren. Insbesondere wurde trotz sehr kleiner gemessener Abflußbeiwerte kein Abfluß infolge stärkerer Niederschlagsereignisse von der Simulation “unterschlagen”. Damit wird auch die Berechnung der internen Wasserdynamik (Verdunstung, Versickerungsgeschwindigkeiten und Teilgebietsabflüsse) plausibilisiert. Im folgenden werden die räumlichen Verteilungen dieser Größen genauer untersucht.

5.4.8.2 Bodenfeuchte

Das mit CATFLOW aufgebaute Modell des Einzugsgebiets ist auch ein Simulator der Bodenfeuchte, dessen Ergebnisse direkt mit Messungen sowie Ergebnissen geostatistischer Verfahren (LEHMANN, 1995) verglichen werden können. Am Beispiel der Verhältnisse am 27.6.1994 (kurz vor dem größten registrierten Niederschlagsereignis) wird dies im folgenden illustriert (im Anhang B.5 sind die Ergebnisse analoger Betrachtungen für den Meßtermin 2.5.1994 zusammengestellt).

Abbildung 5.28 zeigt zunächst alle am 27.6.1994 in der obersten Bodenschicht (0-15 cm) gemessenen Bodenfeuchtwerte. Es ist leicht einzusehen, wie schwierig es ist, von diesen wenigen Meßpunkten auf eine flächendeckende Feuchteverteilung zu schließen. Entsprechend wurde bereits in Abschnitt 5.3.4 begründet, weshalb Anfangsbedingungen für die Simulation (Abb. 5.19a) bevorzugt durch Vorsimulation anstatt aus Meßdaten bzw. deren Interpolation gewonnen wurden.

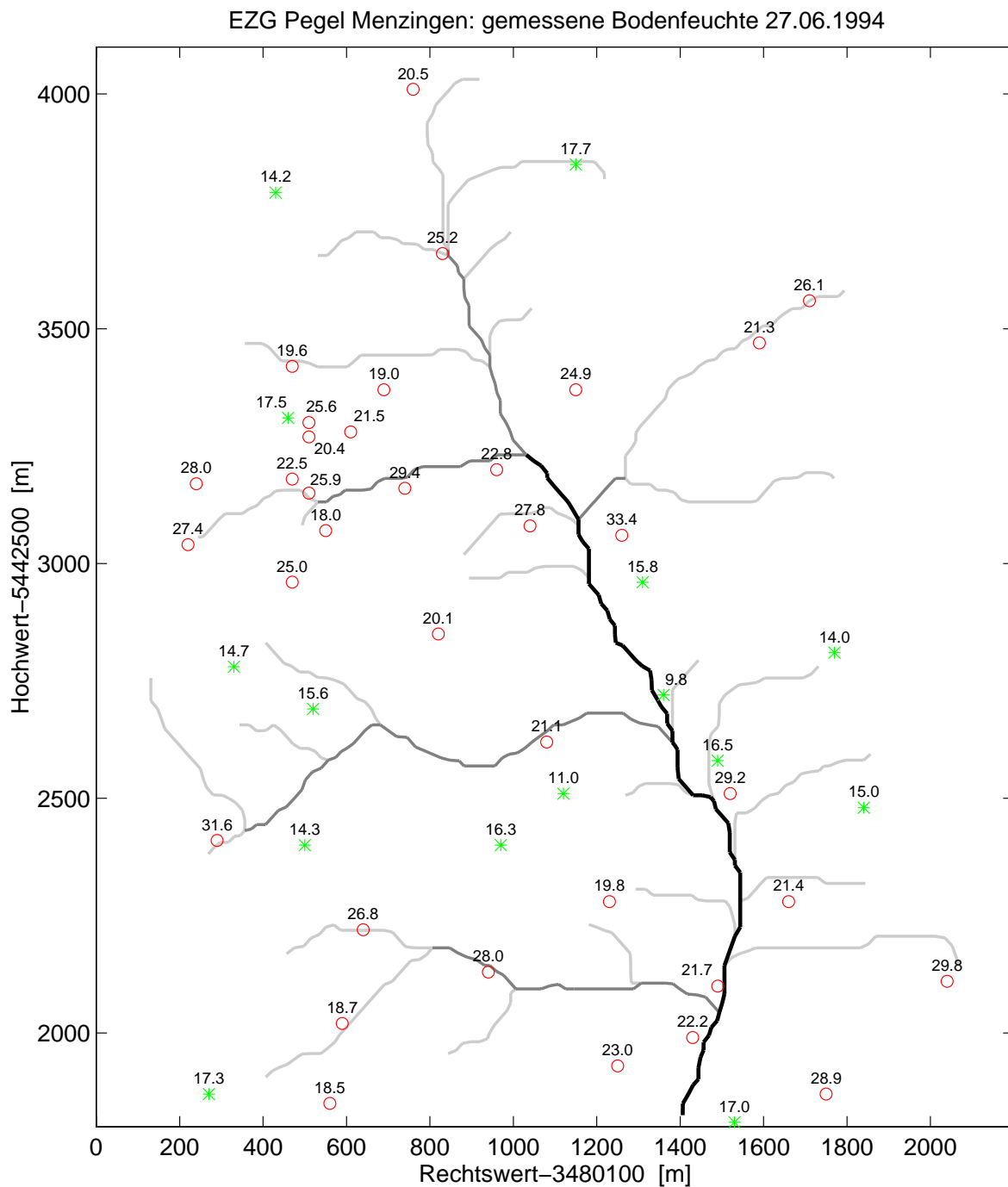
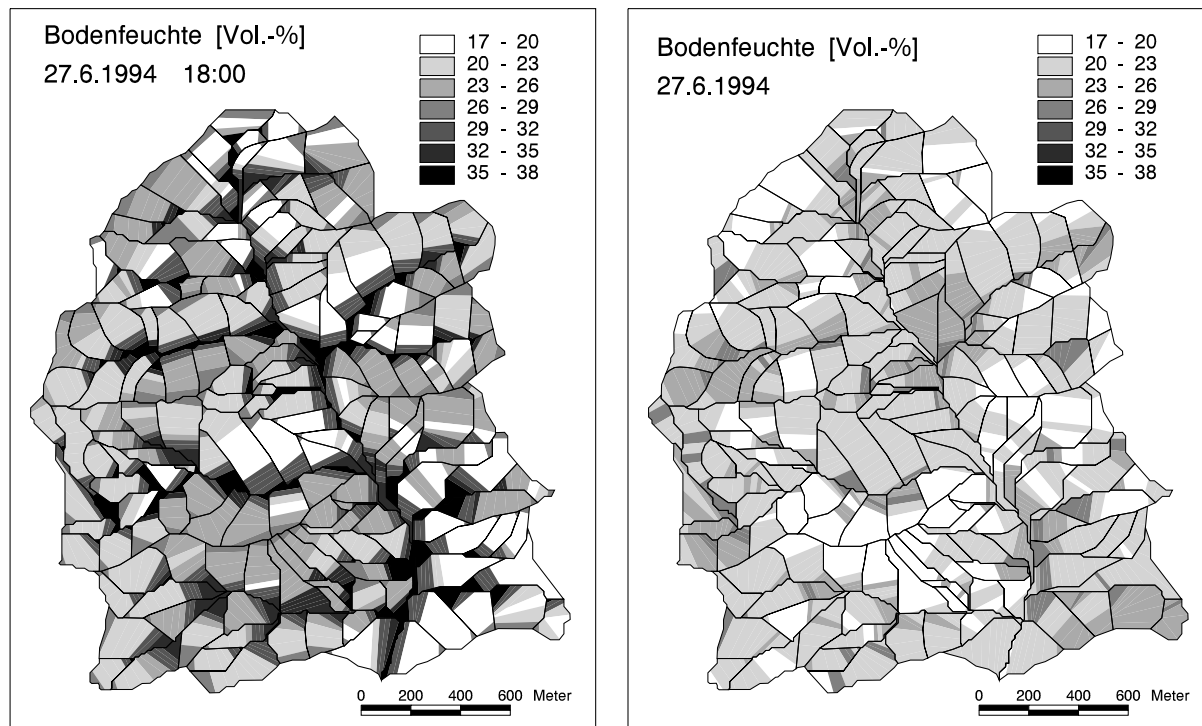


Abb. 5.28: Gemessene Bodenfeuchten am 27.6.1994 in der Bodenschicht 0-15 cm (mit * gekennzeichnete Werte sind kleiner als 18 Vol.-%)

Der Meßfehler der TDR-Sonden von bis zu 4-5 Vol.-% (vgl. Abschnitt 5.3.4) entspricht bei 15 cm Schichtdicke bereits einer Wassermenge von 6-7.5 mm und liegt damit in der Größenordnung des höchsten im siebenjährigen Untersuchungszeitraum überhaupt gemessenen Gebietsabflusses (9 mm, vgl. Tab. 5.11). Weiterhin entspricht das Meßvolumen (Stützung, s. Abb. 3.8) einer TDR-Messung nur dem Volumen eines Zylinders mit etwa

10-20 cm Durchmesser und ist damit nicht notwendigerweise repräsentativ für ein größeres Flächenstück (etwa die diskreten Elemente des Simulationsmodells), wie LEHMANN (1995) beispielhaft belegt. Am 15.8.1994 stellte er auf einer $10 \times 10 \text{ m}^2$ großen Fläche im Teileinzugsgebiet Neuenbürg (Abb 5.2) unter 30 über die Tiefe 0-30 cm integrierten Meßwerten eine Spannweite von 26-33 Vol.-% fest⁴. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen auch RAJKAI & RYDÉN (1992). Schließlich muß auch beachtet werden, daß Bodenfeuchtwerte ohne Kenntnis der Bodenart am Meßpunkt und ohne Abbildung dieser Bodenart im Modell nicht aussagekräftig und ggf. sogar irreführend sein können, wie die Diskussion des Einflusses der Paläobodenschichten in Abschnitt 5.3.6 belegt.

Die Meßwerte (Abb. 5.28) können nun einerseits mit den Simulationsergebnissen (Abb. 5.29a) und andererseits mit einer aus den Meßwerten für die diskreten Oberflächenelemente des Simulationsmodells (Abb. 5.13) interpolierten Bodenfeuchteverteilung (Abb. 5.29b) verglichen werden.



(a) simuliert

(b) interpoliert (Kriging)

Abb. 5.29: Verteilung der Bodenfeuchten am 27.6.1994 in der obersten Bodenschicht

Die beiden Bilder zeigen verhältnismäßig wenig Übereinstimmung, was ebenso auf die in Abbildung B.8 (im Anhang) dargestellten Ergebnisse für den 2.5.1994 zutrifft. Hingegen ermöglicht der direkte Vergleich der Bilder mit den Meßwerten (Abb 5.28 und B.7) eine gewisse Plausibilisierung des Simulationsergebnisses unter Berücksichtigung der zuvor gemachten Einschränkungen für die Qualität und Aussagekraft dieser Meßwerte.

⁴Diese Spannweite liegt andererseits jedoch auch noch im Fehlerbereich einer TDR-Messung (4-5 Vol.-%)

Die Argumentation dieser Arbeit geht daher dahin, den geostatistischen Interpolationsverfahren bei der vorliegenden Datenlage zumindest ebenso kritisch gegenüberzustehen wie der Simulation. Im folgenden soll dies näher belegt werden.

Die Interpolation wurde mit Hilfe des von LEHMANN (1995, S.163) für das Weiherbachgebiet empfohlenen Bayes-Markov-Updating durchgeführt (in Zusammenarbeit mit BECKER, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe). Dabei handelt es sich um eine Indikator-Kriging-Methode unter Zuhilfenahme von prior-Informationen, hier der Landnutzungsmuster (Abb. 5.17 und 5.18) und des kombinierten topographischen Geländeindex $\ln(a/tg\beta) \cdot \phi'$ (Abb. 5.30).

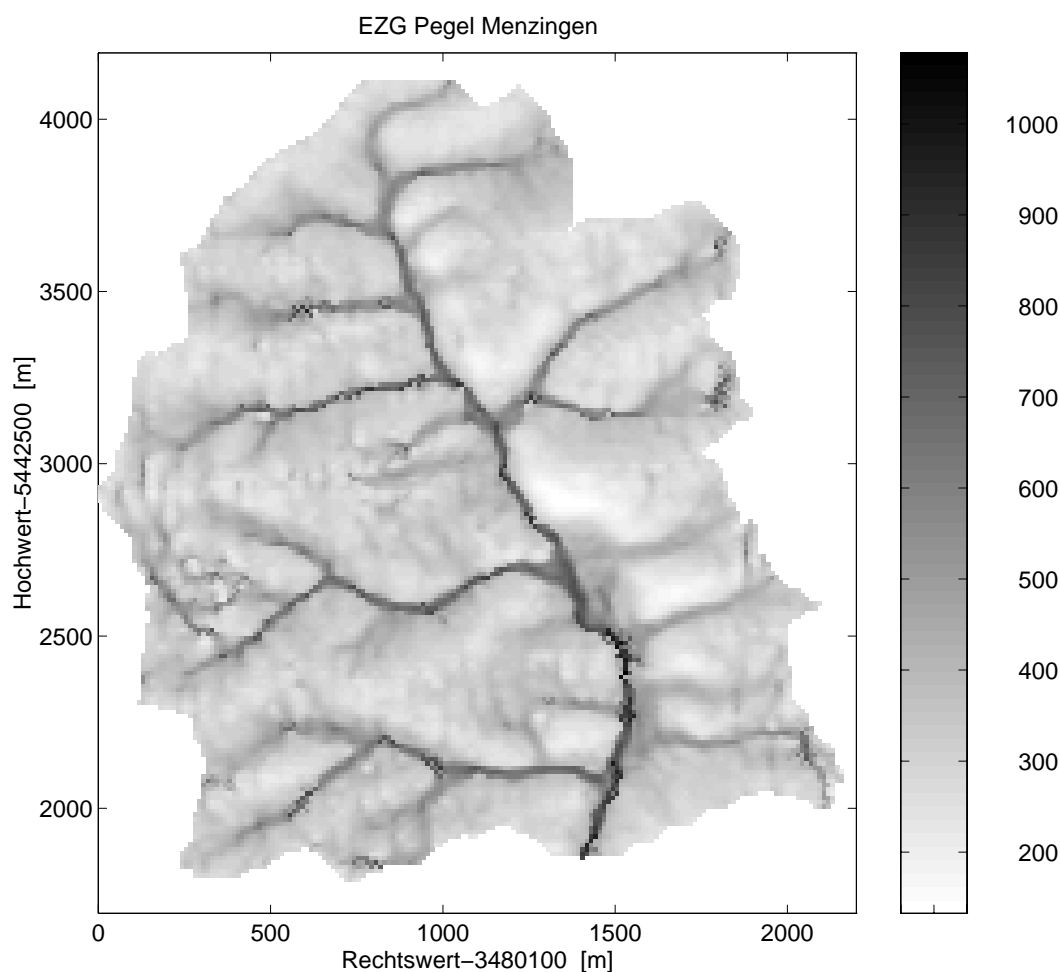


Abb. 5.30: Topographischer Geländeindex $\ln(a/tg\beta) \cdot \phi'$

Bei $\ln(a/tg\beta)$ handelt es sich um einen von BEVEN & KIRKBY (1979) eingeführten Index auf Basis der spezifischen Einzugsgebietsfläche a eines Punktes und des Geländeneigungswinkels β an diesem Punkt (vgl. auch Abschnitt 3.6). Der Winkel ϕ' dagegen ist ein Maß für die potentielle tägliche Sonnenstrahlung auf einen Punkt und wird auch als "äquivalente geographische Breite" bezeichnet (DINGMAN, 1993, S.535).

Unter Berücksichtigung der Geländeneigung β , der Exposition A_z (auch: Azimut) und des Breitengrads ϕ_1 entspricht ϕ' dem Breitengrad, auf dem eine ebene Fläche potentiell die gleiche Sonnenenergie erhält wie die geneigte Fläche bei ϕ_1 .

$$\sin \phi' = \sin \beta \cdot \cos A_z \cdot \cos \phi_1 + \cos \beta \cdot \sin \phi_1 \quad (5.1)$$

Der Index $\ln(a/tg\beta) \cdot \phi'$ kann in humiden Gebieten, in denen das Konzept der vorfluternahen beitragenden Flächen anwendbar ist (Abschnitt 3.3), gelegentlich die Verteilung der Bodenfeuchte qualitativ widerspiegeln; in semi-humiden Einzugsgebieten (wie dem des Pegels Menzingen) trifft dies hingegen nicht ohne weiteres zu⁵. (Hier dominiert die Abflusstehung nach HORTON, d.h. infolge von Infiltrationsüberschuß, vgl. Diskussion in Abschnitt 5.1).

Erwartungsgemäß unterscheidet sich daher das Ergebnis der Interpolation (Abb. 5.29b) zum Teil beträchtlich von der simulierten Verteilung in Abbildung 5.29a. Zusätzlich zu den weiter oben gemachten Einschränkungen für die Punktwerte soll daher im folgenden die Zulässigkeit der getroffenen impliziten Annahmen bei der Interpolation diskutiert werden.

Ein Problem besteht zunächst in der Bestimmung des Variogramms der Bodenfeuchte, das maßgeblich die Formfunktion der Interpolation beeinflusst. Im Grunde muß das Variogramm für jeden Meßtermin und jede Meßtiefe aus den spärlichen Meßdaten geschätzt werden. Hier wurde stattdessen das von LEHMANN (1995, S.80ff) ermittelte mittlere Variogramm verwendet.

Weiterhin muß überprüft werden, ob der postulierte Zusammenhang mit den Hilfsvariablen realistisch ist. Zur Klärung dieser Frage sind nach ISAAKS & SRIVASTAVA (1989) die untersuchten Daten zunächst immer gegeneinander aufzutragen ("scatter-plot"), wie in Abbildung 5.31 gezeigt; wie man sieht, läßt sich kein Zusammenhang zwischen Bodenfeuchtemeßwerten und dem topographischen Index erkennen.

Die in Tabelle 5.13 wiedergegebene Statistik der gemessenen Bodenfeuchten in einzelnen Landnutzungsklassen hingegen legt gewisse Zusammenhänge zwischen Landnutzung und Bodenfeuchte nahe. Am deutlichsten wird das für die (allerdings auf sehr kleinen Stichproben basierenden) Auswertungen der Rüben- und Sonnenblumenklasse. (Zur Durchführung der Interpolation mußten diese beiden Klassen daher auch der BMU-Klasse II zugeschlagen werden, vgl. Tab 5.13.) Nach längeren Verdunstungsperioden im Sommer kommt es offenbar zu einer deutlichen Differenzierung der Bodenfeuchte und damit u.U. der Abflußbereitschaft infolge verschiedener Landnutzungen. Auch die Simulationsergebnisse zeigen dieses Verhalten. In Abbildung 5.29a sieht man jedoch sowohl den Einfluß der durch die Landnutzungsmuster geprägten Verdunstung als auch den Effekt der Bodenartenverteilung auf das Bodenfeuchtemuster. In Abschnitt 5.4.9 wird verdeutlicht, daß auch die Niederschlagsverteilung einen signifikanten Einfluß auf die Bodenfeuchteverteilung und das Abflußverhalten hat.

⁵Allerdings zeigt der Index hier jedoch eine ähnliche Struktur wie die der angenommenen Bodenartenverteilung (deren Muster dem der Anfangsbodenfeuchte in Abbildung 5.19b entspricht).

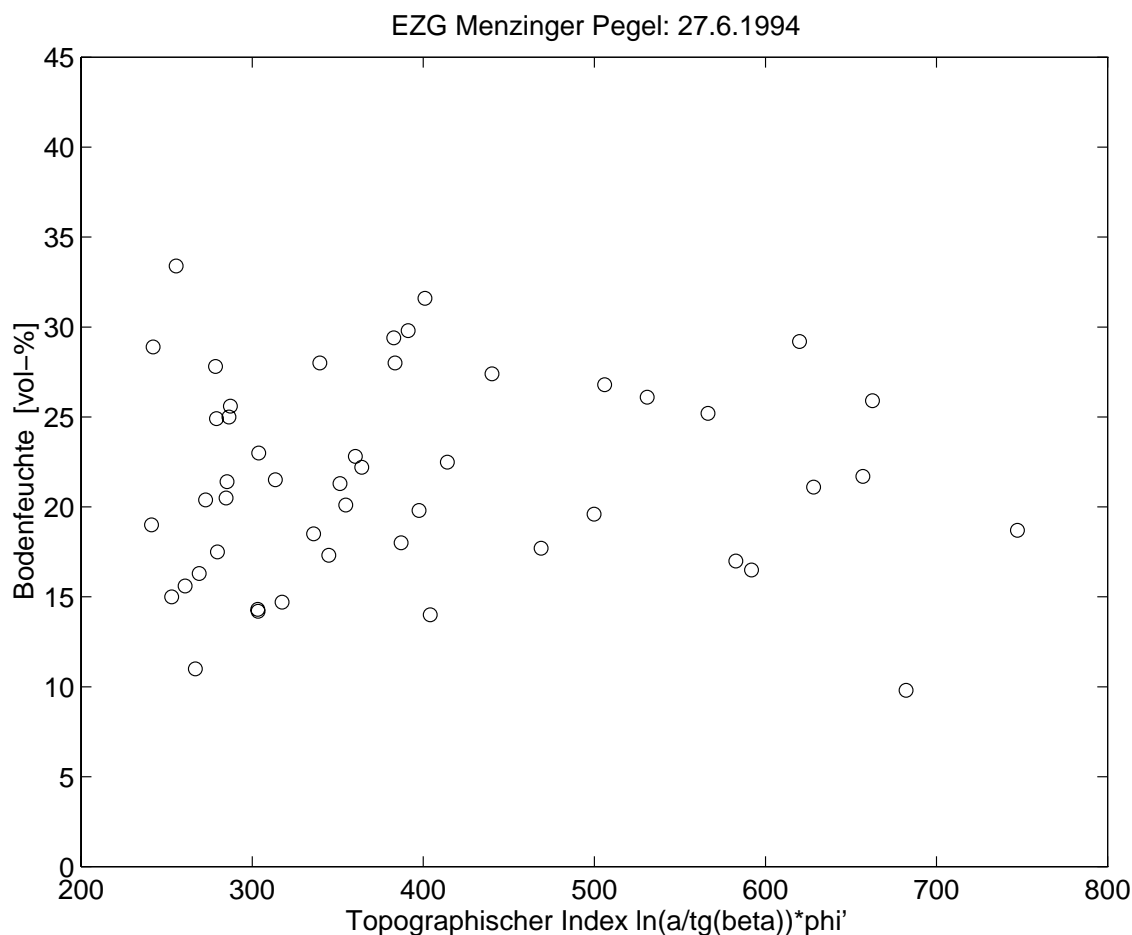


Abb. 5.31: Bodenfeuchtemeßwerte vom 27.6.1994, aufgetragen gegen die Hilfsvariable des topographischen Indexes $\ln(a/tg\beta) \cdot \phi'$

Tab. 5.13: Statistische Kenngrößen der am 27.6.1994 im gesamten Weiherbachgebiet gemessenen Bodenfeuchte, klassifiziert nach Landnutzungen (BMU-Klasse: Reklassifikation für das Bayes-Markov-Updating, n : Stichprobenumfang, $\bar{\Theta}$: Mittelwert, Θ_{med} : Medianwert, s_{Θ} : Standardabweichung, Θ_{min} : Minimalwert, Θ_{max} : Maximalwert)

Meßtag: 27.6.1994			Bodenfeuchte in [Vol.-%]				
Landnutzung	BMU-Klasse	n	$\bar{\Theta}$	$\Theta_{med} - \bar{\Theta}$	s_{Θ}	Θ_{min}	Θ_{max}
Getreide/Gemüse	I	23	23.7	1.9	5.3	13.7	31.6
Mais	II	13	22.2	-0.9	6.0	14.7	33.4
Futter-/Zuckerrüben	II	4	17.9	1.5	4.9	11.0	21.8
Sonnenblumen	II	8	16.2	-0.6	4.7	9.8	22.2
Wiese/Weide	III	20	23.8	-0.4	6.3	14.0	37.2

Offenbar können die räumlich unterschiedlich strukturierten Verteilungen zeitweilig einen ähnlich großen Einfluß auf die Bodenfeuchteverteilung und damit die Abflußbereitschaft haben. Die meisten unterliegen einem ständigen Wandel und infolgedessen ist es von vornherein nicht klar, welche Verteilung das Bodenfeuchtemuster zu einem gegebenen Zeitpunkt dominiert.

Die Bodenfeuchteverteilung wiederum ist nur eine der einflußreichen Verteilungen für das Abflußgeschehen (neben z.B. der Makroporenverteilung und der Verteilung des Niederschlags). Mit dem erstellten Modell können nun die Interaktionen zwischen den unterschiedlich verteilten Größen untersucht werden, z.B. indem die Auswirkungen einzelner Einflußfaktoren in fiktiven Szenarien isoliert betrachtet werden, wie exemplarisch in Abschnitt 5.4.9 gezeigt werden wird.

5.4.8.3 Wasserbilanzen

Das Simulationsmodell ermöglicht es ebenfalls, räumlich verteilte Wasserbilanzen des Gebiets anzugeben und auch daran die Plausibilität des Gesamtmodells zu überprüfen. Dabei lassen sich die Haupteinflußfaktoren für einzelne Terme der Wasserbilanz identifizieren und quantifizieren. Illustrierend stellt Abbildung 5.33 hangweise differenziert⁶ berechnete Terme der Wasserbilanz im Zeitraum 21.4.1994 - 21.4.1995 dar. Tabelle 5.14 führt zusammenfassend die Mittelwerte dieser Jahresbilanz auf und unterscheidet sie außerdem nach Haupt- und Zwischenfruchtperiode (21.4.-15.9.1994 und 15.9.1994 - 21.4.1995, vgl. Abb. 5.17a und 5.18a). Die Mittelwerte liegen im Rahmen der Erwartungen, wie ein Vergleich mit den bereits in Tabelle 5.3 zusammengestellten meteorologischen Eckwerten des Weiherbachgebiets verdeutlicht. Die geringe mittlere Evaporation ist dabei einerseits auf Taubildung auf den Grünlandflächen im Herbst und Winter und andererseits wahrscheinlich auf Tiefendiskretisierungseffekte des Teilmodells für Evapotranspiration zurückzuführen.

Die berechnete Grundwasserneubildung von 268 mm entspricht bei einer Einzugsgebietsfläche von $3.52 \cdot 10^6$ m² einem mittleren Fluß von etwa 30 l/s, der ca. drei- bis viermal so hoch ist wie der mittlere Basisabfluß am Pegel Menzingen (abzüglich des aus einer Tiefenbohrung stammenden Abflusses). In Übereinstimmung mit hydrogeologischen Untersuchungen (ACKERMANN, Lehrstuhl für angewandte Geologie, Universität Karlsruhe, persönliche Mitteilung 1996) verläßt offenbar ein Großteil des versickernden Wassers das

⁶Grundsätzlich sind solche Bilanzen auch feiner aufgelöst möglich, jedoch ist für die in diesem Fall noch wesentlich erhöhten Ausgabedatenmengen eine erheblich verbesserte und flexiblere Datenverwaltung der Berechnungsausgaben in Verbindung mit Massenspeichern notwendig.

Gebiet auf unterirdischem Wege, ohne erst in den Weiherbach zu gelangen.

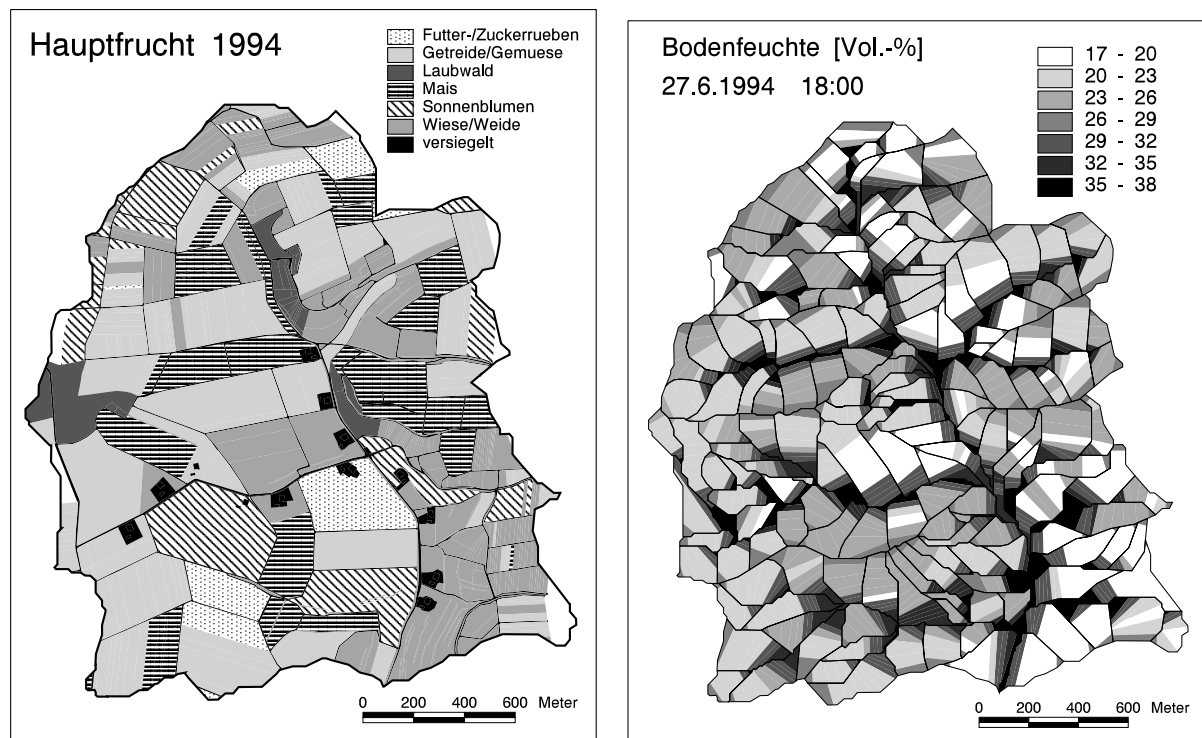
Vergleicht man die Muster der Jahresbilanzterme mit dem der in den verdunstungsstarken Sommermonaten herrschenden Landnutzungsverteilung (Abb. 5.17, aus Übersichtlichkeitsgründen nochmals in Abb. 5.32a), so zeigt sich ein prägender Einfluß der Landnutzungsklasse Grünland; im Jahresmittel sind hier Transpiration und Interzeptionsverdunstung hoch, während Evaporation und Grundwasserneubildung relativ niedrig ausfallen. Das erscheint in der Tendenz auch plausibel, da Grünland infolge ganzjähriger Bodenbedeckung über einen längeren Zeitraum verdunsten kann, wie auch “crop”-Faktoren überschlägiger Verdunstungsansätze belegen (DVWK, 1996).

Tab. 5.14: Gebietsmittelwerte simulierter räumlicher Verteilungen verschiedener Bilanzterme ($N + dS + R = E + T + IV + O + G$) für das Einzugsgebiet des Pegels Menzingen. (Diskussion der letzten Spalte der Tabelle in Abschnitt 5.4.9.)

Bilanzterm		Referenz			nur Mais
von		21.4.94	15.9.94	21.4.94	21.4.94
bis		15.9.94	21.4.95	21.4.95	21.4.95
Niederschlag	N	447	451	898	898
Transpiration	T	336	132	468	312
Evaporation	E	28	6	34	72
Interzeptionsverdunstung	IV	29	39	68	42
Grundwasserneubildung	G	50	218	268	413
Bodenspeicherdefizit	dS	-2	-56	-58	-60
Oberflächenabfluß	O	10	0	10	8
Restglied	R	8	0	8	9
Gesamtverdunstung	ETIV	393	177	570	426

Ein Blick auf die simulierte Bodenfeuchteverteilung vom 27.6.1994 in Abbildung 5.29 (aus Übersichtlichkeitsgründen nochmals in Abb. 5.32b) bestätigt die Verdunstungsmuster. Die dort gezeigte ungleichmäßige Verteilung der Bodenfeuchte stellte sich nach etwa zweimonatiger Simulation ausgehend vom in Abbildung 5.19a dargestellten Anfangszustand kurz vor dem größten Abflußereignis im Gebiet ein. Neben der erhaltenen Struktur der Bodenartverteilung ist nun auch eine Strukturkomponente der Landnutzungsverteilung im Bodenfeuchtemuster zu erkennen. Letztlich finden sich diese Strukturen auch in der in Abbildung 5.34a gezeigten Ereignisbilanz des 27.6.1994 wieder; ebenso sind sie aber auch noch für das wesentlich kleinere Abflußereignis vom 12.8.1994 prägend (Abb. 5.34b).

Es widerspricht nun allerdings etwas der Intuition, daß Grünlandflächen offenbar den größten Anteil am Oberflächenabflußvolumen liefern, zumal sie, wie die zeitliche Entwicklung der simulierten Fließtiefen in Abbildung 5.23 deutlich zeigt, mit erhöhter Rauheit abflußverzögernd wirken. Andererseits ist offenbar der zunächst infiltrationshemmende Effekt des trockeneren Bodens rechnerisch dafür verantwortlich, daß die Grünlandflächen verstärkt zum (insgesamt moderaten) Abfluß beitragen.



(a) (= Abb. 5.17a)

(b) (= Abb. 5.29a)

Abb. 5.32: Wiederholung zu Vergleichszwecken: (a) Landnutzung im Einzugsgebiet des Menzinger Pegels 1994, (b) Simulierte Bodenfeuchteverteilung am 27.6.1994 in der obersten Bodenschicht

Als Indiz für die Möglichkeit dieser Art der Abflußbildung mag aber die Tatsache dienen, daß der gegenüber der großen als Grünland ausgewiesenen Fläche gelegene Hof des Landwirts Eichinger (im zentral gelegenen Rübenacker in Abbildung 5.17a und 5.32a) am 27.6.1994 derart überströmt wurde, daß es zu großen Erosionsschäden im Rübenacker kam. Ähnliche Erfahrungen (Oberflächenabfluß von einem Wiesengrundstück am Hang hinter seinem Hof) machte der Landwirt Specht, der den dritten Hof nördlich des Pegels Menzungen (Abbildung 5.17a und 5.32a) bewohnt.

Weiterhin zeigt auch ein Blick in die Matrix der Tabelle 3.2 (erste Spalte, zweite Zeile), daß in semi-humiden Regionen (wie dem Kraichgau, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989) anthropogen beeinflusste Oberflächen besonders dann HORTON'schen Oberflächenabfluß liefern, wenn keine oder Gras-Vegetation vorliegt.

Insgesamt gesehen muß aber eingeräumt werden, daß große Unsicherheiten in der Wahl der Verdunstungsparameter für das implementierte Teilmodell von KOLLE (1997) bestehen. Insbesondere für die Landnutzungsklasse Grünland wurden bisher keine expliziten Parameteranpassungen durchgeführt. Behält man im Auge, daß es sich bei Grünland um eine Sammelklasse für eine ganze Reihe verschiedener im Anhang B.2 aufgeführter Landnutzungen handelt und die Transpiration von Grünland großen Schwankungen unterliegen kann (MENZEL, 1996), so sind die berechneten Verteilungen der Wasserbilanz zumindest mit einer gewissen Skepsis zu betrachten.

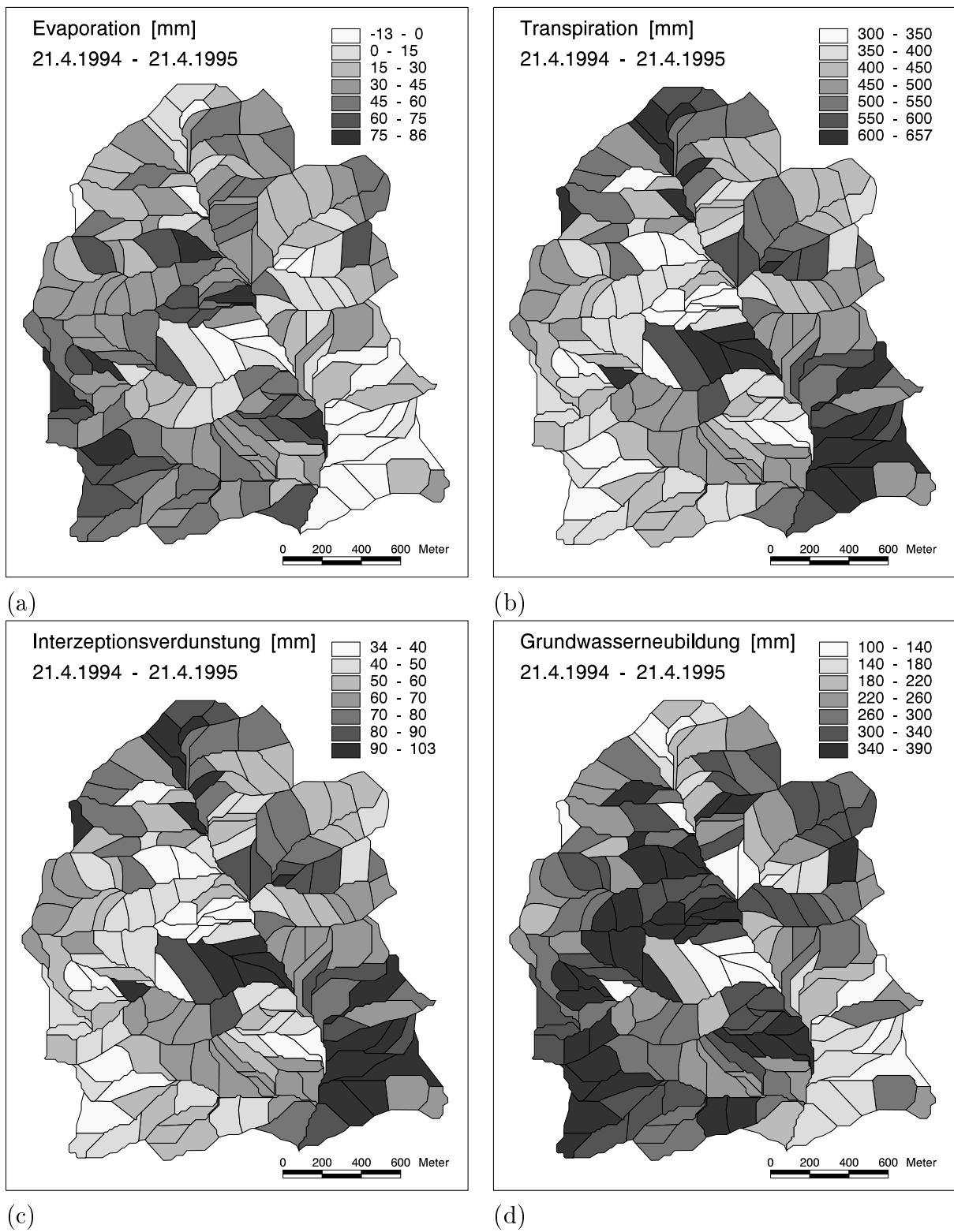


Abb. 5.33: Simulierte Bilanzterme des Zeitraums 21.4.1994 - 21.4.1995, hangweise differenziert

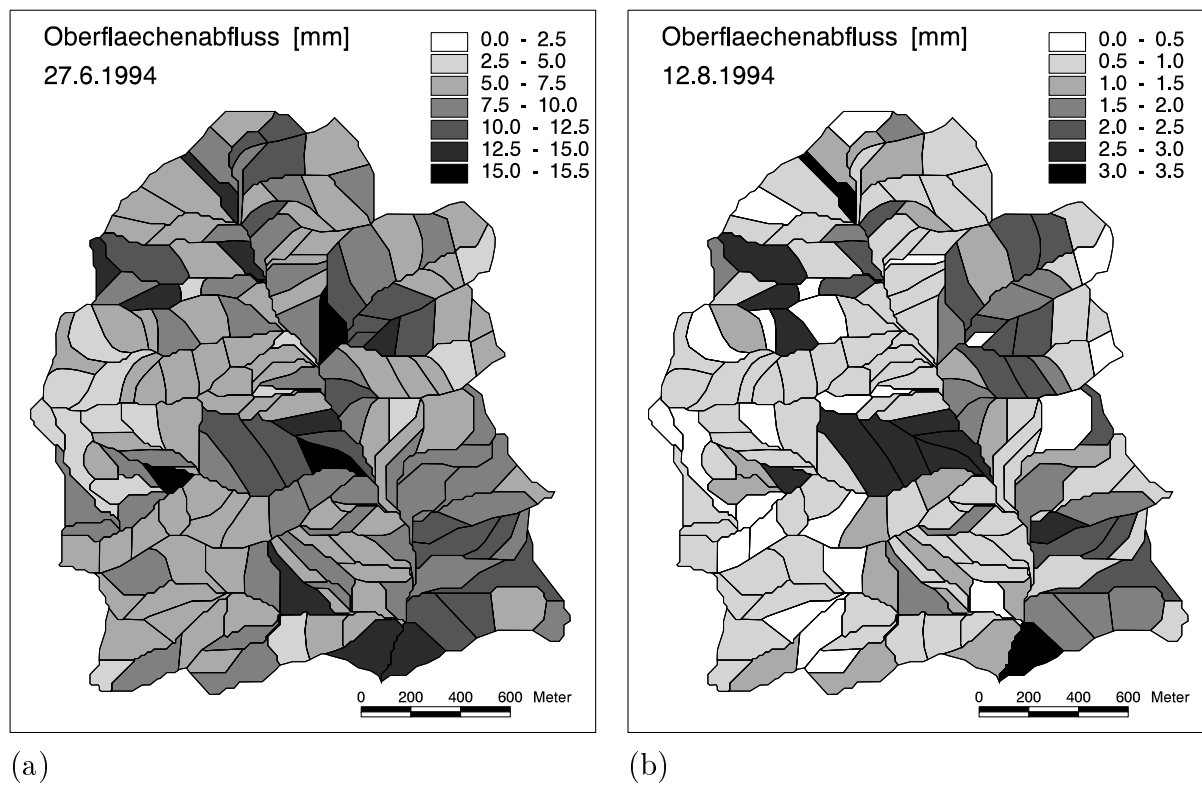


Abb. 5.34: Simulierte Oberflächenabflußbilanzen der Ereignisse am 27.6.1994 und 12.8.1994, hangweise differenziert

5.4.8.4 Zusammenfassung der Modellanpassung

In der Gesamtschau bleibt bei der Beurteilung der durchgeführten Anpassung eines Modells an das Einzugsgebiet des Pegels Menzingen mit Hilfe des Modellsystems CATFLOW ein ambivalenter Eindruck.

Einerseits wurde in vieler Hinsicht das Machbare getan, um ein möglichst detailliertes Gesamtmodell aufzustellen. Entsprechend kann das Modell das integrale Gesamtverhalten über einen längeren Zeitraum gut nachbilden (Gebietsabfluß von Extremereignissen und durchschnittliche Jahreswasserbilanz). Das Modell liefert auch zumindest plausible Ergebnisse für die feiner aufgelösten internen Zustände und verdeutlicht damit eindrucksvoll die Möglichkeiten und Vorteile der räumlich differenzierten Simulation.

Andererseits bleiben aufgrund der im Verhältnis zur Modellkomplexität geringen Quantität bzw. ungenauen Qualität der Meßdaten zur Modellüberprüfung jedoch gewisse Zweifel, ob das Modell tatsächlich die interne Struktur der Wasserdynamik treffend erfaßt.

Folgendes kann in bezug auf die interne Struktur festgehalten werden: Eine Modellkalibrierung ist unumgänglich und wird am vielversprechendsten in einer Kombination lokaler und globaler Anpassungen auf Punkt, Hang und Gebietskala durchgeführt; neben der Kenntnis genauer Detailinformationen an einer genügenden Anzahl von Punkten ist

es dabei ebenso wichtig, Strukturinformationen einzubeziehen, die *relative Aussagen* über die wichtigsten Einflußgrößen erlauben. Die verschiedenen vorgegebenen Muster relevanter Parameter haben aber eine Art “Interferenz”, d.h. interagieren an vielen Orten und Zeiten in ganz verschiedener Weise. Die Ungenauigkeit bzw. Vernachlässigung einzelner Muster läßt sich in Anbetracht der spärlichen Überprüfungsmöglichkeiten durch die Kalibrierung kompensieren. Die Simulationsergebnisse reflektieren letztlich also die subjektive Wahl (oft infolge objektiver Zwänge) der Strukturinformationen, die in das Modell “hingesteckt” wurden. Insofern bleibt die Modellierung in gewissem Maß immer auch eine Sache der Intuition und des Gefühls, z.B. dann, wenn Aussagen über die Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf dieser Art von Modellergebnissen aufbauen.

Im nächsten Abschnitt werden eine Reihe von Parameterstudien diese Einschätzung erhärten. Unter der Annahme, die jetzt gefundene Modellanpassung sei der tatsächliche “Ist”-Zustand, werden verschiedene Strukturelemente variiert; es wird deutlich werden, daß – im Verhältnis zur Meßgenauigkeit – kleine Änderungen große Wirkungen haben können.

5.4.9 Exemplarische Parameterstudien

Das angepaßte Modell ermöglicht nun die Untersuchung der verschiedensten Fragestellungen durch Simulation von Szenarien. Exemplarisch werden im folgenden Einflüsse der Landnutzung, der Topographie (und damit Wind- und Strahlungsverteilung), der Makroporosität, der Vorbodenfeuchte und der Niederschlagsverteilung untersucht.

5.4.9.1 Einfluß von Landnutzung und Topographie

In Tabelle 5.14 sind neben mittleren Wasserbilanztermen für die angepaßte Referenzrechnung (vgl. Abb. 5.34) auch Ergebnisse für den fiktiven Fall einheitlicher Landnutzung im gesamten Gebiet (Mais im Sommer, Winterweizen im Winter) angegeben. In der Jahresbilanz führt das im wesentlichen zu einer Verringerung der Gesamtverdunstung ($468-312=156$ mm) in dem Maß, wie sich die Grundwasserneubildung erhöht ($413-268=145$ mm). Damit stellt sich die obere Bodenzone des Einzugsgebiets im Jahresmittel ähnlich einem Schwamm dar, der eine gewisse Wasserhaltekapazität (Feldkapazität) hat, die er möglichst zu erhalten sucht, indem er Überschußwasser entweder nach unten (als Grundwasserneubildung) oder nach oben (als Verdunstung) abgibt. Der im Vergleich zum Jahresniederschlag (898 mm) verschwindend geringe Oberflächenabfluß verringert sich nur geringfügig von 10 auf 8 mm. (Bei kurzzeitigen starken Niederschlägen liegen die Verhältnisse jedoch ganz anders, vgl. Abschnitt 5.4.9.4.)

Interessant ist auch das Muster der Transpirationsbilanz in Abbildung 5.35. In dieser Variante einheitlicher Landnutzung reflektiert es den Einfluß der Topographie auf die Verdunstung als kombinierten Effekt geringerer Windgeschwindigkeiten im Tal und geringerer Einstrahlung auf Nordhängen und den steileren östlichen Talflanken. Ob-

wohl man deutlich ein systematisches Muster erkennen kann, ist die dadurch hervorgerufene Heterogenität bei den im Weiherbach herrschenden Windgeschwindigkeiten und Gefälleverhältnissen verhältnismäßig gering.

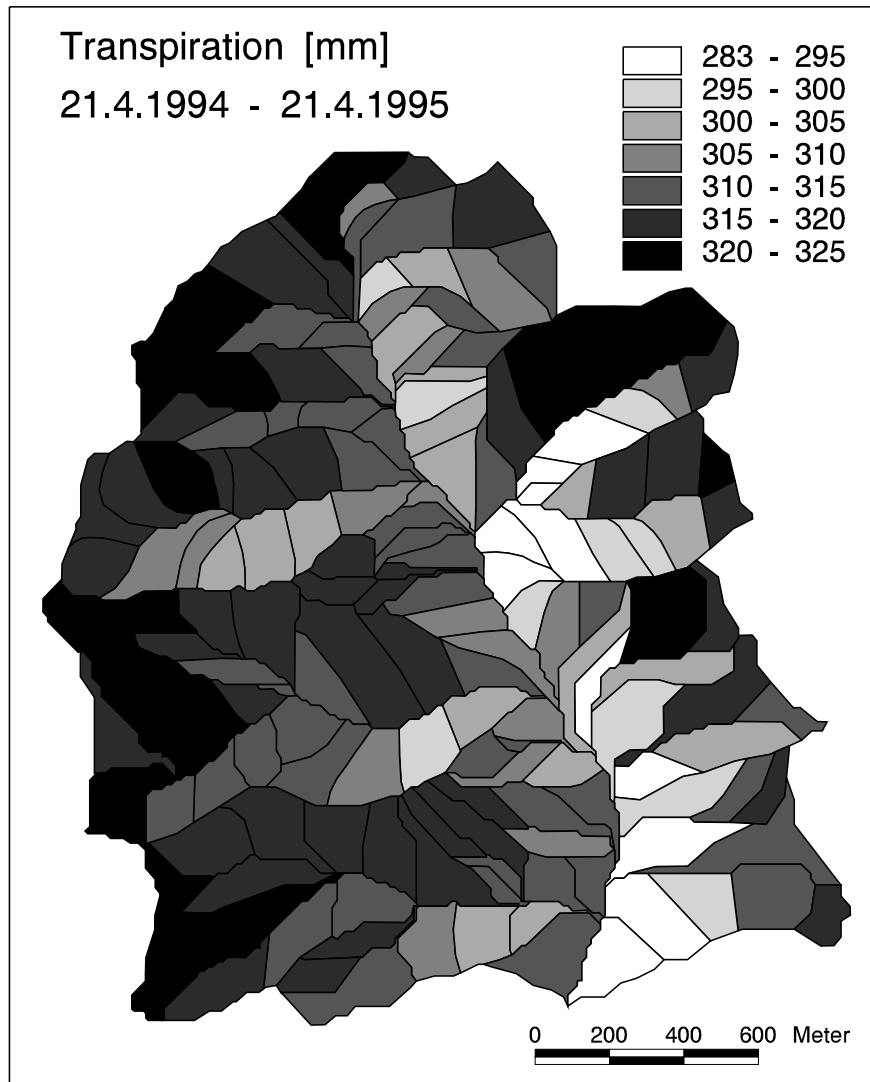


Abb. 5.35: Simulierte Bilanzterme der Transpiration des Zeitraums 21.4.1994 - 21.4.1995 bei einheitlicher Landnutzung, hangweise differenziert

5.4.9.2 Makroporosität

Zur Abschätzung des Einflusses der Makroporosität wurden eine Reihe von Varianten bei der Berechnung des größten gemessenen Ereignisses am 27.6.1994 untersucht. In Tabelle 5.15 sind die Ereigniskenngrößen am Pegel Menzingen und am Pegel Neuenbürg zusammengestellt. Neben den schon bekannten Meßwerten und den daran angepaßten Referenzwerten (vgl. Abb. 5.21 und Tab. 5.11) sind die Ergebnisse folgender vier Varianten aufgelistet:

Keine Makroporosität: Im Gegensatz zu der in Abbildung 5.16 dargestellten Verteilung des Makroporositätsfaktors entlang der Hänge wurde der Faktor hier konstant auf $F_{ks} = 1$ gesetzt. Sowohl Abflußbeiwert als auch Abflußscheitelwert erhöhten sich dadurch auf den 2.8-fachen Wert am Pegel Menzingen.

Gleichverteilter Makroporositätsfaktor: Die Gleichverteilung des Faktors über die Hanglänge mit dem Mittelwert $F_{ks} = 1.75$ führt zu einer Erhöhung des Abflußbeiwerts um 14% und des Abflußscheitelwerts um 20%.

Makroporosität bis in doppelte Tiefe: Die Verdopplung der Makroporentiefe (von 30 auf 60 cm) hat praktisch keine Veränderung des Gebietsabflusses zur Folge, da der infiltrierende Niederschlag gar kaum in diese Tiefe vordringt.

Doppelter Wert des Makroporositätsfaktors: Die Verdoppelung des im Referenzfall angesetzten Makroporositätsfaktors (Abb. 5.16) führt dagegen zu einer Reduktion der Kenngrößen des Abflußereignisses auf weniger als die Hälfte.

Das vereinfachte Makroporenmodell zeigt damit qualitativ dieselben Wirkungen, wie das von MERZ (1996) angewendete Modell nach BEVEN & GERMANN (1981b), dessen Parameter ebenfalls durch Eichung angepaßt werden müssen (vgl. Abschnitt 4.2.2).

Tab. 5.15: Einfluß der Makroporosität auf Kenngrößen des Niederschlag-Abfluß-Ereignisses am 27.6.1994 (78.3 mm) (N : Niederschlagshöhe, A : Abflußhöhe, ψ_a : Abflußbeiwert, Q_{max} : Abflußscheitelwert)

	Pegel Menzingen			Pegel Neuenbürg		
	A [mm]	ψ_a [%]	Q_{max} [l/s]	A [mm]	ψ_a [%]	Q_{max} [l/s]
Messung	9.14	11.7	7920	*1.11	*1.4	*116
angepaßte Makroporosität (Referenz)	9.37	12.0	9624	4.51	5.8	497
keine Makroporosität	26.16	33.4	26312	17.31	22.1	1644
gleichverteilter Makroporositätsfaktor	10.70	13.7	11541	5.68	7.3	616
Makroporosität bis in doppelte Tiefe	9.61	12.2	9976	4.95	6.3	503
doppelter Wert des Makroporositätsfaktors	4.33	5.5	4118	2.42	3.1	257
* bekannte Fehlmessung (vgl. Abb. 5.21)						

5.4.9.3 Vorbodenfeuchte

In einer weiteren Studie wurde der Einfluß der Bodenfeuchte zu Ereignisbeginn untersucht. Dazu wurde die Feuchte der beiden obersten diskreten Bodenschichten (5 und 10 cm Dicke) kurz vor dem Niederschlag-Abfluß-Ereignis am 27.6.1994 (d.h. 18:00 Uhr) im gesamten Gebiet pauschal um die in Tabelle 5.16 angegebenen Werte herauf- bzw. herabgesetzt.

Bei Erhöhung der Bodenfeuchte kommt es wie erwartet zur Erhöhung des Gebietsabflusses; festzustellen ist weiterhin, daß die Erhöhungsrate als eher moderat bezeichnet werden muß (z.B. im Vergleich zu Veränderungen des Makroporositätsfaktors).

Die Wirkung der Verringerung der Bodenfeuchte ist zunächst etwas verblüffend: die kleine Veränderung um -2 Vol.-% läßt die Verhältnisse praktisch unverändert. Eine weitere Verringerung (-5 Vol.-%) führt jedoch wiederum zu einer Erhöhung des Abflußbeiwerts, offenbar, weil in diesem Fall die Zeit, die die trockensten Flächen benötigen um "aufzuweichen" im Verhältnis zur Niederschlagsdauer größer wird.

Das Ergebnis legt weiterhin den Gedanken nahe, daß diese Art willkürlicher Veränderung einzelner Zustandsgrößen (hier: Bodenfeuchte der obersten Bodenschichten) den Gesamtzustand an Orte im Zustandsraum bewegen kann, die unter natürlichen Gegebenheiten nie erreicht würden, da die Physik des Problems, d.h. das Zusammenspiel *aller* Prozesse, diese Kombination von Zustandsgrößen womöglich niemals zuließe.

Führt man diesen Gedanken fort, so keimt der Verdacht, daß manche Parameterstudien bei Untersuchungen von Teilsystemen womöglich an völlig unrealistischen Orten im Zustandsraum durchgeführt werden und aufgrund der nichtlinearen Natur des Problems daraus abgeleitete Schlußfolgerungen keine oder nur eingeschränkte Gültigkeit für ein aktuelles Einzugsgebiet haben (z.B. Vorgabe beliebiger Anfangsbodenfeuchteverteilungen zur Anpassung von Ereignissen).

Tab. 5.16: Einfluß der Bodenfeuchte in den beiden obersten diskreten Bodenschichten (5 und 10 cm) beim Niederschlag-Abfluß-Ereignis am 27.6.1994 (78.3 mm) auf verschiedene Ereigniskenngrößen (N : Niederschlagshöhe, A : Abflußhöhe, ψ_a : Abflußbeiwert, Q_{max} : Abflußscheitelwert)

	Pegel Menzingen			Pegel Neuenbürg		
	A [mm]	ψ_a [%]	Q_{max} [l/s]	A [mm]	ψ_a [%]	Q_{max} [l/s]
Messung	9.14	11.7	7920	*1.11	*1.4	*116
- 5 Vol.-%	11.54	14.7	13923	5.26	6.7	604
- 2 Vol.-%	9.31	11.8	10309	4.51	5.8	485
Referenzsimulation	9.37	12.0	9624	4.51	5.8	497
+ 2 Vol.-%	9.89	12.6	10043	5.05	6.4	547
+ 5 Vol.-%	11.29	14.4	11581	5.98	7.6	605
+10 Vol.-% ⁺	13.69	17.4	14286	7.13	9.1	626
* bekannte Fehlmessung (vgl. Abb. 5.21)						
+ jedoch beschränkt auf 40 Vol.-%						

5.4.9.4 Niederschlagsverteilung

Es wurde bereits erwähnt, daß bei den Simulationen einzelner Ereignisse teilweise ein großer Einfluß der Niederschlagsintensitätsverteilungen festgestellt werden konnte (Abschnitt 5.4.8.1). Lokale Intensitätsspitzen führen offenbar zu sehr unterschiedlichen Abflußbeiwerten und auch zu zeitlich verschobenen Abflußspitzen, wie die in Abbildung 5.36 gezeigten Abflußganglinien belegen. Die beiden Berechnungsvarianten unterscheiden sich lediglich darin, daß einmal die an der meteorologischen Meßstation WB0 gemessene Niederschlagszeitreihe und einmal die der etwa 700 m entfernten Station WB1 verwendet wurde (vgl. Karte Abb. 5.2). Dabei ist die Niederschlagshöhe mit 41.8 und 38.4 mm nahezu identisch, während die Intensitätsspitzen mehr als 20 Minuten gegeneinander verschoben und um den Faktor zwei unterschiedlich sind.

In semi-humiden Gebieten wie dem Weiherbachgebiet entsteht nennenswerter Oberflächenabfluß offenbar in erster Linie infolge starker Sommergewitterereignisse, die starke lokale Intensitätsschwankungen haben, die bei derartig kleinen Abflußbeiwerten aber durchaus für die Art der räumlichen Verteilung der Abflußentstehung maßgeblich sein können. Die Darstellung der Ganglinien der heftigsten Niederschlag-Abfluß-Ereignisse in Anhang B.4 zeigt aber auch, daß es nicht immer so sein muß.

Tab. 5.17: Ereigniskennndaten am Pegel Menzingen bei verschiedenen der Simulation zugrundegelegten Niederschlagsstationen (N : Ereignis-Niederschlag, Q_{max} : berechneter Abflußscheitelwert, ψ_a : berechneter Abflußbeiwert, R : berechneter Gebietsrückhalt ($R = N - A$), N_{kum} : kumulativer Vorregen seit 21.4.1994)

Station	27.6.1994					12.8.1994				
	N [mm]	Q_{max} [l/s]	ψ_a [%]	R [mm]	N_{kum} [mm]	N [mm]	Q_{max} [l/s]	ψ_a [%]	R [mm]	N_{kum} [mm]
WB0 [†]	78.6	9620	11.7	69.4	162	41.6	676	2.3	40.7	309
WB1	93.0	25470	24.7	70.0	140	38.3	1571	4.2	36.7	289
WB2	81.2	14350	16.4	67.9	142	45.8	800	2.6	44.6	287
WB3	80.9	12260	13.6	69.9	158	39.4	1155	3.3	38.1	303
WB4	89.2	19490	20.3	71.1	134	37.6	715	2.4	36.7	290
WB5	-	-	-	-	152	40.9	1358	3.7	39.4	*249
WB6	93.1	21800	19.9	74.6	177	53.9	4426	7.2	50.0	349
min	78.6	9620	11.7	67.9	140	37.6	676	2.3	36.7	287
max	93.1	25470	24.7	74.6	177	53.9	4426	7.2	50.0	349

*Niederschlagsmenge vom 27.6.1994 nicht enthalten (vgl. Abb. B.3)

[†] zur Modellkalibrierung herangezogene Zeitreihe

Berechnungsbeginn für alle Ereignisse: 21.4.1994

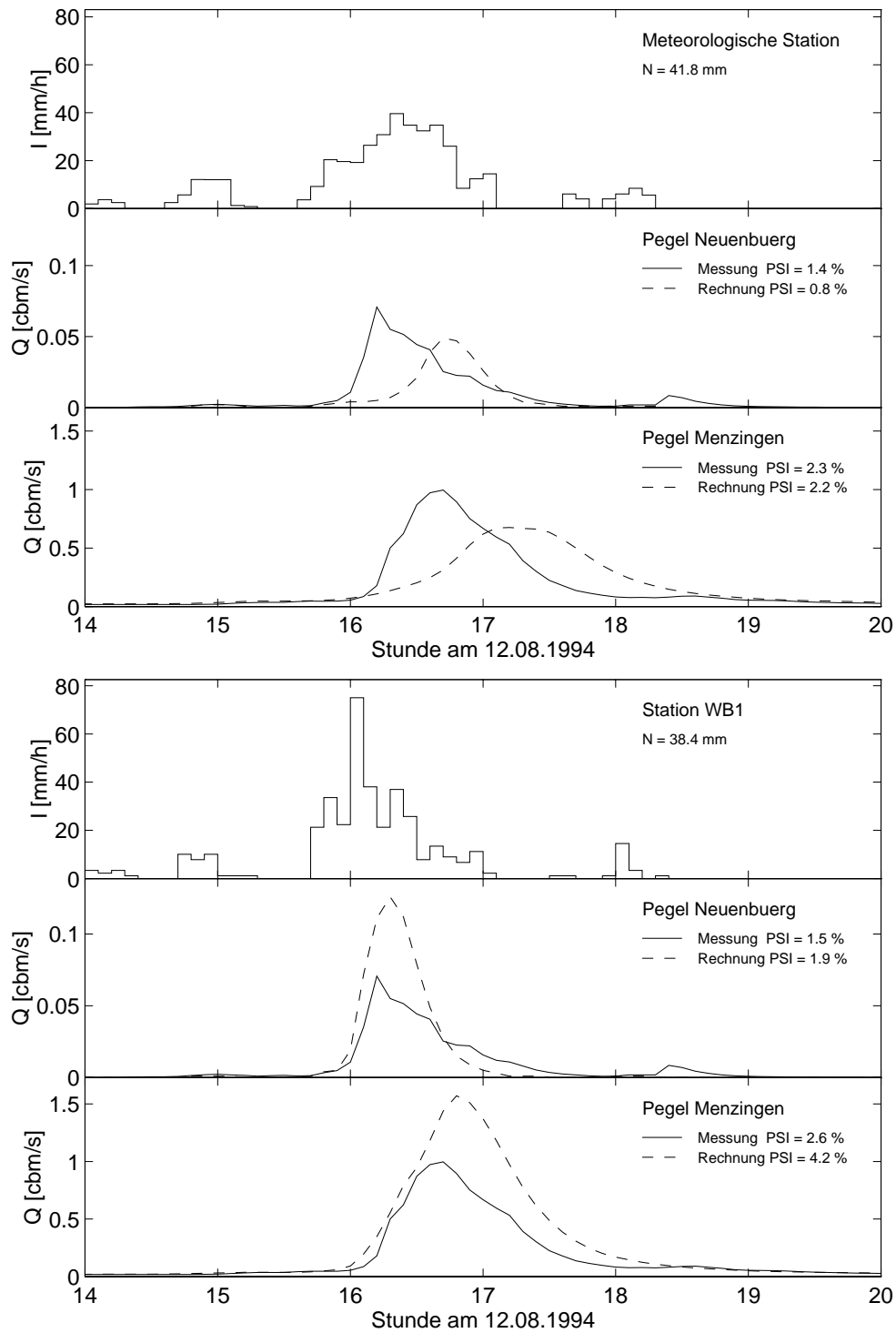


Abb. 5.36: Gemessene und simulierte Abflußganglinien am 12.8.1994 bei Verwendung von an verschiedenen, aber nahegelegenen Orten gemessener Niederschlags-Randbedingungen (WB0 und WB1)

Um den Effekt weitergehend zu untersuchen, wurden alle sieben im Weiherbachgebiet gemessenen Niederschlagszeitreihen zur einheitlichen Überregnung des gesamten Gebiets für jeweils eine Simulation der Ereignisse vom 27.6. und 12.8.1994 herangezogen, ohne die mit der am Schreiber WB0 aufgenommenen Zeitreihe geeichten Modellparameter weiter zu ändern. Die Kenngrößen der dabei erzielten Abflußganglinien sind in Tabelle 5.17 zusammengestellt.

Die beiden mit "min" und "max" gekennzeichneten Zeilen machen die erhebliche Spannweite der simulierten Ereigniskennwerte deutlich. Auffällig ist, daß bei dem Ereignis am 27.6.1994 der Gebietsrückhalt verhältnismäßig gleichbleibend ist und offenbar in erster Linie die Differenzen zwischen den Niederschlagsmengen der einzelnen Schreiber für die Unterschiede im Oberflächenabfluß verantwortlich sind. Dieser Effekt ist am 12.8.1994 nicht nachweisbar, was jedoch auch daran liegt, daß dieses Ereignis einen sehr geringen Abflußbeiwert hatte.

5.5 Zusammenfassende Bewertung

Es wurde im Rahmen der Möglichkeiten zur Modellüberprüfung (Datenmenge und Datengenauigkeit) gezeigt, daß sich ein plausibles Modell des Einzugsgebiets anpassen läßt. Schon bei der Modellanpassung und mehr noch nach den Parameterstudien im vorherigen Abschnitt wurde aber auch ersichtlich, daß verschiedene räumlich und zeitlich strukturierte Variabilitäten große Bedeutung für das Gesamtverhalten haben.

Untersuchungsergebnisse erwecken häufig den Eindruck, daß auf einer Skale irgendein Parameter die wesentliche Rolle spielt. Die hier dargestellten Simulationen machen aber deutlich, daß tatsächlich fast immer das Zusammenspiel einer ganzen Reihe von Parametern relevant ist (Parameterinteraktion). Allerdings ist ein Parameter häufig unter den gegebenen Umständen am schwierigsten zu erfassen und wird daher als der kritische erachtet und zur Anpassung herangezogen.

Schon auf der Skale der Meßparzelle ist das in bezug auf die Oberflächenabflußentstehung die Makroporosität, während z.B. die Bestimmung der Landnutzung dort trivial ist und man mit verhältnismäßig geringem Aufwand gute Kenntnis von Bodenfeuchte und Bodenmatrixparametern erhält.

Auch auf der Skale eines Hanges ist es immer noch einfach, ein genaues Bild der Landnutzung zu zeichnen, ebenso der Niederschlagsintensität. Es wird allerdings schon aufwendiger, die strukturierte Heterogenität im Untergrund (Schichtungen) bzw. entlang der Hangcatena (Bodenarten) zu messen.

Auf der Gebietsskale konnte keine der dort vorherrschenden strukturierten Variabilitäten (Bodenart, Landnutzung, Niederschlagsintensität) als herausragend wichtig für die Oberflächenabflußbildung identifiziert werden, denn offenbar kann jede eine einflußreiche Rolle spielen und jede ist nur unvollkommen bekannt. Es ist bei den hier vorgestellten Simulationen und der gegebenen Datenlage insofern immer eine Entscheidung des Mo-

dellierers, welcher Verteilung die engste Verbindung zur Oberflächenabflußerzeugung zugeordnet wird. Verschiedene Strukturen haben teilweise gegenläufigen (kompensierenden), teilweise gleichartigen (anfachenden) Einfluß auf die Oberflächenabflußbildung. Die Frage bleibt, wo und wann diese Strukturen sich abflußbegünstigend oder abflußmindernd überschneiden. Alle Strukturen stehen in einem mehr oder weniger ausgeprägten ursächlichen Zusammenhang, von denen jedoch meist nur die offensichtlichsten überhaupt meßtechnisch erfaßt und im Modell berücksichtigt werden können.

Die Untersuchungen zeigen aber auch, daß bei Vorhandensein genügender Detailinformationen eine höhere Genauigkeit erreicht werden kann; dies gilt sowohl für die räumliche, als auch die zeitliche Datendichte. So war z.B. die räumliche Informationsdichte bei den Untersuchungen des IUP-Hangs wesentlich höher als im Gebietsmaßstab, wo ein höherer Anteil an Parametern nur geschätzt werden konnte. Ebenso erfordert die Bestimmung schneller Oberflächenabflußprozesse eine höhere zeitliche Informationsdichte als z.B. langsamere Verdunstungsprozesse.

Die Verbesserung von Untersuchungen der Parameterinteraktionen auf der Gebietskale mit Hilfe hochauflösender Modelle ist folglich nur durch eine noch wesentlich verbreiterte Datengrundlage möglich, die vor allem auch *Muster* von Modellparametern erfassen sollte (BLÖSCHL & SIVAPALAN, 1995; BLÖSCHL, 1996a; WESTERN ET AL., 1996). Die im Weiherbachprojekt gewonnenen Erfahrungen machen aber auch deutlich, daß der dazu notwendige hohe Aufwand bei Anwendung konventioneller Methoden in aller Regel nicht betrieben werden kann.

6 Diskussion, Schlußfolgerungen und Ausblick

6.1 Einflußfaktoren der erfolgreichen Modellierung

DOOGE (1995a) machte prägnant deutlich, wo das System eines Einzugsgebiets einzuordnen ist: "Right here", und deutete in die (weiße) Mitte der in Abbildung 6.1 wiedergegebenen Grafik, die Konzeptionen in der durch einen Komplexitätsgrad und einen Zufallsgrad aufgespannten Ebene darstellt.

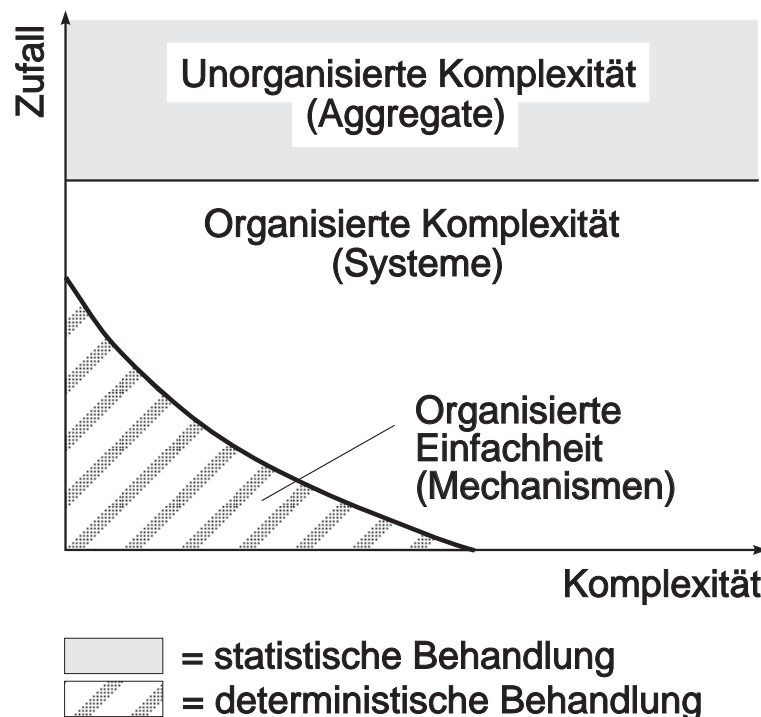


Abb. 6.1: Konzeptionen in den Spannungsfeldern Einfachheit-Komplexität und Ordnung-Zufall (nach DOOGE, 1986)

DOOGE (1995a) unterscheidet drei Bereiche. Die schraffierten Zonen bzw. die Ausdrücke "Einfachheit" und "unorganisiert" implizieren dabei Modellierbarkeit mit deterministi-

schen bzw. statistischen Methoden, während die dazwischenliegende Zone der Systeme nicht ohne weiteres einer Lösung zugänglich ist. Nun ist die Trennlinie zwischen “Organisierter Einfachheit” und “Organisierter Komplexität” tatsächlich aber keine starre Grenze, sondern einerseits abhängig von Quantität und Qualität der zur Verfügung stehenden Informationen über ein System (sichergestellt durch eine von Systemverständnis geleitete, vernünftige Meßstrategie) und andererseits abhängig von den zur Verfügung stehenden Technologien zur Datenhandhabung.

So liegt (wie bereits in der Einführung erwähnt) die Begründung für eine rein mechanistische Herangehensweise an das Problem der Wasserdynamik von Einzugsgebieten zu einem beträchtlichen Teil in der beständigen Hoffnung, daß es sowohl hinsichtlich der Datenverfügbarkeit als auch der Datenverarbeitung kontinuierlich Verbesserungen geben wird. Bei der hier vorgestellten Anwendung des Modellsystems CATFLOW wurden jedoch in beiderlei Hinsicht die Grenzen des Möglichen (bei vorgegebenem betreibbarem Aufwand) spürbar.

Neben diesen die Daten betreffenden Aspekten besteht auch die Möglichkeit zur Reduktion von “Komplexität” zur “Einfachheit” mit Hilfe verschiedener Methoden der Systemvereinfachung (DOOGE, 1995b), d.h., statt die Grenzen der angesprochenen Trennlinie in Abbildung 6.1 weiter in Richtung Bildmitte zu verlagern, kann auch versucht werden, den Ort der Modellierung näher an den Ursprung zu bewegen.

Eine wesentliche Zielsetzung bei der Erstellung komplexer Modelle ist es, durch Verfeinerungen weiterreichende Einsichten in die Wechselwirkungen des Systems zu gewinnen, um darauf aufbauend anschließend wieder Vereinfachungen vornehmen zu können. Dazu sind zwei Schritte notwendig:

- Bei der **Modellanpassung** muß zunächst eine Parametrisierung derart gefunden werden, daß das Modell möglichst viele verschiedene Zustände des Systems möglichst realitätsnah nachbilden kann. Dieser “Arbeitspunkt” im Parameterraum definiert alle *möglichen* Zustände.
- Bei der **Parameteruntersuchung** des angepaßten Modells muß dann gewährleistet sein, daß die Untersuchungen von einem *realistischen* Punkt im Zustandsraum ausgehen, d.h. einem Punkt, an dem Sensitivitäten überhaupt von Interesse sind.

Andererseits werden bei der Modellerstellung aber auch immer bereits gesammelte Erfahrungen genutzt, d.h. es werden bereits bewährte (oder vermutete) Möglichkeiten der Vereinfachung verwendet. Insofern handelt es sich bei der Systemanalyse und Modellbildung immer um einen anhaltenden iterativen und dynamischen Prozeß, in dessen Verlauf Verfeinerungen und Vereinfachungen Hand in Hand untersucht werden. Das Vorgehen ist dabei typischerweise sehr von der durch die jeweilige Fachdisziplin eingenommene Sichtweise und dem speziell untersuchten Gebiet geprägt (und eingeschränkt). Diese Überlegungen treffen auch auf das in dieser Arbeit vorgestellte Modellsystem CATFLOW und seine Anwendung auf ein Einzugsgebiet zu, wie im folgenden Abschnitt gezeigt wird.

6.2 Gewählte Schritte zur Verbesserung der Modellierung

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit ist es durch die kombinierte Manipulation der im vorherigen Abschnitt genannten drei Haupteinflussfaktoren auf die Modellierbarkeit, d.h.

- Verfeinerung und Vereinfachung von Systemelementen bzw. Teilsystemen
- Verbesserung der Datenbasis (Qualität und Quantität)
- Verbesserung der Datenhandhabung (Numerik und Management)

gelungen, ein Modell zu erstellen, das gewissermaßen auf der Trennlinie zwischen “Systemen” und “Mechanismen” in Abbildung 6.1 zu liegen kommt und damit einen plausiblen “mechanistischen” Simulator für das untersuchte Einzugsgebiet des Pegels Menzingen darstellt.

6.2.1 Verfeinerung und Vereinfachung von Systemelementen und Teilsystemen

DOOGE (1995b) nennt verschiedene Methoden, um Systeme zu vereinfachen. Im folgenden werden diese Ansätze in der Zusammenschau mit Beispielen aus der Literatur und den in der vorliegenden Arbeit eingesetzten Methoden diskutiert; auf diese Weise wird herausgestellt, wo im Vergleich zum “Stand der Kunst” Vereinfachungen und Verfeinerungen bei der Beschreibung des Wassertransports kleiner Einzugsgebiete vorgenommen wurden und entsprechend die Arbeitsschwerpunkte lagen.

Vereinfachung des Lösungsraums: Eines der eindrucklichsten und erfolgreichsten Beispiele für die Vereinfachung des Lösungsraums ist das Grenzschichtkonzept der Strömungslehre.

In dieser Arbeit wird durch die aufwendige Gebietszerlegung in Hänge und Entwässerungsnetz erreicht, daß das dreidimensionale Problem auf die Kopplung einer Reihe von zwei- und eindimensionalen Problemen zurückgeführt werden kann.

Auch die Verwendung krummliniger Koordinaten ermöglicht es, die Geometrie der natürlich berandeten Hänge durch Abbildung auf ein rechteckiges Gebiet für die mathematische Behandlung vereinfacht darzustellen.

Vereinfachung des Zustandsraums: Ein prominentes Beispiel für dieses Vorgehen ist die Dimensionsanalyse in der Strömungsmechanik, die es erlaubt, die Zahl der unabhängigen Größen zu reduzieren (ROUSE, 1959; O’LOUGHLIN, 1990b). DOOGE (1986) weist darauf hin, daß die Entwicklung von Ähnlichkeitsgesetzen im Bereich der Hydrologie auf demselben Stand ist wie der in der Hydraulik vor mehr als hundert Jahren, als REYNOLDS- und FROUDE-Zahl noch nicht eingeführt waren. Die

Suche nach dem “representative elementary area” (REA, WOOD ET AL., 1988, vgl. Abschnitt 3.4) ist eines der momentan gebrauchten Schlagwörter zur Umschreibung des Problems, ebenso wie z.B. “hydrologic response units” (FLÜGEL, 1995). In die gleiche Richtung zielten aber schon die Arbeiten von DUNNE (1978) und VAN DE GRIEND & ENGMAN (1985), wie ein Blick auf Abbildung 3.6 und Tabelle 3.2 bestätigt.

Die Ableitung von auf der Topographie basierenden Indizes (wie etwa dem von O’LOUGHLIN (1981) eingeführten und in Abschnitt 3.6 beschriebenen) stellten weitere Schritte in Richtung der Entwicklung dimensionsloser Kennzahlen dar, die jedoch nur sehr eingeschränkt anwendbar sind, da sie das Problem des Wassertransports extrem vereinfachen bzw. auf einen Spezialfall reduzieren (lediglich Einbeziehung von Topographie, Transmissivität und Zustrom zum lateralen Fluß in die durchlässige Bodenschicht).

Das Thema der Ähnlichkeitsanalyse ist gegenwärtig Objekt zahlreicher Studien (z.B. SIVAPALAN ET AL., 1987; WOOD ET AL., 1990; ROBINSON & SIVAPALAN, 1995) und seine Entwicklung kann u.a. auch mit Hilfe detaillierter Modelle wie dem hier beschriebenen vorangetrieben werden.

Eine Möglichkeit zur Vereinfachung des Zustandsraums besteht in der Entkopplung an sich abhängiger Größen. Obwohl das hier erstellte Modell in erster Linie mit der Intention entwickelt wurde, Möglichkeiten für solche Entkopplungen aufzudecken (und daher in vieler Hinsicht komplex angelegt wurde), so wurden andererseits doch auch gewisse, als weniger relevant erachtete Entkopplungen von vornherein in die Modellstruktur einbezogen. Dazu gehört z.B. die Trennung von Hang und Entwässerungsnetz, mit dem Vorteil, die Abflußgeometrie besser erfassen zu können, andererseits aber die Infiltration im Entwässerungsnetz vernachlässigen zu können, da sie im Verhältnis zur Infiltration auf den Hängen als klein betrachtet werden kann.

Auch die Entscheidung, eine gegebene Größe als Parameter statt als Zustandsvariable anzusehen, ist eine Vereinfachung des Zustandsraums. Die auf diese Weise zustandsunabhängige Vorgabe vieler Umwelt- und Systemparameter (z.B. Landnutzungsparameter und Makroporositäten) impliziert weitere Entkopplungen, die strenggenommen nur nach eingehender Prüfung vorgenommen werden dürften¹.

Vereinfachung des Parameterraums: Die Sensitivitätsanalyse einzelner Parameter und die Betrachtung von Extremfällen ermöglichen es, ggf. weniger einflußreiche Para-

¹Es wird hier deutlich, wie sehr die Modellierung von der Intuition und der Sichtweise des Modellierers abhängig ist.

meter durch Mittelwerte zu ersetzen².

Die Methode findet ihre Grenzen aber infolge der hohen Anzahl von nur “unscharf” bekannten Parametern und damit der Möglichkeit, durch eine Vielzahl von Kombinationen das vorhandene, meist relativ “dünne” Datenmaterial anpassen zu können. Zur Überwindung dieses Problems wurde z.B. von BEVEN & BINLEY (1992) die Methode der “Generalized Likelihood Uncertainty Estimation” (GLUE) eingeführt. (vgl. auch BINLEY & BEVEN, 1991; BINLEY ET AL., 1991; BEVEN, 1993). Dabei werden mit großem numerischen Aufwand eine Vielzahl von Simulationen für möglichst viele Gebietszustände durchgeführt und alle als relevant erachteten Parameter systematisch variiert. Durch Vergleich mit Meßdaten wird jeder Simulation ein Maß für die Eintretenswahrscheinlichkeit (“likelihood measure”) zugeordnet. Idealerweise, d.h. vorausgesetzt man verfügt über einen repräsentativen Querschnitt von Messungen verschiedener Gebietszustände (die jeder für sich wiederum in einer repräsentativen Meßstrategie erfaßt sein müssen), kann so ein Parametersatz identifiziert werden, der alle Situationen am besten anpaßt.

Eine weitere Möglichkeit zur Vereinfachung des Parameterraums besteht in der Kopplung von Parametern mit verschiedenen Zeitskalen bzw. (damit zusammenhängend) mit verschiedenen schnellen Prozessen. Beispielsweise interessiert die Makroporosität einzig im Zusammenhang mit Oberflächenabflüssen bzw. der Infiltration und ihre wesentlich langsamere zeitliche Entwicklung kann sicherlich unabhängig von der detaillierten Bodenfeuchtedynamik beschrieben werden. Auch die Parameter der Landnutzung werden unabhängig von der detaillierten Wasserdynamik vorgegeben.

Vereinfachung der Gleichungen: Gelegentlich wird die Vereinfachung der systembeschreibenden Gleichungen auch mit der Suche nach einem “effektiven Modell” umschrieben. Häufig können beschreibende Gleichungen auch von vornherein durch Streichung von vergleichsweise weniger relevanten Termen vereinfacht werden. So reduziert sich z.B. die ST. VENANT-Gleichung durch Vernachlässigung der Impulsänderungsterme zur sogenannten “Diffusionsanalogie” und unter zusätzlicher Vernachlässigung der Druckterme zur “kinematischen Welle”.

Auch bei der diskreten Behandlung der verbleibenden Terme in den beschreibenden Differentialgleichungen mit Hilfe von stückweiser Linearisierung (Differenzenquotienten) werden als unerheblich erachtete Terme vernachlässigt.

Vereinfachung der Eingabegrößen: Schließlich besteht auch noch die Möglichkeit der Vereinfachung von Eingabegrößen, indem sie über größere Raumeinheiten und/oder

²Diese Methode setzt aber voraus, daß man sich bereits an einem realitätsnahen “Arbeitspunkt” im Parameterraum befindet, d.h. bereits ein plausibles Modell des Realsystems besitzt, um nicht Gefahr zu laufen, Untersuchungen an einem gänzlich anderen System vorzunehmen. In nichtlinearen Systemen ist es dann weiterhin ebenso wichtig, von einem relevanten Zustand des Systems auszugehen, um durch Sensitivitätsstudien nicht irreführende Resultate zu erzielen.

Perioden konstant betrachtet werden. Man steht dann vor der Aufgabe, "effektive Parameter" zu finden, welche die "subgrid"-Variabilität innerhalb des gewählten Integrationsvolumens berücksichtigen.

Häufig begnügt man sich mit dem Mittelwert unter Beibehaltung der beschreibenden Gleichungen. Möchte man andererseits statistische Eigenschaften der "subgrid"-Variabilität zusätzlich in die Modellierung einfließen lassen und drückt daher eine Größe als Summe eines großskaligen Mittelwerts und eines kleinskalig fluktuierenden Anteils (Perturbation) aus, so steht man vor dem Problem sich wieder verkomplizierender Gleichungen infolge neu entstehender sogenannter Schließungsterme, die z.B. unter Verwendung statistischer Momente der Perturbationsgröße parametrisiert werden müssen. (Ein Beispiel hierfür ist die REYNOLD'sche Schubspannung, die als Kreuzkorrelation der Perturbationsgröße der Komponenten der Strömungsgeschwindigkeit in der NAVIER-STOKES-Gleichung für turbulente Strömungen auftritt.)

Die Diskussion hat verdeutlicht, wo die Schwerpunkte der Verfeinerung und der Vereinfachung in der vorliegenden Arbeit lagen. Vereinfachungen wurden hauptsächlich bei der Unterteilung des Lösungsraums und der Entkopplung einzelner Parameter und Zustandsgrößen vorgenommen, wohingegen Wert darauf gelegt wurde, den Zustandsraum und die Eingabegrößen beliebig detailliert vorgegeben zu können.

6.2.2 Verbesserung der Datenbasis

Im Rahmen des Weiherbachprojektes wurden große Anstrengungen unternommen, Daten in großer Quantität und hoher Qualität zu erheben, um damit ein hochaufgelöstes Prozeßmodell parametrisieren zu können. Die dabei eingesetzten Methoden der Fernerkundung und der Geostatistik konnten allerdings die in sie gesetzten Erwartungen, z.B. Verteilungen der Bodenfeuchte, der Pflanzenparameter und der Bodenarten in hoher Detailgenauigkeit zu erfassen, letztlich nicht in vollem Umfang erfüllen.

Nach wie vor sind die Hauptinformationsquellen Punktmessungen. Nur im Fall großer Korrelationslängen der untersuchten Variablen reichte die Anzahl der Meßpunkte aus, um detaillierte Verteilungen zu erhalten (z.B. Landnutzung). Die Berücksichtigung geomorphologischer Informationen führte zu weiteren Verbesserungen bei der Verteilung der Bodenarten und der Makroporosität im Gebietsmaßstab.

Tatsächlich sind häufig die Geländehöhen und davon abgeleitete Größen (z.B. $\ln(a/tg\beta)$) die einzigen Informationen, die in hoher Auflösung vorliegen. Eine wesentliche Verbesserung der Modellierung kann durch ihre Einbeziehung jedoch nur erreicht werden, wenn Einflüsse der Topographie die hydrologischen Prozesse auch wirklich dominieren (BLÖSCHL, 1996c, S. 293).

Ganz allgemein muß aber dennoch festgestellt werden, daß mit zunehmender Gebietsgröße und zunehmender Untersuchungsperiode die Datendichte abnimmt und daher Struktur-

informationen immer ungenauer werden. Häufig werden (aus praktischen Gründen) auch größere Meßmethoden verwendet und damit die Güte von Angaben am Punkt beeinträchtigt. Die bei der raum-zeitlichen Modellierung einfließenden Daten müssen daher als eine Mischung aus (intuitiver) Schätzung und (fehlerbehafteter) Messung angesehen werden.

6.2.3 Verbesserung der Datenhandhabung

Zur Erhöhung der Berechnungsgeschwindigkeit wurde eine verhältnismäßig aufwendige Gebietszerlegung gewählt, die durch problemangepaßte Koordinaten die Gesamtzahl diskreter Elemente (bei hoher Auflösung in hydrologisch aktiven Bereichen) klein hielt.

Es wurde weiterhin eine flexible, prozeßgesteuerte Zeitschrittkontrolle implementiert, die ebenfalls zur Reduktion der Berechnungszeiten längerer Perioden beitrug.

Die aufwendige implizite numerische Lösung der Sickerströmungsgleichung der Hangelemente garantiert die größtmögliche Effizienz dieses rechenzeitintensivsten Teilmodells in CATFLOW.

Durch die Einführung eines aufwendigen relationalen Datenmanagements konnten schließlich minimale Anforderungen an die Handhabbarkeit eines Prozeßmodells des gewählten Komplexitätsgrades erfüllt werden.

6.3 Bewertung der erzielten Ergebnisse

Im Rahmen der Möglichkeiten der zur Modellüberprüfung heranziehbaren Meßdaten (Abflußganglinien an zwei Pegeln, Bodenfeuchtemessungen und Gebietswasserbilanzen) wurde gezeigt, daß sich ein plausibles zeitkontinuierliches Modell des Wassertransports im Einzugsgebiet anpassen läßt.

Insbesondere konnte das integrale Verhalten des Gebiets nachgebildet werden (Abfluß am Pegel, Gebietswasserbilanz). Relativierend sollte aber nicht übersehen werden, daß aus den historischen Datenreihen nur vier für die Oberflächenabflußentstehung relevante Ereignisse identifiziert werden konnten (fett in Tab. 5.11 und 5.12), auf die sich bezüglich der Abflußkomponenten die gesamte Modellanpassung stützt. Insbesondere lassen sich auf dieser Datenbasis kaum vereinfachte Verfahren für die Oberflächenabflußentstehung auf der Einzugsgebietsebene ableiten.

Eine interne Validierung konnte anhand der wenigen unsicheren Meßdaten nur sehr rudimentär vollzogen werden. Die internen Verteilungen zeigen jedoch plausible Muster, so daß erwartet werden kann, daß eine Erhöhung von Detailinformationen auch zu verbesserten Schätzungen des internen Gebietszustandes führt. Schon bei der Modellanpassung und mehr noch bei den exemplarischen Parameterstudien wurde aber auch ersichtlich, daß verschiedene räumlich und zeitlich strukturierte Variabilitäten große, ähnlich einflußreiche Bedeutung für das Gesamtverhalten haben.

Für die Verhältnisse des Weiherbachgebiets legen die Untersuchungen die Vermutung nahe, daß die Größen, die im Hinblick auf die Beschreibung des Vorfluterabflusses zunächst größte Aufmerksamkeit erhalten müssen, die folgenden raum-zeitlichen Verteilungen sind. Es wird hier eine geschätzte Rangfolge angegeben, über die letztlich nur genauere Untersuchungen weitere Einsichten geben können.

1. Makroporosität. Sie ist abhängig von der topographischen Lage, aber sicherlich auch eine Funktion von Landnutzungsparametern (Einfluß der Bearbeitung und der Jahreszeit) sowie von der zeitlichen Folge von Niederschlagsereignissen (Verschlämmung, d.h. Schließen von Bodenporen).
2. Verteilung der Spitzenwerte der Niederschlagsintensität in Gewitterereignissen.
3. Oberflächenrauheit (ggf. als Funktion der Landnutzungsparameter)
4. Kartierung ausstreichender Paläoböden (bzw. allgemeiner: kleinräumig anstehender undurchlässigerer Böden)
5. Verteilung der Bodenarten
6. Bodenfeuchteverteilung

Die Bodenfeuchteverteilung taucht in dieser Aufstellung am Ende auf, da sie erstens nur sehr ungenau meßbar ist (kleines Meßvolumen, großer Fehler in der Größenordnung des Direktabflusses) und zweitens nur im Zusammenhang mit der sehr detaillierten Verteilung der Landnutzung und der Bodenarten zu sinnvollen Vergleichen herangezogen werden kann (ansonsten kann es prinzipiell keine Übereinstimmung geben).

Es muß aber auch die Vermutung geäußert werden, daß die genannten Verteilungen nur deshalb als signifikant erachtet werden, weil sie in detaillierterer Form vorlagen, während andere Parameter weniger differenziert bekannt waren und als homogen angenommen wurden (z.B. bestand keine Information über den jahreszeitlichen Gang einer Reihe von Pflanzenparametern oder die Verteilung ausstreichender Paläobodenschichten). Anders ausgedrückt, die Muster vieler in die Berechnung eingeführter Größen (Bodenart, Landnutzung, topographieabhängige Windverteilung) wurden in den Mustern der berechneten Zustandsgrößen wieder sichtbar und sind insofern "prägend".

Für die Verhältnisse des Weiherbachgebiets konnte allerdings auch festgestellt werden, daß die topographiebedingte Variabilität der Windgeschwindigkeit und Nettostrahlung in ihrer Wirkung auf die Transpirationswasserbilanz im Vergleich zur Variabilität infolge von Landnutzungsunterschieden klein ist. Da es weiterhin im Jahresmittel kaum zu lateralen Flüssen im Gebiet kommt (weder oberflächlich noch im Untergrund), könnte die Verdunstungsberechnung als vergleichsweise langsamer Prozeß sowohl zeitlich als auch räumlich gröber aufgelöst werden, etwa indem für jede Kombination aus Boden und Vegetation eine eindimensionale Berechnung durchgeführt wird (siehe z.B. DISSE, 1995),

deren Ergebnisse nur im Fall der Oberflächenabflusstehung in die Fläche verteilt werden. Andererseits beschränkt man damit sofort wieder die Allgemeinheit des Ansatzes und damit die Möglichkeiten, das Modellsystem in anderen Gebieten anzuwenden.

6.4 Strukturierte Variabilität, Modellkomplexität und Parameterinteraktion

Die Untersuchungen dieser Arbeit bestätigen die schon von BEVEN (1989a) geäußerte Auffassung, daß sogenannte physikalisch basierte Modelle im Grunde mit räumlich differenzierten konzeptionellen Modellen gleichzusetzen sind, da die benötigten Parameter der in der Modellhierarchie am tiefsten stehenden Teilmodelle zwar prinzipiell im Feld meßbar sind, andererseits aber aufgrund naturräumlich bedingter strukturierter Variabilitäten und Verknüpfungen mit weiteren Einflußgrößen einige der gemessenen Parameter nur sehr unvollkommen für andere Zeiten und an anderen Orten vorhergesagt werden können (vgl. auch BEVEN, 1996a); insbesondere scheinen Infiltrationsparameter und (in etwas geringerem Maß) Rauheitsbeiwerte landwirtschaftlich genutzter und naturbelassener Oberflächen in diese Kategorie von Parametern zu gehören, die aufgrund nicht zu entflechtender vielfältiger Einflußgrößen kaum reproduzierbar meßbar sind (vgl. z.B. GERLINGER, 1997, S. 156ff); wenn es trotzdem gelingt, so, weil praktisch sämtliche außer der eigentlich untersuchten Einflußgröße (in der kurzen Untersuchungsperiode) konstant bleiben oder (unter kontrollierten experimentellen Bedingungen) konstant gehalten werden. Diese Aussagen werden durch vielfältige Untersuchungen zur Infiltration und zum Oberflächenabfluß gestützt (u.a. SCHIFFLER, 1992; BRONSTERT, 1994; MERZ, 1996; GERLINGER, 1997).

Ein Modell sollte daher nur so komplex sein, wie es die verfügbaren Daten erlauben. Andersherum ausgedrückt muß resümierend festgestellt werden, daß auch der erhebliche Meßaufwand, der im Rahmen des Weiherbachprojektes getrieben wurde, bei weitem nicht ausreicht, ein derartig detailliertes Modell so weitgehend zu parametrisieren, daß man statt einer "Plausibilisierung" von einer "Verifikation" sprechen könnte.

Das ist vor allem auf die Schwierigkeiten bei der zeitlich differenzierten flächenhaften Erfassung von Daten zurückzuführen, aber auch auf die teilweise hohe Meßgenauigkeit bzw. zu kleine Meßvolumen (Bodenfeuchte).

Wie am Beispiel der Bodenfeuchtemessungen deutlich wurde, sind umfassende Daten im Hinblick auf die detaillierte Modellierung oft nur dann von echtem Nutzen, wenn auch andere durch das Modell erfaßte interagierende Größen in der gleichen Detailgenauigkeit vorliegen. Im Beispiel bedeutet es, daß sich ohne genaue Kenntnis der Bodenart sowohl im Modell als auch in der Natur Meßwert und Simulationsergebnis nicht sinnvoll vergleichen lassen.

In der praktischen Modellanwendung wird gegenwärtig so vorgegangen, daß man auf kleinen Skalen den vermeintlich wichtigsten Parameter identifiziert, unter diesen Annahmen

erzielte Ergebnisse dazu benutzt, Parametrisierungen für ein größeres Modell auf einer größeren Skale abzuleiten und diese Prozedur ggf. mehrfach verschachtelt wiederholt (vgl. z.B. MERZ (1996), der von der Punkt- über die Raster- und Teileinzugsgebiets- auf die Einzugsgebiets- skale hochskalierte). Was aber gewinnt man damit bzw. was wird damit bewiesen? Dem Verfahren unterliegt nämlich eine Homogenitätsannahme der Art, daß die auf der kleinen und kleinsten Skale gefundenen Vereinfachungsmöglichkeiten im gesamten Gebiet gültig sind. Bei der großen Anzahl von interagierenden Einflußgrößen ist es aber sehr unwahrscheinlich, durch die Untersuchungen an einigen Punkten innerhalb eines Gebietes eine repräsentative Auswahl getroffen zu haben und damit ansatzweise Allgemeingültigkeit zu gewährleisten. Die Gefahr besteht, daß mit so einem Vorgehen in erster Linie der gerade betrachtete (und zur Kalibrierung herangezogene) Fall nachvollzogen werden kann sowie einige diesem Fall sehr ähnliche Situationen (vergleichbar dem Umstand, daß man eine nichtlineare Funktion im Nahbereich eines Entwicklungspunktes in guter Näherung linear betrachten kann, vgl. TAYLOR-Reihenentwicklung).

Bisher ist mehrfach die Vorstellung angeklungen, daß sich im realen System nicht alle denkbaren Zustands- und Parameterkombinationen einstellen können, sondern die "Physik" des Problems dem Einzugsgebiet gewisse Zwänge auferlegt, die jedoch niemals vollkommen erfaßt werden können³. Diesem Gedanken soll im folgenden auf (etwas spekulativ) verallgemeinernde Weise nachgegangen werden.

Der momentane Zustand eines Einzugsgebiets ist das Ergebnis einer langwierigen Entwicklung, in deren Verlauf physikalische und biochemische Prozesse in verschiedenen zeitlichen und räumlichen Skalen wirkten. Dem Prinzip des kleinsten Zwanges folgend, strebt das System dabei der Minimierung seiner Gesamtenergie zu. Die Energie aller möglichen Zustände des Systems kann man mit Hilfe einer multidimensionalen Potential(hyper)fläche (aufgetragen über dem Zustands- oder Phasenraum) beschreiben. Diese Fläche ist jedoch nicht "glatt", weshalb das Streben des Gesamtsystems zum absoluten Minimum nicht immer offensichtlich sein wird. Vielmehr muß man sich eine gleichsam "selbstähnlich zerbeulte" Potential(hyper)fläche vorstellen, mit einer Vielzahl teilweise ineinandergeschachtelter lokaler Minima mit jeweils unterschiedlichen Stabilitätsbereichen. Abbildung 6.2 zeigt zur Veranschaulichung einen eindimensionalen Schnitt durch den Zustandsraum; entsprechend ist der Schnitt durch die Potential(hyper)fläche als Kurve mit drei Minima zu erkennen. Man kann sich darunter z.B. das primitive System einer Kugelrollbahn vorstellen. Die Rollbahn selbst ist dann die Potentialfläche aller möglichen Zustände. Verharrt eine Kugel z.B. in der mittleren Senke, so kann sie nur durch Ereignisse, die einen gewissen Schwellenwert überschreiten (größerskalige Ereignisse), in einen ganz anderen Zustand (=andere lokale Senke) überführt werden.

³In diesem Zusammenhang ist auch die Diskussion der Wahl der Anfangsbedingung bei der Simulation zu sehen (Abschnitt 5.3.4). Die im Simulationsmodell abgebildete Physik und die aus (relativ dazu) spärlichen Meßdaten interpolierte Anfangsbedingung standen in einem gewissen Widerspruch, der zu numerischen Problemen führte. Daher wurde eine modellkonforme Anfangsbedingung durch Vorsimulation erzielt.

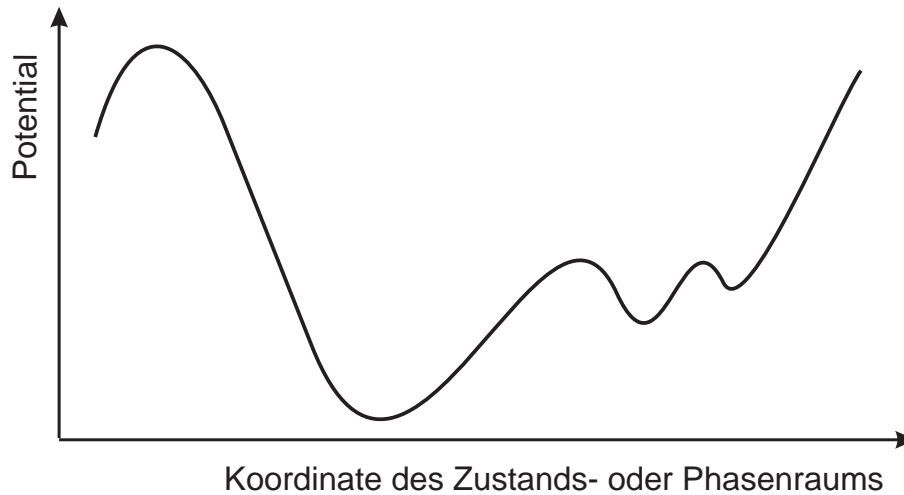


Abb. 6.2: Zweidimensionaler Ausschnitt einer Potentialfläche

Man kann sich die Kugelbahn nun in selbstähnlicher Weise auf verschiedenen Skalen wiederholt vorstellen. Auf lokaler Ebene führen dann bereits kleinste Ereignisse zu einem neuen Gleichgewichtszustand, während globaler betrachtet diese Änderungen kaum wahrnehmbar sind.

Die ineinandergeschachtelten Stabilitätsbereiche entsprechen also den Skalen, die betrachtet werden. Befindet man sich in einem Teilsystem eines größeren natürlichen Systems, so hält man sich gewissermaßen in einem lokalen Minimum der Potential(hyper)fläche des gesamten natürlichen Systems auf und befindet sich in diesem Sinne in einem (lokalen) Gleichgewicht. Der Begriff Gleichgewicht muß also verallgemeinert als Funktion von Skalen und Prozessen betrachtet werden; in diesem (erweiterten) Sinne kann es einen Grad des Gleichgewichts geben.

Die Vorstellung der Potentialfläche macht deutlich, wie langsamere, weiträumigere Prozesse die Möglichkeiten der schnelleren, kleinräumigen Prozesse beschränken, den Zustand eines Systems beliebig zu verändern.

Letzlich kommt in der Vorstellung der multidimensionalen Potential(hyper)fläche die Verwobenheit der Natur zum Ausdruck, die es nicht erlaubt, in einem komplexen System die einzelnen Zustandsgrößen beliebig unabhängig voneinander zu variieren (wie es etwa im Rahmen von Sensitivitätsanalysen häufig getan wird).

Konkret für den Fall des Wassertransports im kleinen Einzugsgebiet muß man sich also immer wieder die Frage stellen, ob die modellierten Prozesse und Kopplungen ausreichen, die wahre Potential(hyper)fläche auf der betrachteten Skale genügend genau nachzubilden. Was ist dazu nötig?

6.5 Schritte zur weiteren Verbesserung der Modellierung

Am Ende der in dieser Arbeit vorgestellten Entwicklungsschritte muß nun eine neue Zielbestimmung vorgenommen werden, indem man wieder die drei genannten Haupteinflussfaktoren auf die Modellierbarkeit untersucht und sich unter dem Eindruck der Ergebnisse fragt, wie weitere Verbesserungen erzielt werden können.

Dabei sollen zunächst die mit physikalisch basierten, verteilten Modellen verfolgten Ziele im Auge behalten werden, nämlich:

- Bestimmung detaillierter Fließfelder als Eingangsgrößen in Modelle zur Stofftransportberechnung
- “Up-scaling” von auf der lokalen Skale gewonnenen Informationen auf die Gebietskale, d.h. die Suche nach Gesetzmäßigkeiten für das nicht integral meßbare Verhalten eines gesamten Einzugsgebiets

Gegen Ende der Diskussion werden diese Anforderungen im Hinblick auf Fragen der Hochwasserentstehung dann abgeschwächt.

6.5.1 Verbesserung der Datenbasis

Welches sind nun die vielversprechendsten Möglichkeiten zur Verbreiterung der Datenbasen? In Übereinstimmung mit den Ergebnissen dieser Arbeit betont BLÖSCHL (1996c) die Wichtigkeit von Mustern, deren Erhebung aber mit großem Aufwand verbunden ist (vgl. z.B. WESTERN ET AL., 1996). Folgt man hingegen dieser Strategie nicht, so besteht weiterhin die unbefriedigende Situation, daß man die nichtexistierende Information aus den wenigen dürftigen “anämischen” Punktmeßwerten quetschen muß (“...squeeze the non-existent information out of the few poor anaemic point measurements”, KLEMEŠ, 1986, S.187S). Neben der äußerst aufwendigen direkten zeitkontinuierlichen und flächendeckenden Messung, die in den meisten Fällen an begrenzten finanziellen Ressourcen scheitern dürfte, sind folgende Möglichkeiten am vielversprechendsten:

- Große Erwartungen liegen weiterhin vor allem in einer Verbesserung von Fernerkundungsverfahren (z.B. für Bodenfeuchte, Pflanzenparameter).
- Geostatistische Verfahren (z.B. zur Schätzung der Bodenfeuchte) sind ebenso wie die in dieser Arbeit gewählte Vorgehensweise eine Form der Modellbildung, indem Relationen zu anderen Einflußgrößen gesucht werden. Allerdings handelt es sich bei Kriging-Verfahren mehr um verhaltens- als strukturnachbildende Techniken und daher ist hier (mehr noch als beim vorgestellten Modell) nur dann eine Verbesserung zu erwarten, wenn umfassendere Datenbasen zur Überprüfung von hypothetischen Abhängigkeiten geschaffen werden (Information kann nicht aus dem “Nichts” entstehen!).

- Die Nutzung des Fachwissens bisher nur wenig beteiligter Disziplinen, insbesondere hinsichtlich des biogenen Charakters von Makroporen. An erster Stelle sind hier Geomorphologie, Biologie und Agrarwissenschaften zu nennen.
- Mehr als bisher müßte man sich auf die vergleichende Erfassung von Mustern und Strukturen konzentrieren und großräumig flächendeckend relative Aussagen erarbeiten, etwa wie: "Diese Teilfläche neigt unter diesen Umständen zu doppelter Infiltration wie jene". Auf Basis solcher Muster können dann räumlich verteilte und konzeptionelle Modelle anhand von integral meßbaren Größen angepaßt werden, wie in dieser Arbeit mit der Makroporosität geschehen. Gegenwärtig ist so ein Vorgehen allerdings nur mit dem integral meßbaren Abfluß möglich.

Solange die Datenbasis (im Vergleich zum Detaillierungsgrad des Modells) spärlich bleibt, ist der Hauptnutzen der Modellierung vielleicht der eines "Kristallisationskeims" oder eines "Reibungspunkts", an dem sich Ideen und Systemverständnis entwickeln können. Wie BOSSEL (1994) betont, ist dies aber ein nicht unerheblicher Nutzen der Modellbildung⁴.

6.5.2 Verbesserung der Datenhandhabung

Vollständige Modellsysteme bestehen kurz zusammengefaßt aus drei Teilen:

- Datenvorbereitung und Visualisierung ("preprocessor")
- Berechnungskern ("computational engine")
- Visualisierung und Ausgabeanalyse ("postprocessor")

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein Großteil der Ressourcen in die Erstellung des Berechnungskerns investiert, während Fragen der Datenhandhabung lediglich soweit gelöst wurden, daß ein Minimum an Handhabbarkeit gewährleistet war, indem programmintern eine relationale Datenstruktur eingeführt wurde.

Für den effektiven Umgang mit komplexen Modellen und deren Ein- und Ausgabedaten ist die Modelleinbettung in noch wesentlich komfortablere Datenverwaltungs- und Visualisierungssysteme aber unverzichtbar. Die benutzerfreundliche, einfache Handhabung und Visualisierung ist Voraussetzung für die Beurteilung der Ergebnisse und ggf. notwendigen Modifikationen an den Anpassungsparametern. Ohne Hilfsmittel für diese Aufgaben kann ein räumlich und zeitlich hochauflösendes Modell nicht operationell angewendet werden (vgl. auch DENZER, 1994).

Grundvoraussetzung ist zunächst die Kopplung mit einem Datenbankmanagementsystem, das womöglich in verschiedenen Hierarchiestufen originale Meßdaten, korrigierte Daten, Modelleingabedaten und Modellausgabedaten nach einem einheitlichen Konzept vorhält. Große Hoffnungen werden dabei derzeit in die Verwendung objektorientierter Techniken

⁴Diese Erkenntnis ist andererseits nicht neu und in bezug auf die Hydrologie z.B. von DAWDY & O'DONNELL (1965) genannt worden (zitiert bei FREEZE & HARLAN, 1969).

gesetzt, wie sie beispielsweise von FEIST (1997) für ein Modellierungssystem zur Simulation von Oberflächengewässern verwendet wurden.

Insbesondere ist das Problem großer Ausgabedatenmengen bei Sensitivitätsanalysen zu lösen. Aufgrund der teilweise hohen Rechenzeiten umfangreicherer Simulationen (im Stunden- bis Tagesbereich) müssen Zwischenergebnisse des Gesamtzustandes abgelegt werden, z.B. um Teile der Rechnung von einem beliebigen Punkt an wiederholen zu können, aber auch, um die Entwicklung des Zustands am Ende der Simulation graphisch oder statistisch aufarbeiten zu können. Es ist unmittelbar einsichtig, daß auf diese Weise schnell große Datenmengen erzeugt werden, die darüberhinaus ggf. aus einer großen Zahl von Varianten bestehen, die in einem ausgeklügelten Schema verwaltet werden müssen.

Zur schnellen Überprüfung von Simulationsergebnissen wären die Animation von räumlichen Verteilungen der Zustandsgrößen ein wünschenswertes Ziel, das aber nur in Verbindung mit speziellen, leistungsstarken Graphiksystemen gelöst werden kann.

Idealerweise würde der Fachspezialist völlig von diesen Problemen der Informationsverarbeitungstechnologie entkoppelt, um seine Energien ganz auf die Lösung der Probleme konzentrieren zu können, für die er ausgebildet ist. Für den Modellierer bestünde die ideale Lösung in der Bereitstellung von Unterprogrammen für seine Entwicklungsumgebung (z.B. FORTRAN), die mit externen Modulen in einer Weise so kommunizieren, daß er für jeden Punkt im Raum und in der Zeit jeden benötigten Datenwert abrufen könnte. Beispielsweise könnte ein Aufruf zur Ermittlung des Blattflächenindex an einem Oberflächenelement der Lage (x,y) zur Zeit t mit Hilfe eines Unterprogramms `getLAI` folgendermaßen aussehen:

```
call getLAI(x,y,t,LAI).
```

Beispiele zeigen, daß die Erstellung dieser Form eines professionellen Modellsystems extrem zeitaufwendig ist; so berichten JAMIESON & FEDRA (1995) von ca. 70-80 Mannjahren für die Entwicklung eines integrierten Flußgebiets-Management-Systems. DICKEL & FRITZ (1995) entwickelten mit einem Team von ca. 5 Mitarbeitern diverser Disziplinen in mehrjähriger Arbeit die "Digitale Bodenkarte Baden-Württemberg" (Daten *ohne* zeitliche Dynamik), wobei beträchtliche Zeit auf die Festlegung und datenbankinterne Organisation der Datenstruktur verwendet werden mußte. Die Datenorganisation wurde auf Basis des "Entity-Relationship Models" von CHEN (1976) definiert.

Nachfolgend sind einige Beispiel von zukunftsweisenden Ansätzen und Umsetzungen aufgelistet:

T4HIM: Das auf dem Geographischen Informationssystem ARC/INFO aufsetzende interaktive, menügesteuerte Makropaket "Tools for Hydrological Information Management" (T₄HIM) wurde am Institut für Geoinformatik der Universität Münster im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms "Regionalisierung in der Hydrologie" entwickelt (WIESMANN ET AL., 1994; STREIT & WIESMANN, 1995; STREIT & KLEEBERG, 1996).

MMS und HMG: Der “Hydrological Model Generator” (ROHDE ET AL., 1994) wurde aufbauend auf dem amerikanischen “Modular Modeling System” (LEAVESLEY, RESTREPO, STANNARD, FRANKOSKI & SAUTINS, 1994; LEAVESLEY, MARKSTROM, BREWER & VIGER, 1994) im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramm “Regionalisierung in der Hydrologie” an der RWTH Aachen entwickelt.

Decision-Support-System für die Grundwasserwirtschaft : Das integrierte, benutzerfreundliche System zur Verwaltung und Erfassung von grundwasserrelevanten Daten ist mit einem 2D-Grundwassermodell gekoppelt und verfügt über graphische Datenvisualisierung und Ergebnisverarbeitung (FÜRST, 1991; FÜRST, 1992; FÜRST ET AL., 1993; NACHTNEBEL ET AL., 1993; FÜRST & NACHTNEBEL, 1994).

FIS Boden: Das Fachinformationssystem Boden des Geologischen Landesamtes Freiburg koppelt eine ORACLE Datenbank, das GIS ARC/INFO und Programmodule zur Dateninterpolation für die Bodenkarte Baden-Württemberg (DICKEL & FRITZ, 1995).

WaterWare: Das integrierte Flußgebiets-Management-System wird z.B. von “Themse Water”, England, eingesetzt. Das System vereint Datenbank, GIS-Werkzeuge, Expertensystem und eine Reihe mehr oder weniger detaillierte und bekannte (Teil)-Prozeßmodelle, wie z.B. SHETRAN für die Berechnung des Transports kontaminierender Substanzen im ungesättigten Boden, ARNO als Niederschlag-Abfluß-Modell, TRACE 123 für die Grundwasserkomponente u.a. (JAMIESON & FEDRA, 1996a; JAMIESON & FEDRA, 1996b; FEDRA & JAMIESON, 1996).

Ein großes Problem besteht auch in der Tatsache, daß Modelle ab einem gewissen Komplexitätsgrad nur schwer überblickt werden können und kontinuierlicher Pflege bedürfen (Verbesserung der internen Fehlerdiagnostik und der Dokumentation). Aufgrund ihrer hohen Komplexität werden immer wieder unerwartete Probleme im Betrieb auftreten, die nur im Umgang mit dem Modell erfahrene und mit den Internen vertraute Bearbeiter des Modells beheben können. Modelle können insofern nicht ohne weiteres “weitervererbt” werden. Es muß eine große Investition getan werden, um ein Modell so anwenderfreundlich und sicher zu gestalten, daß ein “Kundenstamm” entstehen kann, der die Modellpflege ermöglicht (REFSGAARD, 1996).

Andererseits geht mit der Zunahme an Komplexität üblicherweise auch eine Modellspezialisierung einher, d.h. Komplexität ist im allgemeinen nicht gleichmäßig über alle Aspekte des Modells verteilt. Dies widerspricht jedoch diametral der Forderung nach einem hohen Verallgemeinerungsgrad, der notwendig ist, um das Modell einem weiten Anwenderkreis nutzbar zu machen und damit auch ökonomisch seine Existenz zu sichern.

Das daraus resultierende Dilemma ist nur durch Zusammenarbeit größerer Forschungsgruppen in Verbindung mit effizienten Kommunikationsstrukturen zu lösen und insofern eine Herausforderung an die Organisations- und Reformfähigkeit unserer Systeme (vgl. Kapitel 1).

6.5.3 Verfeinerung und Vereinfachung von Systemelementen und Teilsystemen

Modellvereinfachungen können durchgeführt werden, wenn es sich herausstellen sollte, daß gewisse Muster (a) prozeßdominierend und (b) gleichzeitig weitgehend von anderen Strukturen entkoppelt sind, d.h. durch weitere Strukturen nicht nennenswert beeinflusst werden. In diesem Fall kann das Ziel der Modellierung vergleichsweise schnell durch Anwendung einer "top-down"-Strategie erreicht werden.

Ebenso können Modellvereinfachungen vorgenommen werden, wenn sich zeigte, daß gewisse Muster (a) praktisch keinerlei Einfluß haben und (b) gleichzeitig kaum andere, womöglich wichtige Strukturen beeinflussen.

Insbesondere die jeweils unter (b) genannte Bedingung macht es bei gleichzeitiger Untersuchung vieler Verteilungen schwierig, Vereinfachungen zuzulassen, selbst wenn (a) offenbar erfüllt scheint.

Die Ergebnisse der Arbeit und die vorangegangenen Diskussionen zeigen nämlich, daß es praktisch sehr schwierig sein wird, genügend Daten zu sammeln, um die Erfüllung der Bedingungen (b) wirklich nachweisen zu können. Hier muß sich der Ingenieur auf seine Intuition verlassen und "glauben", während der Mathematiker wahrscheinlich kapituliert (vergleiche die Diskussion im Zusammenhang mit "unterbestimmten Gleichungssystemen" in Abschnitt 2.3).

An welche Vereinfachungsmöglichkeiten läßt es sich also am ehesten glauben? Auf Basis der Ergebnisse der Arbeit fällt es für die Verhältnisse im Weiherbachgebiet zunächst am leichtesten, einerseits die Bodenwasserdynamik eindimensional zu beschreiben und andererseits die Verdunstung sowohl methodisch als auch räumlich/zeitlich in größerer Weise zu modellieren (vgl. Abschnitt 6.3). Offenbar ist dieser langsamer ablaufende Prozeß "gutmütiger" und leichter zu erfassen, weil bezogen auf seine charakteristische Prozeßgeschwindigkeit wesentlich dichtere und weniger variierende Daten vorliegen als z.B. für den viel schneller variierenden Prozeß der Oberflächenabflußentstehung. Der Oberflächenabfluß scheint stark von der Makroporosität im Gebiet beeinflusst zu sein. Hier fällt es aber schwerer zu glauben, daß nicht andere, ähnlich wirksame Parameter (wie Oberflächenrauheit und Paläobodenschichten) Einflüsse in gleicher Größenordnung haben und dazu in einem (noch) unbekanntem Zusammenhang zur Makroporosität stehen mögen.

Bevor nicht wesentlich detailliertere Meßgrößen vorliegen, sollte das Modell also nicht weiter vereinfacht werden. Verzichtet man allerdings auf die hochgesteckten Ziele der genauen Fließpfadberechnung als Voraussetzung für physikalisch basierte Stofftransportbetrachtungen und begnügt sich mit der integralen Abflußbestimmung größerer Gebiete, so erscheint ein Vorgehen am vielversprechendsten, das man als Verfeinerung der Methoden der klassischen Flußgebietsmodellierung für Hochwasserabflußberechnungen (PLATE ET AL., 1988) betrachten kann.

In einem Vorgehen aus wiederum der “entgegengesetzten” Richtung (“top-down”) müßten Regionalisierungsverfahren für den Abflußbeiwert entwickelt werden, die wenig mehr Strukturinformationen als Ansätze wie etwa der bereits erwähnte von LUTZ (1984) (Kap. 1) einbeziehen (in der Hoffnung, daß Datenbasis und -bearbeitungstechnologie seit 1984 genügend gewachsen sind). Dabei sollte vor allem die Unterteilung von Einzugsgebieten in Bereiche und Perioden gleicher Abflußentstehungsmechanismen vorgenommen werden, unter Verwendung von Informationen wie den in Abbildung 3.6 und Tabelle 3.2 gezeigten oder den neuerdings veröffentlichten Ergebnissen von ROBINSON & SIVAPALAN (1995). Die Abflüsse von den Gebieten können dann mit einem (im Verhältnis) leicht zu beherrschenden Vorflutersystem gekoppelt werden, das z.B. ähnlich zu dem in dieser Arbeit geschilderten Verfahren parametrisiert werden könnte.

7 Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der zeitkontinuierlichen Modellierung der Wasserdynamik im System des kleinen Einzugsgebiets. Dabei wird der Bereich der oberen Bodenzone einschließlich der Vegetation betrachtet, dem Atmosphäre und ggf. vorhandenes Grundwasser Randbedingungen aufprägen.

Verursacht durch Sonnenenergie und Schwerkraft haben langfristig wirkende geomorphologische Prozesse die Oberfläche organisiert und die Topographie mit ihrer geordneten Struktur geschaffen. Im Gegensatz zu ebenen Gebieten kommt es bei Niederschlägen in diesem System zu nach menschlichen Maßstäben *plötzlichen*, das Gebiet vernetzenden, lateralen Transport- und Umverteilungsmechanismen, deren Auswirkungen auf Zustandsgrößen des Gebiets (z.B. Bodenfeuchte) nicht ohne weiteres durch statistische Momente von Verteilungsfunktionen oder durch charakteristische Längen von Kovarianzfunktionen ausgedrückt werden können.

Im Hinblick auf das übergeordnete Ziel der Modellierung von Stofftransportprozessen auf der Oberfläche (Erosion und Abspülung) und im Untergrund (Transport ins Grundwasser und in den Vorfluter) wird daher eine prozeßorientierte Herangehensweise gewählt, die die innere Gebietsstruktur und ihre Interaktionen möglichst weitgehend nachbilden soll, um auf diese Weise Wechselwirkungen zwischen Teilsystemen des Gebiets untersuchen zu können und ggf. Vereinfachungen zu finden.

Es wurde dazu ein Modellsystem (CATFLOW) entwickelt, das die relevanten Teilprozesse des Wasserkreislaufs in kleinen Einzugsgebieten räumlich und zeitlich differenziert simulieren kann.

Besondere Kennzeichen des erstellten Modellsystems sind:

Problemangepaßte Gebietszerlegung und Zeitschrittsteuerung: Die Unterteilung des Gebiets orientiert sich an der Topographie, indem ausgehend von einem detaillierten Entwässerungsnetz und Teileinzugsgebieten Hangsegmente identifiziert werden, die idealisiert als vertikal ebene Längsschnitte variabler Breite entlang von Hangfalllinien betrachtet werden. Diese Zerlegung unterstützt eine weitgehende Entkopplung von Abflußproduktionsprozessen am Hang und Abflußtranslationsprozessen im hydraulisch besser erfaßbaren Entwässerungsnetz. Die Hanglängsschnitte sowie das Entwässerungsnetz wiederum werden unter Berücksichtigung der erwarteten hydrologisch aktivsten Zonen in diskrete Elemente unterteilt. Mit Hilfe von

geomorphologisch motivierten Überlegungen wurde ein wirkungsvolles und einfaches Verfahren zur Parametrisierung der komplexen Geometrie des detaillierten Entwässerungsnetzes entwickelt.

Prozeßnahe Modellierung: Modellscale nahe der Prozeßscale: Diese Eigenschaft physikalisch basierter Modelle erlaubt die Nachbildung der Interaktionen zwischen relevanten hydrologischen Prozessen auf Basis von Feldbeobachtungen; berücksichtigt sind Verdunstung, Interzeption, Infiltration in Mikro- und Makroporen, zweidimensionale Bodenwasserbewegung (ungesättigt-gesättigt) sowie Oberflächen- und Gerinneabfluß (auch von befestigten Flächen) unter dem Einfluß zeitlich und räumlich differenzierter Klima-Randbedingungen und Landnutzungen.

Flexible raum-zeitliche Auflösung von Randbedingungen und Parametern: Zur Untersuchung der Interaktionen verschiedener Prozesse und Gebietseigenschaften ist es zwingend notwendig, alle Eingabedaten in beliebiger räumlicher und zeitlicher Auflösung vorgeben zu können. Dieser auch im Hinblick auf die problemangepaßte Zeitschrittsteuerung wichtigen Anforderung wurde durch eine entsprechende Datenstruktur Rechnung getragen.

Relationales Datenmanagement: Zur Gewährleistung der Handhabbarkeit des Modellsystems werden die großen räumlich und zeitlich variablen Ein- und Ausgabedatenmengen der Zustandsgrößen und System- und Umweltparameter in einem indizierten Tabellensystem relational verwaltet und weitgehend flexible Eingabeformate verwendet.

Mit Hilfe des Modellsystems und der in erheblichem Umfang erhobenen Daten wurde dann ein Modell des Forschungseinzugsgebiets "Weiherbach" bei Karlsruhe aufgestellt, angepaßt und überprüft. Ein besonderer Schwerpunkt der Arbeit lag dabei in der Synthese und Integration umfangreicher experimenteller Untersuchungen und Modellierungen von Teilprozessen auf kleineren Skalen anderer Autoren (u.a. von SCHIFFLER, 1992; BRONSTERT, 1994; SCHRAMM, 1994; MONTENEGRO, 1995; MERZ, 1996; SCHÄFER, 1996; GERLINGER, 1997; DELBRÜCK, 1997; KOLLE, 1997).

Es wurde eine systematische Modellierungsstrategie angewandt, d.h. das Gesamtmodell wurde sukzessive durch Kombination von einzeln angepaßten und untersuchten Teilmodellen zusammengesetzt. Für die Punkt- und Hangscale konnte dabei bereits auf Ergebnisse von Vorgängerarbeiten zurückgegriffen werden.

Dabei wurden insbesondere folgende Größen in ihrer Struktur erfaßt, welche jedoch in unterschiedlicher Genauigkeit vorliegen und daher als Mischung aus von Expertenwissen geleiteter intuitiver Schätzung und möglicherweise fehlerbehafteter Datenerhebung verstanden werden müssen:

- die Verteilung der Bodenarten, maßgeblich bestimmt durch die geomorphologische Entwicklung entlang Hangcatenen.

- Verteilung der Makroporosität in Abhängigkeit von Hangposition/Bodenart
- die in Klassen aggregierte Landnutzungsverteilung und der zeitliche Verlauf von Landnutzungsparametern über das Jahr
- die topographie- und windrichtungsabhängige Verteilung der Windgeschwindigkeiten
- die topographieabhängige Verteilung der Nettostrahlung
- das Entwässerungsnetz durch eine geomorphologisch motivierte Parametrisierung
- die abflußwirksamen, gewässernahen Verkehrswege.

Andererseits mußten aus Mangel an detaillierterer Information für eine Reihe von Größen oder Verteilungen auch Homogenitätsannahmen getroffen werden, wie z.B. die Annahme, daß alle Hänge einen ähnlichen Bodenaufbau haben und die Makroporosität unabhängig von der Landnutzung und Bodenbearbeitung ist.

Im Rahmen der Möglichkeiten der zur Modellüberprüfung heranziehbaren Meßdaten (Abflußganglinien an zwei Pegeln, Bodenfeuchtemessungen und Punktwasserbilanzen) wurde gezeigt, daß sich ein plausibles zeitkontinuierliches Modell des Wassertransports im Einzugsgebiet anpassen läßt. Insbesondere das integrale Verhalten kann gut nachgebildet werden. Eine interne Validierung konnte anhand der wenigen unsicheren Meßdaten nur rudimentär vollzogen werden; die internen Verteilungen der Zustandsgrößen zeigen jedoch plausible Muster. In Anbetracht der großen Unsicherheit bei den Verteilungen der offenbar einflußreichsten Parameter hinsichtlich der Oberflächenabflußentstehung (Makroporosität, Landnutzungsparameter) müssen die ermittelten Verteilungen der Bodenfeuchte, des Oberflächenabflusses und der Wasserbilanzen als ebenso "unscharf" betrachtet werden, wie die in das Simulationsmodell eingegebenen Verteilungen dieser Parameter. Durch Verbesserung der flächenhaften Erfassung dieser Größen ist jedoch eine unmittelbare Verbesserung der Simulationsgüte zu erwarten, wie die detaillierte Untersuchung eines Hanges zeigte.

Für die Verhältnisse des semi-humiden Weiherbachgebiets konnte gezeigt werden, daß laterale Fließprozesse im Jahresmittel geringen Anteil an der Wasserbilanz haben. Ebenso ergaben sich Hinweise auf den geringen Einfluß der Geländeexposition und der topographiebedingten Variabilität der Windgeschwindigkeit auf die Verdunstungsverteilung. Insofern erscheint für die Verhältnisse des Weiherbachgebiets eine vergrößerte Berechnung der Verdunstung berechtigt. Ebenso kann die Bodenwasserdynamik eindimensional beschrieben werden.

Die Arbeit endet mit einer Bestandsaufnahme und einer darauf aufbauenden erneuten Zielbestimmung bezüglich folgender Punkte:

- Verfeinerung und Vereinfachung von Systemelementen bzw. Teilsystemen
- Verbesserung der Datenbasis (Qualität und Quantität)
- Verbesserung der Datenhandhabung (Numerik und Management).

Literaturverzeichnis

- ABBOTT, M. B. (1993): The electronic encapsulation of knowledge in hydraulics, hydrology and water resources. *Advances in Water Resources* **16**: 21–39.
- ABBOTT, M. B. (1994): Hydroinformatics: A Copernican revolution in hydraulics. *J. Hydraulic Research* **32**: 3–14.
- ABBOTT, M. B. & REFSGAARD, J. C. (Hrsg.) (1996): *Distributed Hydrological Modelling*. Vol. 22 of *Water Science and Technology Library*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London.
- ABBOTT, M. B., BATHURST, J. C., CUNGE, J. A., O'CONNELL, P. E. & RASSMUSSEN, J. (1986): An introduction to the european hydrological system — Système Hydrologique Européen, "SHE" 1., 2., 3., 4. *J. Hydrology* **87**: 45–123.
- ABDUL, A. S. & GILLHAM, R. W. (1984): Laboratory studies of the effect of the capillary fringe on streamflow generation. *Wat. Resour. Res.* **20**(6): 691–698.
- ABDUL, A. S. & GILLHAM, R. W. (1989): Field studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *J. Hydrology* **112**: 1–18.
- AG BODENKUNDE (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. 4. Aufl., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- AGENDA 21 (1993): *Agenda für eine nachhaltige Entwicklung. Eine allgemein verständliche Fassung*. Center for Our Common Future, Genf.
- AMOROCHO, J. & HART, W. E. (1964): A critique of current methods in hydrologic systems investigation. *Trans. Am. Geophys. Union* **45**: 307–321.
- ANDERSON, M. G. & BURT, T. P. (1990a): Subsurface runoff. In M. G. ANDERSON & T. P. BURT (Hrsg.), *Process Studies in Hillslope Hydrology*, John Wiley & Sons, pp. 365–400.
- ANDERSON, M. G. & BURT, T. P. (Hrsg.) (1990b): *Process Studies in Hillslope Hydrology*. John Wiley & Sons.
- BACH, M., FABIS, J. & FREDE, H.-G. (1997): *Filterwirkung von Uferstreifen für Stoffeinträge in Gewässer in unterschiedlichen Landschaftsräumen*. DVWK, Bonn.
- BAND, L. E., VERTESSY, R. & LAMMERS, R. B. (1995): The effect of different terrain representations and resolution on simulated watershed processes. *Annals of Geomorphology Suppl.* **101**: 187–199.
- BÁRDOSSY, A., BOGARDI, I. & DUCKSTEIN, L. (1990): Fuzzy regression in hydrology. *Wat. Resour. Res.* **26**(7): 1497–1508.
- BARLING, R. D., GRAYSON, R. B. & MOORE, I. D. (1994): A quasi-dynamic wetness index for characterizing the spatial distribution of zones of surface saturation and soil water content. *Wat. Resour. Res.* **30**(4): 1029–1044.

- BARTELME, N. (1995): *Geoinformatik. Modelle, Strukturen, Funktionen*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- BERGMANN, J., FANK, J., HARUM, T., PAPESCH, W., RANK, D., RICHTIG, G. & ZOJER, H. (1996): Abflußkomponenten und Speichereigenschaften, Konzeption und Auswertemethoden. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* **48**(1/2): 27–45.
- BERGSTRÖM, S. (1992): The HRB model - its structure and applications. *Report No. 4*, Swedish Meteorological and Hydrological Institut (SMHI), S-601 76 Norrköpping, Sweden. 32pp.
- BETSON, R. P. (1964): What is watershed runoff? *J. Geophysical Research, A.G.U.* **69**: 1541–1552.
- BEUDERT, G. (1997): *Gewässerbelastung und Stoffaustrag von befestigten Flächen in einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet*. Schriftenreihe des Instituts für Siedlungswasserwirtschaft (ISWW), Universität Karlsruhe, Band 80. Kommissionsverlag R. Oldenburg, München.
- BEVEN, K. (1985): Distributed models. In M. G. ANDERSON & T. P. BURT (Hrsg.), *Hydrological Forecasting*, John Wiley & Sons, Chichester, UK, pp. 405–435.
- BEVEN, K. (1993): Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources* **16**: 41–51.
- BEVEN, K. (1995): Linking parameters across scales: Sub-grid parameterizations and scale dependent hydrological models. *Hydrological Processes* **9**(5/6): 507–526.
- BEVEN, K. (1996a): A discussion of distributed hydrological modelling. In M. B. ABBOTT & J. C. REFSGAARD (Hrsg.), *Distributed Hydrological Modelling*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, pp. 255–278.
- BEVEN, K. (1996b): Response to comments on ‘A discussion of distributed hydrological modelling’ by J. C. REFSGAARD ET AL. In M. B. ABBOTT & J. C. REFSGAARD (Hrsg.), *Distributed Hydrological Modelling*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, pp. 289–295.
- BEVEN, K. & BINLEY, A. (1992): The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes* **6**(3): 279–298.
- BEVEN, K. & GERMANN, P. (1981a): Water flow in soil macropores I. An experimental approach. *Soil Sci.* **32**: 1–13.
- BEVEN, K. & GERMANN, P. (1981b): Water flow in soil macropores II. A combined flow model. *Soil Sci.* **32**: 15–29.
- BEVEN, K. (Hrsg.) (1992): *Future of distributed modelling*. *Hydrological Processes*, **6**(3) (special issue).
- BEVEN, K., LAMB, R., QUINN, P., ROMANOWICZ, R. & FREER, J. (1995): TOPMODEL. In V. P. SINGH (Hrsg.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, pp. 627–668.
- BEVEN, K. J. (1989a): Changing ideas in hydrology—the case of physically based models. *J. Hydrology* **105**: 157–172.
- BEVEN, K. J. (1989b): Interflow. In H. J. MOREL-SEYTOUX (Hrsg.), *Unsaturated Flow in Hydrological Modeling*, D. Reidel, Dordrecht.
- BEVEN, K. J. (1991): Infiltration, soil moisture, and unsaturated flow. In D. S. BOWLES & P. C. O’CONNELL (Hrsg.), *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*, Kluwer Academic Pub., Dordrecht, Boston, London, pp. 137–151.

- BEVEN, K. J. & KIRKBY, M. J. (1979): A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* **24**: 43–69.
- BEVEN, K. J. & O'CONNELL, P. E. (1982): On the role of physically-based models in hydrology. *Inst. Hydrol. Rep. 81*, Institute of Hydrology, Wallingford.
- BEVEN, K. J., CALVER, A. & MORRIS, E. M. (1987): The Institute of Hydrology distributed model. *Inst. Hydrol. Rep. 98*, Institute of Hydrology, Wallingford.
- BINLEY, A. M. & BEVEN, K. J. (1991): Physically-based modeling of catchment response: A likelihood approach to reducing predictive uncertainty. In D. G. FARMER & M. J. RYCROFT (Hrsg.), *Computer Modeling in the Environmental Sciences*, Clarendon Press, Oxford, pp. 75–88.
- BINLEY, A. M., BEVEN, K. J., CALVER, A. & WATTS, L. G. (1991): Changing responses in hydrology—assessing the uncertainty in physically model predictions. *Wat. Resour. Res.* **27**: 1253–1261.
- BLÖSCHL, G. (1996a): Prozeßnahe Niederschlag-Abfluß-Modellierung. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* **48**(5/6): 156–165.
- BLÖSCHL, G. (1996b): Regionalisierung in der Hydrologie. Blockvorlesung im Rahmen des Graduiertenkollegs “Ökologische Wasserwirtschaft”, Universität Karlsruhe, 20.-24.5.1996.
- BLÖSCHL, G. (1996c): Scale and scaling in hydrology. *Wiener Mitteilungen 132*, Wasser-Abwasser-Gewässer, Technische Universität Wien, Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft. Habilitation.
- BLÖSCHL, G. & SIVAPALAN, M. (1995): Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrological Processes* **9**(3/4): 251–290.
- BLÖSCHL, G., GRAYSON, R. B. & SIVAPALAN, M. (1995): On the representative elementary area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling. *Hydrological Processes* **9**(3/4): 313–330.
- BLÖSCHL, G., SIVAPALAN, M., BEVEN, K. & HORNBERGER, G. (Hrsg.) (1997): *Scale Problems in Hydrology*. *Wat. Resour. Res.*, Vol.**33**(11), (special issue, forthcoming).
- BOHLEBER, A. (1992): Quantifizierung von Bodenwasserbewegungen unter kombinierten Einsatz von Neutronen- und Gamma-Gamma-Sonde. Untersuchungen am Beispiel des Standortes Weiherbachtal im Kraichgau (Baden-Württemberg). *Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe 18*, Universität Karlsruhe.
- BORISENKO, A. I. & TARAPOV, I. E. (1979): *Vector and tensor analysis with applications*. Dover Publications, New York.
- BORK, H.-R. (1988): *Bodenerosion und Umwelt – Verlauf, Ursachen und Folgen der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion*. Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, Heft 13, Technische Universität Braunschweig.
- BOSSEL, H. (1992): *Simulation dynamischer Systeme. Grundwissen, Methoden, Programme*. 2. verbesserte Aufl., Vieweg, Braunschweig, Wiesbaden.
- BOSSEL, H. (1994): *Modellbildung und Simulation. Konzepte, Verfahren und Modelle zum Verhalten dynamischer Systeme*. 2. veränd. Aufl., Vieweg, Braunschweig.
- BOX, G. E. P. & JENKINS, G. M. (1970): *Time series analysis, forecasting and control*. Holden Day, San Francisco.

- BRAUN, P., MOLNÁR, T. & KLEEGER, H.-B. (1996): Das Skalenproblem bei der rasterorientierten Modellierung hydrologischer Prozesse. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* **40**(2): 83–90.
- BREN, L. J. (1993): Riparian zone, stream, and floodplain issues: a review. *J. Hydrology* **150**(2-4): 277–300.
- BROADBRIDGE, P. & WHITE, I. (1988): Constant rate infiltration: a versatile nonlinear model, 1, Analytic solution. *Wat. Resour. Res.* **24**: 145–154.
- BRONSTEIN, I. N. & SEMENDJAJEW, K. A. (1981): *Taschenbuch der Mathematik*. Verlag Harri Deutsch, Thun. 20. Auflage.
- BRONSTERT, A. (1994): *Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik in Hängen*. Mitteilungen des IHW, Universität Karlsruhe, Nr. 46.
- BRUNEAUX, P., GASCUEL-ODOUX, C., ROBIN, P., MEROT, P. & BEVEN, K. (1995): Sensitivity to space and time resolution of a hydrological model using digital elevation data. *Hydrological Processes* **9**: 69–81.
- BRUTSAERT, W. (1994): The unit response of groundwater outflow from a hillslope. *Wat. Resour. Res.* **30**(10): 2759–2763.
- BUCKINGHAM, E. (1907): Studies on the movement of soil moisture. *U. S. Dept. of Agr. Bur. of Soils Bull.*
- BURCH, G. J., MOORE, I. D. & BURNS, J. (1989): Soil hydrophobic effects on infiltration and catchment runoff. *Hydrological Processes* **3**: 211–222.
- BURGER, H. (1940): *Physikalische Eigenschaften von Wald- und Freilandböden*. Mitteilungen der Schweizerischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen XXI, pp. 223–249.
- BURT, T. P. (1989): Storm runoff generation in small catchments in relation to the flood response of large basins. In K. BEVEN & P. CARLING (Hrsg.), *Floods: Hydrological, sedimentological and geomorphological implications*, John Wiley & Sons, Chichester.
- CALVER, A. & WOOD, W. L. (1995): The Institute of Hydrology Distributed Model. In V. P. SINGH (Hrsg.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, pp. 595–626.
- CAMPBELL, G. S. (1974): A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.* **117**: 311–314.
- CAPRA, F. (1985): *Wendzeit*. Scherz Verlag, Bern, München, Wien.
- CARSEL, R. F. & PARRISH, R. S. (1988): Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Wat. Resour. Res.* **24**(5): 755–769.
- CELIA, M. A., BOULOUTAS, E. T. & ZABRA, R. L. (1990): A general mass conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Wat. Resour. Res.* **26**(7): 1483–1496.
- CHEN, P. P.-S. (1976): The entity-relationship model—toward a unified view of data. *Assoc. f. Computing Machinery, Trans. on Database Systems* **1**(1): 9–36.
- CLARKE, R. T. (1973): A review of some mathematical models used in hydrology. *J. Hydrology* **19**: 1–20.
- CONSTANTZ, J., HERKELRATH, W. N. & MURPHY, F. (1988): Air encapsulation during infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **52**: 10–16.

- COSTA-CABRAL, M. C. & BURGESS, S. J. (1994): Digital elevation model networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. *Wat. Resour. Res.* **30**(6): 1681–1692.
- COURANT, R., FRIEDRICHS, K. O. & LEWY, H. (1967): On the partial difference equations of mathematical physics. *IBM Journal* **11**: 215–234.
- CRAWFORD, N. H. & LINSLEY, R. K. (1966): Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV. *Tech. Rept. 39*, Dept. of Civil Engineering, Stanford University.
- CROLEY, T. E. (1980): A micro-hydrology computation ordering algorithm. *J. Hydrology* **48**: 221–236.
- CSIRO (1994): TOPOG User Guide, Version 5.0. *Technical report*, CSIRO, Institute of Natural Resources and Environment, Division of Water Resources, GPO Box 1666, Canberra 2601, Australia.
- CUNGE, J. A., HOLLY JR, F. M. & VERWEY, A. (Hrsg.) (1980): *Practical Aspects of Computational River Hydraulics*. Pitman Advanced Publishing Program, Boston.
- DAHMEN, N. (1994): *Jahresgang des Bodenfeuchtehaushaltes und dessen räumliche und zeitliche Variabilität bei einer maisbestandenen Agrarfläche*. Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg. Diplomarbeit.
- DARCY, H. (1856): *Les fontaines publique de la ville de Dijon*. Dalmont, Paris.
- DAWDY, D. R. & O'DONNELL, T. (1965): Mathematical models of catchment behavior. *J. Hydraulics Division, Proceedings ASCE* **91**(HY2): 123–131.
- DELBRÜCK, M. (1997): *Großflächiges Bromid-Tracerexperiment zur räumlichen und zeitlichen Variabilität des Wassertransports an einem Lößhang*. Naturwissenschaftlich-Mathematische Gesamtfakultät der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Institut für Umweltphysik. Dissertation.
- DENZER, R. (Hrsg.) (1994): *Visualisierung von Umweltdaten, 4. Workshop, Schloss Dagstuhl 1994*. Gesellschaft für Informatik e.V. (GI), Metropolis-Verl., Marburg.
- DEUTSCH, C. V. & JOURNEL, A. G. (1992): *GSLIB. Geostatistical Software Library and User's Guide*. Oxford University Press, New York.
- DICKEL, T. & FRITZ, C. (1995): Konzeption und Anwendungsmöglichkeiten des Prototyps "Digitale Bodenkarte Baden-Württemberg". *Proc. ESRI – 3. Deutsche ARC/INFO Anwenderkonferenz*, pp. 146–153. Autoren arbeiten am Geologischen Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br.
- DIEKKRÜGER, B. (1993): *Standort- und Gebietsmodelle zur Simulation der Wasserbewegung in Agrarökosystemen*. Dissertation, Technische Universität Carolo-Wilhelmina zu Braunschweig.
- DIETRICH, W. E., REISS, R., HSU, M. L. & MONTGOMERY, D. R. (1995): A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrological Processes* **9**(3/4): 383–400.
- DINGMAN, S. L. (1993): *Physical Hydrology*. Macmillan Publishing Company, New York.
- DISSE, M. (1995): *Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten*. Mitteilungen des IHW, Universität Karlsruhe, Nr. 53.
- DOOGE, J. C. I. (1959): A general theory of the unit hydrograph. *J. Geophysical Research, A.G.U.* **64**: 241–256.

- DOOGE, J. C. I. (1986): Looking for hydrologic laws. *Wat. Resour. Res.* **22**(9): 46S–58S.
- DOOGE, J. C. I. (1995a): Searching for simplicity in hydrology. Society lecture at EGS XX General Assembly, Hamburg, 3.4.1995.
- DOOGE, J. C. I. (1995b): Vorträge am IHW. April 1995.
- DUNNE, T. (1978): Field studies of hillslope flow processes. In M. J. KIRKBY (Hrsg.), *Hillslope Hydrology*, John Wiley & Sons, Chichester, pp. 227–293.
- DUNNE, T. (1983): Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *J. Hydrology* **65**: 25–48.
- DUNNE, T. & BLACK, R. D. (1970): Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Wat. Resour. Res.* **6**: 1296–1311.
- DUNNE, T., MOORE, T. R. & TAYLOR, C. H. (1975): Recognition and prediction of runoff producing zones in humid regions. *Hydrological Sciences Bulletin* **20**: 305–327.
- DURNER, W. (1991): *Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeit strukturierter Böden*. Bayreuther bodenkundliche Berichte, Band 20.
- DVWK (Hrsg.) (1984): *Anleitung zur Anwendung von Niederschlag-Abfluß-Modellen in kleinen Einzugsgebieten. Teil II: Synthese*. Regeln zur Wasserwirtschaft, Heft 113, Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK).
- DVWK (Hrsg.) (1991): *Hydraulische Berechnung von Fließgewässern*. Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 220, Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK).
- DVWK (Hrsg.) (1996): *Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen*. Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 238, Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK).
- EDWARDS, A. L. (1972): TRUME: A computer program for transient and steady state temperature distributions in multidimensional systems. *Technical Report UCRL-14754, Rev.3*, Lawrence Livermore Lab., Calif.
- EINSELE, G. (Hrsg.) (1986): *Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch. Wasser- und Stoffhaushalt, bio-, geo- und forstwirtschaftliche Studien in Südwestdeutschland*. VCH, Weinheim. Deutsche Forschungsgemeinschaft.
- ELLENBERG, H., MAYER, R. & SCHAUERMANN, J. (Hrsg.) (1986): *Ökosystemforschung – Ergebnisse des Sollingprojekts: 1966-1986*. Ulmer, Stuttgart.
- ENGMAN, E. T. (1986): Roughness coefficients for routing surface runoff. *J. Irrigation and Drainage Engineering, ASCE* **112**(1/2): 39–53.
- EYKHOFF, P. (1974): *System identification. Parameter and state estimation*. John Wiley & Sons, London, New York, Sydney, Toronto.
- FARLOW, S. J. (1984): The GMDH algorithm. In S. J. FARLOW (Hrsg.), *Self-Organizing Methods in Modeling*, Marcel Dekker, New York, Basel.
- FAYBISHENKO, B. A. (1995): Hydraulic behavior of quasi-saturated soils in presence of entrapped air: Laboratory experiments. *Wat. Resour. Res.* **31**(10): 2421–2435.
- FEDRA, K. & JAMIESON, D. G. (1996): The ‘WaterWare’ decision-support system for river-basin planing: 2. Planning capability. *J. Hydrology* **177**: 177–198.

- FEIST, M. (1997): *Entwurf eines Modellierungssystems zur Simulation von Oberflächengewässern*. Dissertation, Institut für Strömungsmechanik und elektronisches Rechnen im Bauwesen der Universität Hannover, Bericht Nr. 50.
- FETT, W. (1993): Die Nutzung räumlich hoch aufgelöster Gebietsinformationen für die Simulation von Hochwasserganglinien in humiden Mittelgebirgslandschaften. *Technical report*, Schriftenreihe Hydrologie/Wasserwirtschaft des Lehrstuhls für Hydrologie, Wasserwirtschaft und Umwelttechnik der Ruhr-Universität Bochum, Band 12, Postfach 10 21 48, 44721 Bochum. Dissertation.
- FIEDLER, F. (1992): Das Regio - Klima Projekt: Wie regeln die natürlichen Energieumsetzungen das Klima in einer Region? *KfK - Nachrichten (Kernforschungszentrum Karlsruhe)* **24**(3): 125–131.
- FLANAGAN, D. C. & NEARING, M. A. (Hrsg.) (1995): *USDA Water Erosion Prediction Project. Hillslope Profile and Watershed Model Documentation*. NSERL Report No. 10, West Lafayette, Indiana 47907.
- FLEMING, G. (1975): *Computer simulation techniques in hydrology*. Elsevier, New York.
- FLÜGEL, W. A. (1995): Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl, Germany. *Hydrological Processes* **9**(3/4): 423–436.
- FRANTZOK, K. (1976): *Die multiple Regressionsanalyse, dargestellt am Beispiel einer Untersuchung über die Verteilung der ländlichen Bevölkerung in der Gangesebene*. Tübinger Geographische Schriften, Heft 66, Geographisches Institut, Universität Tübingen.
- FREAD, D. L. (1985): Channel routing. In M. G. ANDERSON & T. P. BURT (Hrsg.), *Hydrological Forecasting*, John Wiley & Sons, Chichester, UK, pp. 347–403.
- FREEZE, R. A. (1978): Mathematical models of hillslope hydrology. In M. J. KIRKBY (Hrsg.), *Hillslope Hydrology*, John Wiley & Sons, Chichester, pp. 177–225.
- FREEZE, R. A. & HARLAN, R. L. (1969): Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. *J. Hydrology* **9**: 237–258.
- FÜRST, J. (1991): Entwicklung von Decision-Support-Systemen für die Grundwasserwirtschaft unter Verwendung geographischer Informationssysteme. *Österreichische Wasserwirtschaft* **43**(11/12): 271–280.
- FÜRST, J. (1992): Integration of GIS into decision support systems for management of groundwater. In R. AITKEN (Hrsg.), *Education and Society, Information Processing 92, Vol. II*, Elsevier Science Publishers B.V. (North Holland), pp. 676–684.
- FÜRST, J. & NACHTNEBEL, H. P. (1994): Verwaltung von unterschiedlichen Datenstrukturen in der Wasserwirtschaft. *Österreichische Zeitschrift für Vermessung und Geoinformatik* **82**(1/2): 104–110.
- FÜRST, J., GIRSTMAYER, G. & NACHTNEBEL, H. P. (1993): Application of GIS in decision support systems for groundwater management. In K. KOVAR & H. P. NACHTNEBEL (Hrsg.), *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management*, Proc. HydroGIS 93 Conf., Vienna, Austria, April 1993. IAHS Publication No. 211, IAHS Press, Wallingford, UK, pp. 13–22.
- GARBRECHT, J. (1988): Determination of the execution sequence of channels in a drainage network for cascade routing. *Hydrosoft: Software for Hydraulics, Hydrology and Hydrodynamics*. Computational Mechanics Publications.

- GARBRECHT, J. & MARTZ, L. W. (1993): Case application of the automated extraction of drainage network and subwatershed characteristics from digital elevation models by dednm. *Geographic Information Systems and Water Resources* pp. 221–229, 606–607.
- GERLINGER, K. (1997): Erosionsprozesse auf Lößböden: Experimente und Modellierung. *Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik 194*, Universität Karlsruhe. Dissertation.
- GERMANN, P. F. & BEVEN, K. (1985): Kinematic wave approximation to infiltration into soils with sorbing macropores. *Wat. Resour. Res.* **21**(7): 990–996.
- GERMANN, P. F. & BEVEN, K. (1986): A distribution function approach to water flow in soil macropores based on kinematic wave theory. *J. Hydrology* **83**: 173–183.
- GESELLSCHAFT FÜR INFORMATIK (Hrsg.) (1994): *Umwelt & Informatik*. Schriftenreihe Schlüsseltechnologie Informationsverarbeitung, Geschäftsstelle, Ahrstrasse 45, 53175 Bonn.
- GILLHAM, R. (1984): The capillary fringe and its effect on water table response. *J. Hydrology* **67**: 307–324.
- GNAUCK, A. (Hrsg.) (1995): *Ökosysteme: Modellierung und Simulation*. Umweltwissenschaften: 6, Blottner, Taunusstein.
- GOODRICH, D. C. & WOOLHISER, D. A. (1991): Catchment hydrology. *Reviews of Geophysics, Supplement, U.S. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics* pp. 202–209.
- GOODRICH, D. C. & WOOLHISER, D. A. (1994): Comment on “physically based hydrologic modeling: 1. A terrain-based model for investigative purposes” by R. B. Grayson, I. D. Moore, and T. A. McMahon. *Wat. Resour. Res.* **30**(3): 845–847.
- GRAYSON, R. B., BLÖSCHL, G. & MOORE, I. D. (1995): Distributed parameter hydrologic modelling using vector elevation data: THALES and TAPES-C. In V. P. SINGH (Hrsg.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, pp. 669–696.
- GRAYSON, R. B., BLÖSCHL, G., BARLING, R. D. & MOORE, I. D. (1993): Process, scale and constraints to hydrological modelling in GIS. In K. KOVAR & H. P. NACHTNEBEL (Hrsg.), *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management*, Proc. HydroGIS 93 Conf., Vienna, Austria, April 1993. IAHS Publication No. 211, IAHS Press, Wallingford, UK, pp. 83–92.
- GRAYSON, R. B., MOORE, I. D. & MCMAHON, T. A. (1992a): Physically based hydrologic modeling: 1. A terrain-based model for investigative purposes. *Wat. Resour. Res.* **28**(10): 2639–2658.
- GRAYSON, R. B., MOORE, I. D. & MCMAHON, T. A. (1992b): Physically based hydrologic modeling: 2. Is the concept realistic? *Wat. Resour. Res.* **28**(10): 2659–2666.
- GREEN, W. H. & AMPT, G. A. (1911): Studies on soil physics: 1. Flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.* **4**: 1–24.
- GUPTA, V. K., RODRÍGUEZ-ITURBE, I. & WOOD, E. F. (Hrsg.) (1986): *Scale Problems in Hydrology*. D. Reidel, Dordrecht.
- GUTKNECHT, D. (1996a): Abflußentstehung an Hängen – Beobachtungen und Konzeptionen’. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* **48**(5/6): 134–144.
- GUTKNECHT, D. (1996b): Das interdisziplinäre Forschungsprojekt ‘Kleine Einzugsgebiete’. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* **48**(1/2): 1–5.

- HACKBUSCH, W. (1993): *Iterative Lösung großer schwachbesetzter Gleichungssysteme*. Leitfäden der angewandten Mathematik und Mechanik, Teubner, Stuttgart.
- HALL, G. F. & OLSON, C. G. (1991): Predicting variability of soils from landscape models. *Soil Science Society of America: Spacial variability of soils and landforms, Special publication* (no. 28): 9–24.
- HEWLETT, J. D. & HIBBERT, A. R. (1967): Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In W. E. SOPPER & H. W. LULL (Hrsg.), *Proc. Int. Symp. on Forest Hydrology, Pennsylvania Stat University, 1965*, Pergamon Press, New York, pp. 275–290.
- HILLEL, D. (1980): *Fundamentals of Soil Physics*. Academic Press.
- HOLZMANN, H. (1994): Modellierung und Regionalisierung der Grundwasserneubildung und des Bodenwasserhaushalts. *Technical Report 123*, Wiener Mitteilungen, Wasser–Abwasser–Gewässer, Universität für Bodenkultur, Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau, Wien. Dissertation.
- HOPMANS, J. W. (1987): A comparison of various methods to scale soil hydraulic properties. *J. Hydrology* **93**: 241–256.
- HÖRMANN ET AL. (Hrsg.) (1992): *Ökosystemforschung im Bereich der Bornhöveder Seenkette*. Verein zur Förderung der Ökosystemforschung zu Kiel e.V., EcoSys Bd. 1, Projektzentrum für Ökosystemforschung, Christian-Alberts-Universität Kiel.
- HORNUNG, U. & MESSING, W. (1984): *Poröse Medien — Methoden und Simulation*. Verlag Beiträge zur Hydrologie Ilse Nippes, Kirchzarten, Germany.
- HORTON, R. E. (1933): The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. Am. Geophys. Union* **14**: 446–460.
- HUANG, K., MOHANTY, B. P. & VAN GENUCHTEN, M. T. (1996): A new convergence criterion for the modified Picard iteration method to solve the variably saturated flow equation. *J. Hydrology* **178**: 69–91.
- IHRINGER, J. & KRON, W. (1993): Softwarepaket für Hydrologie und Wasserwirtschaft. *Technical Report Band 1: Hochwasseranalyse*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe.
- ISAAKS, E. H. & SRIVASTAVA, R. M. (1989): *An introduction to applied geostatistics*. Oxford University Press, New York.
- IVAKHNENKO, A. G. (1984): Past, present and future of GMDH. In S. J. FARLOW (Hrsg.), *Self-Organizing Methods in Modeling*, Marcel Dekker, New York, Basel.
- IVAKHNENKO, A. G. & MÜLLER, J.-A. (1984): *Selbstorganisation von Vorhersagemodellen*. VEB Verlag Technik, Berlin.
- JAMIESON, D. G. & FEDRA, K. (1995): Eureka EU 487: A decision-support system for integrated river basin planning. *Ann. Geophys.* **13**(Supplement II): C461.
- JAMIESON, D. G. & FEDRA, K. (1996a): The ‘WaterWare’ decision-support system for river-basin planing: 1. Conceptual design. *J. Hydrology* **177**: 163–175.
- JAMIESON, D. G. & FEDRA, K. (1996b): The ‘WaterWare’ decision-support system for river-basin planing: 3. Example applications. *J. Hydrology* **177**: 199–211.

- JAYATILAKA, C. J. & GILLHAM, R. W. (1996): A deterministic-empirical model of the effect of the capillary fringe on near-stream area runoff. 1. Description of the model. *J. Hydrology* **184**: 299–315.
- JAYATILAKA, C. J., GILLHAM, R. W., BLOWES, D. W. & NATHAN, R. J. (1996): A deterministic-empirical model of the effect of the capillary fringe on near-stream area runoff. 2. Testing and application. *J. Hydrology* **184**: 317–336.
- JAYAWARDENA, A. W. & WHITE, J. K. (1977): A finite-element distributed catchment model, I. Analytical basis. *J. Hydrology* **34**: 269–286.
- JAYAWARDENA, A. W. & WHITE, J. K. (1979): A finite-element distributed catchment model, II. Application to real catchments. *J. Hydrology* **42**: 231–249.
- JETSCHKE, G. (1989): *Mathematik der Selbstorganisation. Qualitative Theorie nichtlinearer dynamischer Systeme und gleichgewichtsferner Strukturen in Physik, Chemie und Biologie*. Vieweg, Braunschweig.
- JONES, J. A. A. (1997): Pipeflow contributing areas and runoff response. *Hydrological Processes* **11**(1): 35–41.
- KALMA, J. D. & SIVAPALAN, M. (Hrsg.) (1995): *Scale Issues in Hydrological Modelling*. John Wiley & Sons, Chichester.
- KAPETANIOS, E. (1994): Anforderungen an die Datenbanktechnologie zur Verwaltung von Satellitendaten für die Fernerkundung atmosphärischer Parameter (Klimaforschung). In H. KREMERS (Hrsg.), *Umweltdatenbanken*, Metropolis-Verl., Marburg, pp. 87–110.
- KIEFER, E.-M., LIEDL, R., SCHMITZ, G. H. & SEUS, G. J. (1990): Konservative Strömungsmodelle auf der Basis krummliniger Koordinaten unter besonderer Berücksichtigung von Wasserbewegungen im ungesättigt-gesättigten Boden. *Berichte der Versuchsanstalt Oberrach und des Lehrstuhls für Wasserbau und Wassermengenwirtschaft 64*, Technische Universität München.
- KILLISCH, W., MICH, N. & FRÄNZLE, O. (1984): *Ist die Anwendung der Faktorenanalyse in der empirischen Regionalforschung noch vertretbar? Darstellung und Kritik einer Methode*. Vol. Heft 66 of *Karlsruher Manuskripte zur mathematischen und theoretischen Wirtschafts- und Sozialgeographie*, Geographisches Institut, Universität Karlsruhe.
- KIRKBY, M. J. (1985): Hillslope hydrology. In M. G. ANDERSON & T. P. BURT (Hrsg.), *Hydrological Forecasting*, John Wiley & Sons, Chichester, UK, pp. 37–75.
- KIRKBY, M. J. & CHORLEY, R. J. (1967): Throughflow, overland flow and erosion. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.* **12**: 5–21.
- KIRKBY, M. J. (Hrsg.) (1978): *Hillslope Hydrology*. John Wiley & Sons, Chichester.
- KLEEBERG, H.-B. (Hrsg.) (1992): *Regionalisierung in der Hydrologie. Ergebnisse von Rundgesprächen der Deutschen Forschungsgemeinschaft*. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung, VCH Verlag, 69469 Weinheim, Germany.
- KLEMEŠ, V. (1986): Dilettantism in hydrology: Transition or destiny? *Wat. Resour. Res.* **22**(9): 177S–188S.
- KLIMABEIRAT (Hrsg.) (1996): *Stand der Klimaforschung. Statusbericht des Wissenschaftlichen Klimabeirates der Bundesregierung*. GSF – Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH Projektträgerschaft Umwelt- und Klimaforschung, Kühbachstr. 11, D-81543 München.

- KNISEL, W. G. & WILLIAMS, J. R. (1995): Hydrology components of CREAMS and GLEAMS models. In V. P. SINGH (Hrsg.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, pp. 1069–1114.
- KNOBLAUCH, S. (1996): Wasser- und Stofftransport über präferentielle Fließbahnen in Böden — eine Literaturübersicht. *Wasserwirtschaft* **86**(11): 598–602.
- KOLLE, O. (1997): *Langzeituntersuchung der Energie- und Wasserbilanz einer landwirtschaftlich genutzten Fläche mit Hilfe von Messungen und Modellrechnungen*. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Forschungszentrum Karlsruhe. Dissertation.
- KOLLE, O. & FIEDLER, F. (1994): Messung und numerische Simulation der Energie- und Feuchtebilanz der Bodenoberfläche (TP 2, IMK). In E. J. PLATE (Hrsg.), *Zwischenbericht 1994 Weiherbachprojekt*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, pp. 43–67.
- KOLLE, O. & FIEDLER, F. (1995): Messung und numerische Simulation der Energie- und Feuchtebilanz der Bodenoberfläche (TP 2, IMK). In E. J. PLATE (Hrsg.), *Zwischenbericht 1995 Weiherbachprojekt*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, pp. 65–105.
- KOLLE, O. & FIEDLER, F. (1996): Messung und numerische Simulation der Energie- und Feuchtebilanz der Bodenoberfläche (TP 2, IMK). In E. J. PLATE (Hrsg.), *Zwischenbericht 1996 Weiherbachprojekt*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, pp. 15–40.
- KÖRNER, C., SCHEEL, J. A. & H., B. (1979): Maximum leaf diffusive conductances in vascular plants. *Photosynthetica* **13**(1): 45–82.
- KOTTEGODA, N. T. (1980): *Stochastic Water Resources Technology*. The MacMillan Press, London.
- KREMERS, H. & KRASEMANN, H. L. (Hrsg.) (1996): *Umweltdaten verstehen durch Metainformation*. Praxis der Umwelt-Informatik: 6, Metropolis-Verl., Marburg.
- KÜHNEL, V., DOOGE, J. C. I., SANDER, G. C. & O'KANE, J. P. J. (1990a): Duration of atmosphere-controlled and of soil-controlled phases of infiltration for constant rainfall at a soil surface. *Ann. Geophys.* **8**(1): 11–20.
- KÜHNEL, V., DOOGE, J. C. I., SANDER, G. C. & O'KANE, J. P. J. (1990b): Duration of atmosphere-controlled and of soil-controlled phases of evaporation for constant potential evaporation at a soil surfaces. *Ann. Geophys.* **8**(1): 21–28.
- KUTÍLEK, M. & NIELSEN, D. R. (1994): *Soil Hydrology*. GeoEcology Publications, Catena, Cremlingen-Destedt, Germany.
- LEAVESLEY, G. H., MARKSTROM, S. L., BREWER, M. S. & VIGER, R. J. (1994): The modular modeling system (MMS) – The physical process modeling component of a database-centered decision support system for water and power management. *Technical report*, U.S. Geological Survey, Denver, CO.
- LEAVESLEY, G. H., RESTREPO, P. J., STANNARD, L. G., FRANKOSKI, L. A. & SAUTINS, A. M. (1994): The modular modeling system (MMS) – A modeling framework for multidisciplinary research and operational applications. In M. GOODCHILD, L. STEYAERT, B. PARKS, M. CRANE, M. JOHNSTON, D. MAIDMENT & S. GLENDINNING (Hrsg.), *GIS and Environmental Modeling: Progress and Research Issues*, GIS World Books, Ft. Collins, CO.

- LEHMANN, W. (1995): *Anwendung geostatistischer Verfahren auf die Bodenfeuchte in ländlichen Einzugsgebieten*. Mitteilungen des IHW, Universität Karlsruhe, Nr. 52.
- LI, G., LUK, S. H. & CAI, Q. G. (1995): Topographic zonation of infiltration in the hilly loess region, North China. *Hydrological Processes* **9**: 227–235.
- LOAGUE, K. M. (1989): Impact of rainfall and soil hydraulic properties information on runoff predictions at the hillslope scale. *Wat. Resour. Res.* **25**(9): 1501–1510.
- LOAGUE, K. M. (1990): R-5 revisited, 2. Reevaluation of a quasi-physically based rainfall-runoff model with supplemental information. *Wat. Resour. Res.* **26**: 973–987.
- LOAGUE, K. M. (1992): Impact of overland flow plane characterization on event simulations with a quasi-physically based rainfall-runoff model. *Wat. Resour. Res.* **28**: 2541–2545.
- LOAGUE, K. M. & FREEZE, R. A. (1985): A comparison of rainfall-runoff modeling techniques on small upland catchments. *Wat. Resour. Res.* **21**: 229–248.
- LOAGUE, K. M. & GANDER, G. A. (1990): R-5 revisited, 1. Spatial variability of infiltration on a small rangeland catchment. *Wat. Resour. Res.* **26**: 957–971.
- LORENZ, E. N. (1963): Deterministic nonperiodic flow. *J. of the Atmospheric Sciences* **20**: 130–141.
- LORENZ, G. (1992): *Stickstoffdynamik in Catenen einer erosionsgeprägten Lößlandschaft*. Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, Nr. 1, Universität Hohenheim.
- LUTZ, W. (1984): *Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen*. Mitteilungen des IHW, Universität Karlsruhe, Nr. 24.
- MAHMOOD, K. & YEVJEVICH, V. (Hrsg.) (1975): *Unsteady Flow in Open Channels*. Vol. 1,2,3, Water Resources Publications, P.O. Box 303, Fort Collins, Colorado 80522, USA.
- MARTZ, L. W. & GARBRECHT, J. (1992): Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from digital elevation models. *Computers & Geosciences* **18**(6): 747–761.
- MARTZ, L. W. & GARBRECHT, J. (1993): DEDNM: A software system for the automated extraction of channel network and watershed data from raster digital elevation models. *Geographic Information Systems and Water Resources* pp. 211–220.
- MATSCHULLAT, J., HEINRICHS, H., SCHNEIDER, J. & ULRICH, B. (Hrsg.) (1994): *Gefahr für Ökosysteme und Wasserqualität. Ergebnisse interdisziplinärer Forschung im Harz*. Springer, Berlin.
- MAURER, T. (1997): *CATFLOW: A Physically-Based and Distributed Hydrological Model for Continuous Simulation of Catchment Water Dynamics. I. Theory & Methods. II. User Guide. III. Program Documentation*. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe. (in Vorbereitung).
- MAURER, T. & MERZ, B. (1995): Hydrologic watershed response: relative importance of hillslope and drainage network processes. *Ann. Geophys.* **13**(Supplement II): C466. Oral presentation at EGS XX General Assembly, Hamburg, 6.4.1995.
- MEADOWS, D. (1972): *Die Grenzen des Wachstums. Bericht des Club of Rome zur Lage der Menschheit. (The limits to growth)*. Deutsche Verlags-Anstalt, Stuttgart.
- MENZEL, L. (1996): *Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre*. ETH Zürich, Dissertation.

- MERZ, B. (1996): *Modellierung des Niederschlag-Abfluß-Vorgangs in kleinen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität*. Mitteilungen des IHW, Universität Karlsruhe, Nr. 56.
- MERZ, B. & PLATE, E. J. (1997): An analysis of the effects of spacial variability of soil and soil moisture on runoff. *Wat. Resour. Res.* (submitted).
- MESA, O. J. & MIFFLIN, E. R. (1986): On the relative role of hillslope and network geometry in hydrologic response. In V. K. GUPTA, I. RODRÍGUEZ-ITURBE & E. F. WOOD (Hrsg.), *Scale Problems in Hydrology*, D. Reidel, Dordrecht, pp. 1–17.
- MIEGEL, K. (1988): *Erfassung hydrologischer Prozesse innerhalb eines entscheidungsgestützten Programms zur monats- und schlagbezogenen Modellierung von Wasser- und Stickstoffhaushalt Gewässereinzugsgebieten*. Dissertation, Technische Universität Dresden, Fakultät für Bau-, Wasser- und Forstwesen.
- MIKE SHE (1992): *Water movement module – Release 5.1*. Danish Hydraulic Institute, Agern Allé 5, 2970 Hørsholm, Denmark. Product information.
- MILNE, G. (1936): Normal erosion as a factor in soil profile development. *Nature* **138**: 548.
- MONTEITH, J. L. (1965): Evaporation and the environment. In G. FOGG (Hrsg.), *Proc. 19th Symposium of the Society for Experimental Biology*, Cambridge University Press, New York, pp. 205–233.
- MONTENEGRO, H. (1995): *Parameterbestimmung und Modellierung der Wasserbewegung in heterogenen Böden*. Fortschritt-Berichte VDI, Reihe 15, Nr. 134, VDI Verlag, Düsseldorf.
- MONTENEGRO, H., SCHÄFER, D. & HERRLING, B. (1996): *Ermittlung bodenhydraulischer Parameter und Modellierung der Sickerwasserbewegung*. Schlußbericht Teilprojekt 15 des BMBF-Verbundprojektes 'Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus kleinen Einzugsgebieten'. Institut für Hydromechanik, Universität Karlsruhe.
- MOORE, I. D. & FOSTER, G. R. (1990): Hydraulics and overland flow. In M. G. ANDERSON & T. P. BURT (Hrsg.), *Process Studies in Hillslope Hydrology*, John Wiley & Sons, pp. 215–254.
- MOORE, I. D., GRAYSON, R. B. & LADSON, A. R. (1991): Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes* **5**(1): 3–30.
- MOORE, I. D., MACKAY, S. M., WALLBRINK, G. J., BURCH, G. J. & O'LOUGHLIN, E. M. (1986): Hydrologic characteristics and modelling of a small forested catchment in southeast New South Wales. Prelogging condition. *J. Hydrology* **83**: 307–335.
- MOORE, I. D., O'LOUGHLIN, E. M. & BURCH, G. J. (1988): A contour-based topographic model for hydrological and ecological applications. *Earth Surface Processes and Landforms* **13**: 305–320.
- MORGAN, R., QUINTON, J. & RICKSON, R. (1993): *EUROSEM: A user guide*. Silsoe College, Silsoe, UK.
- MUALEM, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Wat. Resour. Res.* **12**(3): 513–522.
- MÜLLER, N. (1994): *Gewässergütemodellierung von Fließgewässern unter Berücksichtigung quantitativer, flächenhafter und sozioökonomischer Informationen*. Schriftenreihe des Instituts für Siedlungswasserwirtschaft (ISWW), Universität Karlsruhe, Band 70.

- NACHTNEBEL, H. P. & SHUTTLEWORTH, W. J. (1993): Ecology-Hydrology-Climatology — A fascinating puzzle. Interdisciplinary activities involving hydrology. *Towards the 21st Century: Research and Operational Needs*, Unesco, Paris.
- NACHTNEBEL, H. P., FÜRST, J. & HOLZMANN, H. (1993): Application of geographical information systems to support groundwater modelling. In K. KOVAR & H. P. NACHTNEBEL (Hrsg.), *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management*, Proc. HydroGIS 93 Conf., Vienna, Austria, April 1993. IAHS Publication No. 211, IAHS Press, Wallingford, UK, pp. 653–664.
- NASH, J. E. & SUTCLIFFE, J. V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I: A discussion of principles. *J. Hydrology* **10**: 282–290.
- NAUDASCHER, E. (1987): *Hydraulik der Gerinne und Gerinnebauwerke*. Springer, Wien, New York.
- NOVOTNY, V. (1986): A review of hydrological and water quality models used for simulation of agricultural pollution. In A. GIORGINI & F. ZINGALES (Hrsg.), *Agricultural nonpoint source pollution: model selection and application. Developments in Environmental Modelling*, Elsevier Science Publishers B.V. (North Holland).
- NOYE, J. (1978): An introduction to finite difference techniques. In J. NOYE (Hrsg.), *Numerical Simulation of Fluid Motion*, Elsevier Science Publishers B.V. (North Holland), Amsterdam, pp. 1–111.
- O'LOUGHLIN, E. M. (1981): Saturation regions in catchments and their relations to soil and topographic properties. *J. Hydrology* **53**: 229–246.
- O'LOUGHLIN, E. M. (1986): Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Wat. Resour. Res.* **22**(5): 794–804.
- O'LOUGHLIN, E. M. (1990a): Modeling soil water status in complex terrain. *Agricultural and Forest Meteorology* **50**: 23–38.
- O'LOUGHLIN, E. M. (1990b): Perspectives in hillslope research. In M. G. ANDERSON & T. P. BURT (Hrsg.), *Process Studies in Hillslope Hydrology*, John Wiley & Sons, pp. 501–516.
- ORESQUES, N., SCHRADER-FRECHETTE, K. & BELITZ, K. (1994): Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences. *Science* **263**: 641–646.
- PAGE, B. & HILTY, L. M. (Hrsg.) (1995): *Umweltinformatik. Informatikmethoden für Umweltschutz und Umweltforschung*. Handbuch der Informatik: 13.3, 2. Auflage, Oldenbourg, München.
- PALACIOS-VÉLEZ, O. L. & CUEVAS-RENAUD, B. (1992): SHIFT: a distributed runoff model using irregular triangular facets. *J. Hydrology* **134**: 35–55.
- PAPOULIS, A. (1984): *Probability, random variables and stochastic processes*. McGraw-Hill Series in Systems Science, McGraw Hill Book Company, New York.
- PATON, T. R. (1978): *The formation of soil material*. George Allan & Unwill, London.
- PEARCE, A. J., STEWART, M. K. & SKLASH, M. G. (1986): Storm runoff generation in humid headwater catchments. 1. Where does the water come from? *Wat. Resour. Res.* **22**: 1263–1272.
- PENMAN, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings Royal Society London A* **193**: 120–145.
- PHILIP, J. R. (1980): Field heterogeneity: Some basic issues. *Wat. Resour. Res.* **16**: 443–448.

- PLATE, E. J. (1988): From conceptual models to hydrological fields – towards a basin hydrology for the twenty-first century. *Proceedings of the 6th Congress 20.-22.7.1988, Vol. 5*, IAHR Asian and Pacific Regional Division, Kyoto, Japan, pp. 23–43.
- PLATE, E. J. (1992a): Skalen in der Hydrologie. Zur Definition von Begriffen. *Regionalisierung hydrologischer Parameter*, Beitragsammlung Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn, pp. 33–44.
- PLATE, E. J. (1992b): Sustainable development of water resources: A challenge to science and engineering. *Proc. 4th Symposium on Water Resources, August 3/4, 1992*, Tokyo, Japan.
- PLATE, E. J. (1994): Ökohydrologie – ein neues Aufgabengebiet für Hydrologen? In U. GRÜNEWALD (Hrsg.), *Wasserwirtschaft und Ökologie*, Eberhard Blottner Verlag, Taunusstein, pp. 11–22.
- PLATE, E. J. & DE HAAR, U. (1989): Ingenieurhydrologische Grundlagenforschung in der Bundesrepublik Deutschland. Entwicklung und Tendenzen aufgrund der Arbeiten der Senatskommission für Wasserforschung der Deutschen Forschungsgemeinschaft. *Österreichische Wasserwirtschaft* **41**(5/6): 106–114.
- PLATE, E. J. & DUCKSTEIN, L. (1990): Stochastic aspects of water quality modeling for nonpoint sources. In D. G. DECOURSEY (Hrsg.), *Proceedings of the International Conference on Water Quality Modeling of Agricultural Non-Point Sources, June 19-23, 1988, Utah State University, Logan, Utah*, USDA, Agricultural Research Service, ARS-81, Pt. 2, pp. 631–654.
- PLATE, E. J. (Hrsg.) (1992c): *Weierbach-Projekt: 'Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet'*. Schlußbericht zur 1. Phase des BMFT-Verbundprojektes. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 41, Universität Karlsruhe.
- PLATE, E. J., IHRINGER, J. & LUTZ, W. (1988): Operational models for flood forecasting. *J. Hydrology* **100**: 489–506.
- PRESS, W. H., TEUKOLSKY, S. A., VETTERLING, W. T. & FLANNERY, B. P. (1992): *Numerical Recipes. The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, New York.
- PUPPE, F. (1991): *Einführung in Expertensysteme*. Springer, Berlin.
- QUINN, P. F. & BEVEN, K. J. (1993): Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration for plynlimon, mid-wales. *Hydrological Processes* **7**: 425–448.
- RAJKAI, K. & RYDÉN, B. E. (1992): Measuring areal soil moisture distribution with the TDR method. *Geoderma* **52**: 73–85.
- RAM, S., JAISWAL, C. S. & CHAUHAN, H. S. (1994): Transient water table rise with canal seepage and recharge. *J. Hydrology* **163**: 197–202.
- RAVEN, P. H., EVERT, R. F. & CURTIS, H. (1985): *Biologie der Pflanzen*. Walter de Gruyter, Berlin.
- RAWLS, W. J. & BRAKENSIEK, D. L. (1989): Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In H. J. MOREL SEYTOUX (Hrsg.), *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling*, NATO ASI Series C, Kluwer Academic Pub., Dordrecht, Boston, London.
- RAWLS, W. J., AHUJA, L. R., BRAKENSIEK, D. L. & SHIRMOHAMMADI, A. (1992): Infiltration and soil water movement. In D. R. MAIDMENT (Hrsg.), *Handbook of Hydrology*, McGraw Hill Book Company, pp. 5.1–5.51.

- RAYN, B. C. (1977): A mathematical model for diagnosis and prediction of surface winds in mountainous terrain. *J. Appl. Meteorology* **16**(6): 571–584.
- RECHENBERG, I. (Hrsg.) (1978): *Evolutionsstrategien. Workshop Simulationmethoden in der Medizin und Biologie, Hannover 29. Sept - 1. Okt. 1977*. Springer, Berlin.
- REFSGAARD, J. C. (1996): Terminology, modelling protocol and classification of hydrological model codes. In M. B. ABBOTT & J. C. REFSGAARD (Hrsg.), *Distributed Hydrological Modelling*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, pp. 17–40.
- REFSGAARD, J. C. & STORM, B. (1995): MIKE SHE. In V. P. SINGH (Hrsg.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, pp. 809–846.
- REFSGAARD, J. C. & STORM, B. (1996): Construction, calibration and validation of hydrological models. In M. B. ABBOTT & J. C. REFSGAARD (Hrsg.), *Distributed Hydrological Modelling*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, pp. 41–54.
- REFSGAARD, J. C., STORM, B. & ABBOTT, M. B. (1996): Comments on ‘A discussion of distributed hydrological modelling’ by K. BEVEN. In M. B. ABBOTT & J. C. REFSGAARD (Hrsg.), *Distributed Hydrological Modelling*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, pp. 279–287.
- REMSON, I., HORNBERGER, G. M. & MOLZ, F. J. (1971): *Numerical Methods in Subsurface Hydrology*. Wiley-Interscience, New York.
- RICHARDS, L. A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics* **1**: 318–333.
- RICHTER, O., SÖNDERGERATH, D. & DIEKKRÜGER, B. (Hrsg.) (1996): *Sonderforschungsbereich 179 “Wasser- und Stoffdynamik in Agrarökosystemen” — Abschlußbericht 1986-1996*. Vol. 24(1-3) of *Landschaftsökologie und Umweltforschung*, Institut für Geographie und Geoökologie der Technischen Universität Braunschweig.
- ROBINSON, J. S. & SIVAPALAN, M. (1995): Catchment-scale runoff generation model by aggregation and similarity analyses. *Hydrological Processes* **9**(5/6): 555–574.
- RODRÍGUEZ-ITURBE, I. & GUPTA, V. K. (Hrsg.) (1983): *Scale Problems in Hydrology*. J. Hydrology, Vol. **65**, (special issue).
- ROHDE, A. (1993): *Untersuchungen und Bilanzierung der Stickstoffmineralisation in landwirtschaftlich genutzten Böden*. Vol. Band 32 of *Karlsruher Berichte zur Ingenieurbiologie*, Inst. für Ingenieurbiologie und Biotechnologie des Abwassers, Universität Karlsruhe. Dissertation.
- ROHDE, F. G., HAASE, M. & GITSCHL, C. (1994): Computer aided generation and operation of hydrologic simulation models. In A. PETERS ET AL. (Hrsg.), *Computational Methods in Water Resources*, Kluwer, Netherlands, pp. 1473–1480.
- ROUSE, H. (Hrsg.) (1959): *Advanced Mechanics of Fluids*. John Wiley & Sons, New York.
- RULON, J. J., RODWAY, R. & FREZZE, R. A. (1985): The development of multiple seepage faces on layered slopes. *Wat. Resour. Res.* **21**(11): 1625–1636.
- SAINT-VENANT, B. (1871): Théorie du mouvement non permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et à l’introduction des marées dans leurs lit. *C. R. Séan. Acad. Sci.* (73): 147–154, 237–240.
- SCHÄFER, D. (1996): Charakterisierung der hydraulischen Eigenschaften der Böden des Weiherbach-Gebiets. In E. J. PLATE (Hrsg.), *Zwischenbericht 1996 Weiherbachprojekt*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, pp. 48–55.

- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1989): *Lehrbuch der Bodenkunde*. 12. Auflage, Enke Verlag, Stuttgart.
- SCHIFFLER, G. R. (1990): Design of a soil moisture measuring network in a small rural catchment. *Proceedings of the Conference on Hydrological Research Basins and the Environment*, Wageningen, Netherlands.
- SCHIFFLER, G. R. (1992): *Experimentelle Erfassung und Modellierung der Infiltration stärkerer Niederschläge unter realen Feldbedingungen*. Mitteilungen des IHW, Universität Karlsruhe, Nr. 40.
- SCHILLINGER, M. P. & WEIBLEN, B. (1996): Erstellung einer Bodenartenkarte auf Basis von Daten der Bodenschätzung. In E. J. PLATE (Hrsg.), *Zwischenbericht 1996 Weiherbachprojekt*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, pp. 41–47.
- SCHMALAND, G. (1996): Makroporen. In E. J. PLATE (Hrsg.), *Zwischenbericht 1996 Weiherbachprojekt*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe.
- SCHMALAND, G. & WOHNLICH, S. (1992): Biogene Makroporen in Böden aus Löß. *Wasserwirtschaft* pp. 215–222.
- SCHRAMM, M. (1994): Ein Erosionsmodell mit räumlich und zeitlich veränderlicher Rillensmorphologie. *Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik 190*, Universität Karlsruhe. Dissertation.
- SIEGERT, K. (1978): *Oberflächenabfluß von landwirtschaftlichen Nutzflächen infolge von Starkregen*. Braunschweig, Techn. Univ., Diss.
- ŠIMŮNEK, J., VOGEL, T. N. & VAN GENUCHTEN, M. T. (1994): The SWMS-2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media — Version 1.2. *Res. Rep. 132*, U.S. Salinity Lab., Agric. Res. Serv., U.S. Dep. of Agric., Riverside, Calif.
- SINGH, V. P. (Hrsg.) (1995): *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications.
- SIVAPALAN, M. & BLÖSCHL, G. (1995): An overview of large scale hydrological modelling. In P. BINNING, H. BRIDGMAN & B. WILLIAMS (Hrsg.), *Proc. Int. Congress on Modelling and Simulation (MODSIM 95)*, Nov. 27-30, 1995, University of Newcastle, Australia. Volume 1: Agriculture, Catchment Hydrology and Industry, pp. 139–149. (invited paper).
- SIVAPALAN, M. & KALMA, J. D. (Hrsg.) (1995): *Scale Problems in Hydrology: Contributions of the Robertson Workshop. Hydrological Processes*, **9**(3/4,5/6) (special issue).
- SIVAPALAN, M., BEVEN, K. & WOOD, E. F. (1987): On hydrologic similarity: 2. A scaled model of storm runoff production. *Wat. Resour. Res.* **23**: 2266–2278.
- SKALSH, M. G. & FARVOLDEN, R. N. (1979): The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrology* **43**: 45–65.
- SKLASH, M. G., STEWART, M. K. & PEARCE, A. J. (1986): Storm runoff generation in humid headwater catchments. 2. A case study of hillslope and low-order stream response. *Wat. Resour. Res.* **22**: 1273–1282.
- SMITH, L. & WHEATCRAFT, S. W. (1992): Groundwater flow. In D. R. MAIDMENT (Hrsg.), *Handbook of Hydrology*, McGraw Hill Book Company, pp. 6.1–6.58.
- SMITH, R. E., GOODRICH, D. C., WOOLHISER, D. A. & R., S. J. (1994): Comment on “physically based hydrologic modeling: 2. Is the concept realistic?” by R. B. GRAYSON, I. D. MOORE, AND T. A. MCMAHON. *Wat. Resour. Res.* **30**(3): 851–854.

- STAUFFER, F. & DRACOS, T. (1986): Experimental and numerical study of water and solute infiltration in layered porous media. *J. Hydrology* **84**: 9–34.
- STAUFFER, F., JOB, D. & DRACOS, T. (1981): Reaktion des Grundwasserspiegels auf lokale Hebung und ihre hydrologische Bedeutung, eine experimentelle Untersuchung. *Wasser und Boden* (12): 582–586.
- STEWART, I. (1990): *Spielt Gott Roulette? Chaos in der Mathematik*. Birkhäuser, Basel, Stuttgart.
- STRAHLER, A. N. (1956): Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* **63**: 1117–1142.
- STREIT, U. & KLEEBERG, K. (1996): GIS-based regionalization in hydrology: German priority programme on spatial transfer of hydrological information. In K. KOVAR & H. P. NACHTNEBEL (Hrsg.), *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management*, Proc. HydroGIS 96 Conf., Vienna, Austria, 16–19 April 1996. IAHS Publication No. 235, IAHS Press, Wallingford, UK, pp. 485–491.
- STREIT, U. & WIESMANN, K. (1995): Problems of integrating GIS and hydrological models. *GIS and Spatial Analysis (Proc. ESF Specialist Meeting, Amsterdam, December 1993)*.
- TANG, Y. K. & SKAGGS, R. W. (1977): Experimental evaluation of theoretical solutions for subsurface drainage and irrigation. *Wat. Resour. Res.* **13**(6): 957–965.
- TAYFUR, G., KAVVAS, M. L., GOVINDARAJU, R. S. & STORM, D. E. (1993): Applicability of ST. VENANT equations for two-dimensional overland flows over rough infiltrating surfaces. *J. Hydraulic Engineering, ASCE* **119**(1): 51–63.
- TIETJE, O. & TAPKENHINRICHS, M. (1993): Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **57**: 1088–1095.
- TODINI, E. & VENUTELLI, M. (1991): Overland flow – a two-dimensional modeling approach. In D. S. BOWLES & P. C. O'CONNELL (Hrsg.), *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*, Kluwer Academic Pub., Dordrecht, Boston, London, pp. 137–151.
- TODOROVIC, P. & YEVJEVICH, V. (1969): Stochastic process of precipitation. *Hydrology Papers 35*, Colorado State University, Fort Collins.
- TREIBER, B. (1975): Ein stochastisches Modell zur Simulation von Tagesabflüssen (A stochastic model for the simulation of daily streamflows). *Publication series No. 5*, Institute for Hydrology and Water Resources Planning, Karlsruhe University, FRG.
- TREIBER, B. & PLATE, E. J. (1977): A stochastic model for the simulation of daily flows. *Hydrological Sciences Bulletin* **XXII**(1): 175–192.
- TROENDLE, C. (1985): Variable source area models. In M. G. ANDERSON & T. P. BURT (Hrsg.), *Hydrological Forecasting*, John Wiley & Sons, Chichester, UK, pp. 347–403.
- ÜBERLA, K. (1971): *Faktorenanalyse*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- USDA SOIL CONSERVATION SERVICE (1972): National Engineering Handbook, Hydrology, Section 4. *Technical report*, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 548 pp.
- VAN DE GRIEND, A. A. & ENGMAN, E. T. (1985): Partial area hydrology and remote sensing. *J. Hydrology* **81**: 211–251.
- VAN GENUCHTEN, M. T. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44**: 892–898.

- VAUCLIN, M., KHANJI, D. & VACHAUD, G. (1979): Experimental and numerical study of a transient, two-dimensional unsaturated-saturated water table recharge problem. *Wat. Resour. Res.* **15**(5): 1089–1101.
- VERTESSY, R. A., HATTON, T. J., BENYON, R. J. & DAWES, W. R. (1996): Long-term growth and water balance predictions for a mountain ash (*Eucalyptus-regnans*) forest catchment subject to clear-felling and regeneration. *Tree Physiology* **16**: 221–232.
- VERTESSY, R. A., HATTON, T. J., O'SHAUGHNESSY & JAYASURIYA, M. D. A. (1993): Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *J. Hydrology* **105**: 665–700.
- VON LÜTZOW, M., FILSER, J. & KAINZ, M. ANDF PFADENHAUER, J. (Hrsg.) (1996): *Forschungsverbund Agrarökosysteme. Jahresbericht 1995. Erfassung, Prognosen und Bewertungen nutzungsbedingter Veränderungen in Agrarökosystemen und deren Umwelt*. Vol. 9 of *FAM-Bericht*, GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit, 85764 Oberschleißheim.
- VON WEIZSÄCKER, E. U. (Hrsg.) (1994): *Umweltstandort Deutschland. Argumente gegen die ökologische Phantasielosigkeit*. Birkhäuser, Basel.
- WALTHER, J. (1989): *Naturwissenschaftliche Grundlagen, Entwicklungsstand und Anwendungsmöglichkeiten eines rechnergestützten Ansatzes zur Planung und Kontrolle der landwirtschaftlichen Flächennutzung in Trinkwasserschutzgebieten*. Dissertation, Technische Universität Dresden, Fakultät für Bau-, Wasser- und Forstwesen.
- WANG, Q. J. & DOOGE, J. C. I. (1993): Limiting cases of water fluxes at the land surface. *J. Hydrology* **155**(3-4): 429–440.
- WANG, Z. & FEYEN, J. (1995a): Inter-displacement behaviors between air and water during unsaturated infiltration: 1. Infiltration rate. working paper, Universität Leuven, Belgien.
- WANG, Z. & FEYEN, J. (1995b): Inter-displacement behaviors between air and water during unsaturated infiltration: 2. Preferential flow. working paper, Universität Leuven, Belgien.
- WATERMAN, D. A. (1984): *A Guide to Expert Systems*. Addison-Wesley Publishing Company, Reading.
- WEBER, E. (1974): *Einführung in die Faktorenanalyse*. Gustav Fischer, Stuttgart.
- WEIBLEN, B. (1997): *Die Erstellung eines Übersetzungsschlüssels zur Ableitung einer Bodenartenkarte aus den Daten der Bodenschätzung im Einzugsgebiet des Weiherbaches/Kraichgau mit Hilfe des Geographischen Informationssystems ARC/INFO*. Diplomarbeit am Lehrstuhl für Bodenkunde und Bodengeographie, Abteilung Bodenphysik, Bayreuth. (unveröff.).
- WEINMANN, P. E. (1977): Comparison of flood routing methods for natural rivers. *Civil Eng. Res. Rept. 2/1977*, Monash University, Clayton, Victoria, Australia.
- WEINMANN, P. E. & LAURENSEN, E. M. (1977): Approximate flood routing methods: A review. *J. Hydraulics Division, Proceedings ASCE* **105**(HY12): 1521–1536.
- WEN, X.-H. & GÓMEZ-HERNÁNDEZ, J. J. (1996): Upscaling hydraulic conductivities in heterogeneous media: an overview. *J. Hydrology* **183**: ix–xxxii.
- WESTERN, A. W., BLÖSCHL, G., WILLGOOSE, G. R., McMAHON, T. A. & GRAYSON, R. B. (1996): Field investigations of spatial organisation of soil moisture in a small catchment. *Hydrology and Water Resources Symposium, May 1996, Hobart, Tasmania*.
- WHIPKEY, R. E. (1965): Subsurface stormflow on forested slopes. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.* **10**: 74–85.

- WIESMANN, K., KIRCHHOFF, C. & STREIT, U. (1994): T₄HIM: GIS-Applikation für Hydrologie und Wasserwirtschaft. *Angewandte Geographische Informationstechnologie AGIT 1994*, Salzburg, Austria, pp. 721–730.
- WISSENSCHAFTLICHER BEIRAT DER BUNDESREGIERUNG (1996): *Welt im Wandel / Globale Umweltveränderungen. Jahresbericht 1996*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- WMO (1982): Methods of correction for systematic error in point precipitation measurement for operational use. *WMO-No. 589*, World Meteorological Organisation, Genf.
- WOOD, E. F., SIVAPALAN, M. & BEVEN, K. (1990): Similarity and scale in catchment storm response. *Reviews of Geophysics* **28**(1): 1–18.
- WOOD, E. F., SIVAPALAN, M., BEVEN, K. & BAND, L. (1988): Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *J. Hydrology* **102**: 29–47.
- WOOLHISER, D. A. (1973): Hydrologic and watershed modelling—State of the art. *Trans. Am. Soc. Agric. Engrs.* **16**: 533–559.
- WOOLHISER, D. A., SMITH, R. E. & GOODRICH, D. C. (1992): KINEROS, a kinematic runoff and erosion model. Documentation and User Manual. *Technical Report 77*, USDA-ARS.
- WÖRLEN, C. (1997): *Regionalisierung agrarmeteorologischer Parameter*. Diplomarbeit, Lehrstuhl für Hydrologie, Abteilung Meteorologie, Universität Bayreuth.
- WORRESCHK, B. (1985): *Beitrag zur Berechnung der Abflußbildung in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten*. Dissertation, Technische Universität Braunschweig.
- ZADEH, L. (1965): Fuzzy sets. *Information and Control* (8): 338–353.
- ZEDDIES, J. ET AL. (Hrsg.) (1995): *Sonderforschungsbereich 183 "Umweltgerechte Nutzung von Agrarlandschaften" — Abschlußbericht 1987-1994*. Landschaftsökologie und Umweltforschung, Universität Hohenheim, Postfach 70 05 62, 70593 Stuttgart.
- ZEHE, E. (1997): Transport eines konservativen Tracers auf der Kleineinzugsgebietsskala. *Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* **85**.
- ZHANG, W. & MONTGOMERY, D. R. (1994): Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. *Wat. Resour. Res.* **30**(4): 1019–1028.
- ZOJER, H., BERGMANN, J., FANK, J., HARUM, T., KOLLMANN, W. & RICHTIG, G. (1996): Charakterisierung des hydrologischen Versuchsgebietes Pöllau. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* **48**(1/2): 5–14.
- ZUIDEMA, P. K. (1985): *Hydraulik der Abflußbildung während Starkniederschlägen*. Dissertation, ETH Zürich.
- ZURMÜHL, T. (1994): *Validierung konvektiv-dispersiver Modelle zur Berechnung des instationären Stofftransports in ungestörten Bodensäulen*. Bayreuther bodenkundliche Berichte, Band 36.

Symbolverzeichnis

Anmerkungen:

- Für die Einheiten finden folgende physikalische Grundgrößen Verwendung:
L: Länge, T: Zeit, M: Masse, °K: Temperatur (Kraft ist also $M L T^{-2}$).
- Bei Doppelbelegung der folgenden Symbole geht die Bedeutung aus dem Zusammenhang klar hervor.
- Potentiale werden auf die Druckhöhe einer Wassersäule bezogen und sind daher als Längeneinheit angegeben.

<u>Symbol</u>	<u>Einheit</u>	<u>Bedeutung</u>
a	[L]	spezifische Einzugsgebietsfläche
a_{mak}	[-]	Exponent (Makroporenfluß)
A	[L ²]	Kontrollfläche
A	[L ²]	durchströmte Wasserfläche
A	[T ⁻¹]	Koeffizient im Diskretisierungsschema
A	[L]	Abflußhöhe
A'	[T ⁻¹]	Koeffizient im Diskretisierungsschema
A_{lok}	[L ²]	lokale Einzugsgebietsfläche
A_z	[-]	Exposition (auch: Azimut)
b	[L]	variable Breite entlang des Hangs
b_{mak}	[LT ⁻¹]	maximale Fließgeschwindigkeit in der Makropore
b_s	[L]	Sohlbreite eines Trapezprofils
b_w	[L]	Breite der Wasserspiegeloberfläche
B	[T ⁻¹]	Koeffizient im Diskretisierungsschema
B'	[T ⁻¹]	Koeffizient im Diskretisierungsschema
B_1	[L]	Rasterweite
B_2	[L]	Rasterweite
BFI	[-]	Blattflächenindex

Symbol	Einheit	Bedeutung
c	$[L T^{-1}]$	Wellenfortpflanzungsgeschwindigkeit der kinematischen Welle
c_a	$[L^2 T^{-2} \text{ } ^\circ K^{-1}]$	spezifische Wärme der Luft
C	$[L^{-1}]$	Wasserkapazität
C	$[L^{1/2} T^{-1}]$	CHEZY-Beiwert
C_O	$[-]$	COURANT-Zahl
C_{atm}	$[L T^{-1}]$	Leitfähigkeit der Atmosphäre für Wasserdampf
C_{canopy}	$[L T^{-1}]$	Leitfähigkeit der Pflanzendecke für Wasserdampf
C_{soil}	$[L T^{-1}]$	Leitfähigkeit des Bodens für Wasserdampf
C_x	$[L T^{-1}]$	Leitfähigkeit einer Grenzfläche für Wasserdampf
dS	$[L]$	Wasserbilanzterm: Bodenspeicherdefizit
D	$[L^2 T^{-1}]$	Diffusivität
D_{filter}	$[L]$	Dicke einer Filterschicht
e_s	$[M L^{-1} T^{-2}]$	Wasserdampfdruck bei Sättigung
E	$[L]$	Wasserbilanzterm: Evaporation
E	$[-]$	Koeffizient im linearen Gleichungssystem
E_a	$[L T^{-1}]$	aktuelle Evaporation
E_{mi}	$[-]$	Koeffizient im linearen Gleichungssystem
E_p	$[L T^{-1}]$	potentielle Evaporation
E_{pl}	$[-]$	Koeffizient im linearen Gleichungssystem
ET	$[L]$	Wasserbilanzterm: Evapotranspiration
ET_{act}	$[L T^{-1}]$	aktuelle Evapotranspiration
$ETIV$	$[L]$	Wasserbilanzterm: Gesamtverdunstung
f^η	$[-]$	Quadratwurzel des metrischen Koeffizienten $f^\eta = \sqrt{g_{\eta\eta}(\xi, \eta)}$
f^ξ	$[-]$	Quadratwurzel des metrischen Koeffizienten $f^\xi = \sqrt{g_{\xi\xi}(\xi, \eta)}$
f_{wind}	$[-]$	Windabminderungsfaktor nach RYAN
F_{Ks}	$[-]$	Makroporositätsfaktor
g	$[L T^{-2}]$	Erdbeschleunigung
$g_{\eta\eta}$	$[-]$	metrischer Koeffizient des krummlinigen Koordinatensystems
$g_{\xi\xi}$	$[-]$	metrischer Koeffizient des krummlinigen Koordinatensystems
G	$[L]$	Wasserbilanzterm: Grundwasserneubildung
h	$[-]$	Einheitsganglinie
h	$[L]$	Wassertiefe
h_k	$[L]$	Gerinnetiefe
H	$[L]$	Fließtiefe
H_1	$[L]$	Fließtiefe
H_2	$[L]$	Fließtiefe

Symbol	Einheit	Bedeutung
i	[-]	Ortsindex
i_{nied}	[LT ⁻¹]	Bestandsniederschlagsrate
I	[LT ⁻¹]	Infiltrationsrate
I	[-]	Gefälle
I_1	[-]	Gefälle
I_2	[-]	Gefälle
\vec{I}_e	[-]	Reibungsgefälle
\vec{I}_s, I_s	[-]	Sohlgefälle
IV	[L]	Wasserbilanzterm: Interzeptionsverdunstung
j	[-]	Ortsindex
k	[-]	Zeitindex
k_{st}	[L ^{1/3} T ⁻¹]	STRICKLER-Beiwert
$k_{st,1}$	[L ^{1/3} T ⁻¹]	STRICKLER-Beiwert
$k_{st,2}$	[L ^{1/3} T ⁻¹]	STRICKLER-Beiwert
k^1	[-]	1. relative Hauptdurchlässigkeit der Anisotropie
k^2	[-]	2. relative Hauptdurchlässigkeit der Anisotropie
$k^{\xi\xi}$	[-]	Element des relativen Durchlässigkeitstensors
$k^{\xi\eta}$	[-]	Element des relativen Durchlässigkeitstensors
$k^{\eta\xi}$	[-]	Element des relativen Durchlässigkeitstensors
$k^{\eta\eta}$	[-]	Element des relativen Durchlässigkeitstensors
K	[L T ⁻¹]	skalare ungesättigte Leitfähigkeit
\mathbf{K}	[-]	Tensor der relativen Leitfähigkeit für anisotropen Boden
K_{filter}	[LT ⁻¹]	Durchlässigkeit einer Filterschicht
K_Q	[L ³ T ⁻¹]	Durchflußvermögen, $K_Q = k_{st}A^{5/3}U^{2/3}$
K_s	[LT ⁻¹]	skalare gesättigte Leitfähigkeit
K_s^*	[LT ⁻¹]	skalare gesättigte Leitfähigkeit bei aktivierten Makroporen
l	[-]	VAN GENUCHTEN-MUALEM Parameter
L	[-]	Koeffizient im Diskretisierungsschema
m	[-]	VAN GENUCHTEN-MUALEM Parameter
m	[-]	Wandneigung eines Trapezprofils (1 : m [vertikal:horizontal])
m	[-]	Iterationsindex
n	[-]	Zeitindex
n	[-]	Stichprobenumfang
n	[-]	Maß für die "Glätte" der Porenverteilung (VAN GENUCHTEN-MUALEM)
n	[L ^{-1/3} T]	Rauheitsbeiwert MANNINGS $n = 1/k_{st}$

<u>Symbol</u>	<u>Einheit</u>	<u>Bedeutung</u>
\vec{n}	[-]	Richtungsvektor
$n_{it,akt}$	[-]	aktuelle Iterationszahl
$n_{it,grenz}$	[-]	Schwellenwert der Iterationszahl
$n_{it,max}$	[-]	maximale Iterationszahl
N	[L]	Niederschlag
N	[L]	Wasserbilanzterm: Niederschlag
N_{eff}	[L]	effektiver Niederschlag
N_G	[L]	Gebietsniederschlag
N_{kum}	[L]	kumulativer Vorregen
O	[L]	Wasserbilanzterm: Oberflächenabfluß
p	[M T ⁻² L ⁻¹]	Druck
p_a	[M T ⁻² L ⁻¹]	Luftdruck
\vec{q}	[LT ⁻¹]	Flußvektor
\vec{q}_{pot}	[LT ⁻¹]	potentiell möglicher Flußvektor über den Rand
\vec{q}_{rand}	[LT ⁻¹]	Flußvektor über den Rand
\vec{q}	[L ² T ⁻¹]	tiefengemittelter Durchfluß (ST. VENANT 2D)
\vec{q}_{lat}	[LT ⁻¹]	seitlicher Zufluß (ST. VENANT 1D)
\vec{q}_{lat}	[L ² T ⁻¹]	seitlicher Zufluß (ST. VENANT 2D)
q_{mak}	[LT ⁻¹]	Fluß in der Makropore
$q_{mak-mik}$	[LT ⁻¹]	Fluß aus der Makro- in die Mikropore
q^η	[LT ⁻¹]	Fluß in Richtung η
q^ξ	[LT ⁻¹]	Fluß in Richtung ξ
Q	[L ³ T ⁻¹]	Durchfluß
Q_1, Q_2	[L ³ T ⁻¹]	Durchfluß
Q_b	[M T ⁻³]	Bodenwärmestrom
Q_D	[L ³ T ⁻¹]	Direktabfluß
Q_{Bas}	[L ³ T ⁻¹]	Basisabfluß
Q_G	[L ³ T ⁻¹]	Gesamtabfluß
Q_{krit}	[L ³ T ⁻¹]	kritischer Durchfluß
Q_{lat}	[L ³ T ⁻¹]	seitlicher Zufluß
Q_{max}	[L ³ T ⁻¹]	Abflußscheitelwert
\vec{r}	[-]	Richtungsvektor
r	[-]	Maß für die Zeitschrittsteuerung
r_{atm}	[T L ⁻¹]	atmosphärischer Widerstand für Wasserdampfübergang
r_{canopy}	[T L ⁻¹]	Widerstand der Pflanzendecke für Wasserdampfübergang
r_{cut}	[T L ⁻¹]	Widerstand der Cuticula für Wasserdampfübergang

<u>Symbol</u>	<u>Einheit</u>	<u>Bedeutung</u>
r_{krit}	[LT ⁻¹]	kritische Regenspende
r_{leaf}	[T L ⁻¹]	Widerstand eines Blatts für Wasserdampfübergang
r_{st}	[T L ⁻¹]	Widerstand der Stomata für Wasserdampfübergang
r_x	[T L ⁻¹]	Widerstand einer Grenzfläche für Wasserdampfübergang
R	[L]	Rand einer Kontrollfläche
R	[L]	Gebietsrückhalt
R	[L]	Koeffizient im linearen Gleichungssystem
R_{hyd}	[L]	hydraulischer Radius
R	[L]	Wasserbilanzterm: Restglied
R_n	[M T ⁻³]	Nettostrahlung (lang- und kurzwellig)
R_{rb}	[L]	Koeffizient zur Berücksichtigung der Randbedingungen im linearen Gleichungssystem
x	[L]	horizontale natürliche Raumkoordinate
s_{Θ}	[-]	Standardabweichung einer Stichprobe der Bodenfeuchtwerte
S	[T ⁻¹]	Senkenterm
S	[L ²]	Randfläche
S_o	[L ⁻¹]	spezifischer Speicherkoeffizient
t	[T]	Zeitkoordinate
t_E	[T]	Dauer der Trockenperiode
t_N	[T]	Niederschlagsdauer
t_O	[T]	Zeit bis Oberfläche überstaut wird
t_S	[T]	Zeit bis Wasserstreß einsetzt
T	[L]	Wasserbilanzterm: Transpiration
T_a	[°K]	Lufttemperatur
\vec{v}	[L T ⁻¹]	tiefengemittelte Fließgeschwindigkeit
U	[L]	benetzter Gerinneumfang
U	[-]	Koeffizient im Diskretisierungsschema
V	[L]	Versickerungsverlust
V	[L ³]	Kontrollvolumen
V_{mak}	[-]	Makroporenvolumen, Makroporosität
w_{mak}	[-]	volumetrischer Wassergehalt in der Makropore
x	[L]	horizontale Raumkoordinate
X	[-]	Koeffizient im linearen Gleichungssystem
X_{mi}	[-]	Koeffizient im linearen Gleichungssystem
X_{pl}	[-]	Koeffizient im linearen Gleichungssystem
y	[L]	horizontale Raumkoordinate
z	[L]	vertikale Raumkoordinate entgegen der Schwerkraft

<u>Symbol</u>	<u>Einheit</u>	<u>Bedeutung</u>
α	[L ⁻¹]	Kehrwert des Lufteintrittspunkts (VAN GENUCHTEN-MUALEM)
α_a	[-]	Richtungswinkel der Anisotropie
α_{hor}	[-]	Horizontüberhöhung
β	[-]	Geländeneigungswinkel
γ	[M L ⁻¹ T ⁻² °K ⁻¹]	psychrometrische Konstante
δ	[M L ⁻¹ T ⁻² °K ⁻¹]	Gradient der Wasserdampfsättigungskurve
δ	[L]	Inkrement des Potentials zwischen zwei Iterationsschritten
Δs	[L]	Räumliche Diskretisierungslänge in s -Richtung
Δt	[T]	Zeitschritt
Δt_{min}	[T]	minimaler Zeitschritt
Δt_{max}	[T]	maximaler Zeitschritt
Δx	[L]	Räumliche Diskretisierungslänge in x -Richtung
Δy	[L]	Räumliche Diskretisierungslänge in y -Richtung
Δz	[L]	Räumliche Diskretisierungslänge in z -Richtung
$\Delta \eta$	[L]	Räumliche Diskretisierungslänge in η -Richtung
$\Delta \Theta_{akt}$	[-]	aktuelle Änderung der Bodenfeuchte
$\Delta \Theta_{opt}$	[-]	optimale Änderung der Bodenfeuchte
$\Delta \xi$	[L]	Räumliche Diskretisierungslänge in ξ -Richtung
η	[-]	dimensionslose krummlinige Hang-Koordinate (vertikal)
Θ	[-]	volumetrischer Wassergehalt
$\bar{\Theta}$	[-]	Mittelwert einer Stichprobe der Bodenfeuchtwerte
Θ_0	[-]	Grenzwassergehalt, ab dem die Makroporosität berücksichtigt wird
Θ^*	[-]	normierter Wassergehalt (VAN GENUCHTEN-MUALEM)
Θ_{max}	[-]	Maximalwert einer Stichprobe der Bodenfeuchtwerte
Θ_{med}	[-]	Medianwert einer Stichprobe der Bodenfeuchtwerte
Θ_{min}	[-]	Minimalwert einer Stichprobe der Bodenfeuchtwerte
Θ_r	[-]	residualer Wassergehalt
Θ_s	[-]	Wassergehalt bei Sättigung
λ	[-]	DARCY-WEISBACH-Beiwert
λ_v	[L ² T ⁻²]	spezifische Verdunstungswärme der Luft
Λ	[TL]	Koeffizient im Diskretisierungsschema
μ	/	Mittelwert einer beliebigen Größe
ξ	[-]	dimensionslose krummlinige Hang-Koordinate (lateral)

<u>Symbol</u>	<u>Einheit</u>	<u>Bedeutung</u>
ρ_a	[M L ⁻³]	Dichte der Luft
ρ_w	[M L ⁻³]	Dichte des Wassers
σ	/	Standardabweichung einer beliebigen Größe
ϕ'	[-]	äquivalente geographische Breite
ϕ_1	[-]	Breitengrad
Φ	[L]	hydraulisches Potential
Φ_{hang}	[L]	hydraulisches Potential im Hang
Φ_{pot}	[L]	potentiell wirksames Potential auf dem Rand
Φ_{rand}	[L]	hydraulisches Potential auf dem Rand
$\Phi_{vorfluter}$	[L]	hydraulisches Potential des Vorfluters
ψ	[-]	relative Luftfeuchtigkeit
ψ_a	[-]	Abflußbeiwert
Ψ	[L]	Saugspannung, negatives Druckpotential
ω	[-]	Winkel der krummlinigen Koordinate ξ zur Richtung der Hauptdurchlässigkeit eines anisotropen Mediums

Abbildungsverzeichnis

2.1	Systemkonzept: Elemente, Struktur, Systemgrenze, Systemumgebung . . .	14
2.2	Schritte der Systemanalyse und Modellbildung	17
2.3	Schematisches Energiespektrum eines natürlichen Prozesses	19
2.4	Meßkenntnis (a-posteriori-Wissen), Strukturwissen (a-priori-Wissen) und Fehlerquellen bei der Modellbildung	20
3.1	Das Einzugsgebiet als lineares System	24
3.2	Wassertransportprozesse in einem Einzugsgebiet	25
3.3	Die vier Grundtypen von Randbedingungen an der Bodenoberfläche	26
3.4	Beziehung zwischen Saugspannung und Wassergehalt verschiedener Böden	28
3.5	Mechanismen der Abflußbildung	32
3.6	Abflußentstehungsmechanismen in Relation zu den sie maßgeblich kontrollierenden naturräumlichen Faktoren	33
3.7	Scheitelanstiegszeit und Scheitelabfluß als Funktion verschiedener Abflußmechanismen und der Einzugsgebietsgröße	35
3.8	Skalentriplet von Meßgrößen: Stützung, Ausdehnung, Abstand, Stützung .	36
3.9	Hydrologische Skalen: die lokale, Hang-, Einzugsgebiets- und regionale Skale; die Ereignis-, Saison- und Langzeit-Skale	38
3.10	Charakteristische Geschwindigkeiten hydrologischer Prozesse und von verschiedenen Modelltypen aufgelöste Zeit- und Raumskalen	39
3.11	Kontrollfläche A und Randkurve R in einer zweidimensionalen Flachwasserströmung	45
3.12	Zum Einfluß der Rasterweite auf die Berechnung der Oberflächenabflußgeschwindigkeit und der Abflußtiefe	55
4.1	Topographische Analyse des Einzugsgebiets Weiherbach bis zum Pegel Menzingen (3.52 km ²)	60
4.2	Gebietsaufteilung des Einzugsgebiets Weiherbach bis zum Pegel Menzingen (3.52 km ²)	61
4.3	Krummlinige orthogonale Koordinaten	62

4.4	Beispiel für Hangdiskretisierungen in krummlinigen orthogonalen Koordinaten	63
4.5	Schritte zur Bestimmung der variablen Breite der Hänge	64
4.6	Zeitschrittsteuerung und Prozeßkopplungen der einzelnen Programmmodule von CATFLOW	67
4.7	Hierarchie der Eingabedateien im Modellsystem CATFLOW	70
4.8	Unterschiedliche Möglichkeiten der Haltung räumlich-zeitlich variabler Daten	72
4.9	Vergleichsrechnung CATFLOW mit den bei VAUCLIN ET AL. (1979) beschriebenen Messungen und Berechnungen eines bewässerten Feldstreifens .	78
4.10	Konzepte der Makroporeninfiltration und des Zwischenabflusses	80
4.11	Diffusivität von Lößboden (vgl. Gl. 4.22)	81
4.12	Zur Berechnung des Oberflächenabflusses	85
5.1	Die Lage des Weiherbachgebiets	94
5.2	Das Einzugsgebiet des Pegels Menzingen (3.5 km ²)	95
5.3	Geologisches Profil durch den Meßhang Neuenbürger Pfad	96
5.4	Typische Catena der Lößböden des Kraichgau	97
5.5	Niederschlagscharakteristik der hydrologischen Jahre 1990 - 1996 im Weiherbachgebiet	99
5.6	Verteilung der Bodenarten im IUP-Hang	104
5.7	Zeitreihen von Klima-Randbedingungen, Pflanzenparametern und daraus mit den Ansätzen von KOLLE (1997) berechneten Größen am Hangtop des IUP-Hangs	106
5.8	Zeitreihen von Klima-Randbedingungen, Pflanzenparametern und daraus mit den Ansätzen von KOLLE (1997) berechneten Größen am Hangtop des IUP-Hangs	107
5.9	Zeitliche Entwicklung verschiedener Terme der simulierten kumulativen Wasserbilanz am IUP-Hang	109
5.10	Bodenfeuchte im IUP-Hang am 24.3.1995, interpoliert auf Basis von 16 Meßprofilen (markiert am unteren Rand des Hangs)	110
5.11	IUP-Hang: Simulationsergebnisse der Bodenfeuchte nach 702 Tagen (24.3.1995)	111
5.12	Aufteilung des Einzugsgebiets Weiherbach bis zum Pegel Menzingen (3.52 km ²)	118
5.13	Oberflächendiskretisierung des Einzugsgebiets Weiherbach bis zum Pegel Menzingen (3.52 km ²) und Entwässerungsnetz	119
5.14	STRAHLER-Ordnung und gewässernahe befestigte Wege	120
5.15	Flood-routing im Entwässerungsnetz: Einfluß der beitragenden Gebietsteile und der befestigten Flächen.	122
5.16	Verteilung des Makroporositätsfaktors entlang der Hänge	124

5.17	Landnutzung im Einzugsgebiet des Menzinger Pegels 1994	125
5.18	Landnutzung im Einzugsgebiet des Menzinger Pegels 1994/95	126
5.19	Bodenfeuchteverteilungen im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen im Frühjahr (21.4.)	129
5.20	Gemessene Niederschlag-Abfluß-Zeitreihen im Sommer 1994	130
5.21	Gemessene und simulierte Abflußganglinien am 27.6.1994	131
5.22	Einhüllende der berechneten Abflußganglinien von 169 Hängen	132
5.23	Zeitliche Entwicklung der simulierten Fließtiefen im Einzugsgebiet des Pe- gels Menzingen am 27.6.1994 (Niederschlagsbeginn um 18:40 Uhr)	133
5.24	Gemessene und simulierte Abflußganglinien am 18. und 19.5.1994	135
5.25	Gemessene Niederschlag-Abfluß-Zeitreihen im Sommer 1995	135
5.26	Gemessene und simulierte Abflußganglinien am 22.7.1995	137
5.27	Gemessene und simulierte Abflußganglinien am 13.8.1995	138
5.28	Gemessene Bodenfeuchten am 27.6.1994 in der Bodenschicht 0-15 cm . . .	139
5.29	Verteilung der Bodenfeuchten am 27.6.1994 in der obersten Bodenschicht .	140
5.30	Topographischer Geländeindex $\ln(a/tg\beta) \cdot \phi'$	141
5.31	Bodenfeuchtemeßwerte vom 27.6.1994, aufgetragen gegen die Hilfsvariable des topographischen Indexes $\ln(a/tg\beta) \cdot \phi'$	143
5.32	Wiederholung von Abb. 5.17a und 5.29a zu Vergleichszwecken	146
5.33	Simulierte Bilanzterme des Zeitraums 21.4.1994 - 21.4.1995, hangweise dif- ferenziert	147
5.34	Simulierte Oberflächenabflußbilanzen der Ereignisse am 27.6.1994 und 12.8.1994, hangweise differenziert	148
5.35	Simulierte Bilanzterme der Transpiration des Zeitraums 21.4.1994 - 21.4.1995 bei einheitlicher Landnutzung, hangweise differenziert	150
5.36	Gemessene und simulierte Abflußganglinien am 12.8.1994 bei Verwendung von an verschiedenen, aber nahegelegenen Orten gemessener Niederschlags- Randbedingungen (WB0 und WB1)	154
6.1	Konzeptionen in den Spannungsfeldern Einfachheit-Komplexität und Ordnung-Zufall	157
6.2	Zweidimensionaler Ausschnitt einer Potentialfläche	167
A.1	Schritte bei der Festlegung der Punktnumerierung und der Bestimmung der STRAHLER-Ordnung eines dendritischen Entwässerungsnetzes	220
B.1	HORTON'scher Oberflächenabfluß in Ackerfurchen (Foto vom 17.5.1988) . .	221
B.2	HORTON'scher Oberflächenabfluß in einer Feldsenke (Foto vom 17.5.1988) .	222
B.3	Gemessene Niederschlagsintensitäten und Abflußganglinien am 27.6.1994 .	229
B.4	Gemessene Niederschlagsintensitäten und Abflußganglinien am 12.8.1994 .	230

B.5	Gemessene Niederschlagsintensitäten und Abflußganglinien am 22.7.1995	231
B.6	Gemessene Niederschlagsintensitäten und Abflußganglinien am 13.8.1995	232
B.7	Gemessene Bodenfeuchten am 2.5.1994 in der Bodenschicht 0-15 cm	233
B.8	Verteilung der Bodenfeuchten am 2.5.1994 in der obersten Bodenschicht	234
B.9	Bodenfeuchtemeßwerte vom 2.5.1994, aufgetragen gegen die Hilfsvariable des topographischen Indexes $\ln(a/tg\beta) \cdot \phi'$	235
B.10	Bodenhydraulische Funktionen der Pararendzinen	236
B.11	Bodenhydraulische Funktionen der Paläoböden	237
B.12	Bodenhydraulische Funktionen der Kolluvien	238

Tabellenverzeichnis

2.1	Gebräuchliche Benennung von Rückwirkungen in verschiedenen Zeitskalen	15
2.2	Prinzipielle Alternativen der Modellierung von Systemen und ihnen zuzuordnende Begriffspaare	18
3.1	Untergliederung der Mikroporen	28
3.2	Zuordnung von Abflußmechanismen zu klimatischen, topographischen und pedologischen Merkmalen	34
3.3	Mittelwert (μ) und Standardabweichung (σ) der VAN GENUCHTEN-Parameter für 12 Bodenklassen der US-Soil-Taxonomy	43
5.1	Raum-zeitliche Skalentriplets der für die Wassertransportmodellierung relevanten Meßdaten im Weiherbachgebiet	95
5.2	Kenndaten der größten Niederschlag-Abfluß-Ereignisse am Pegel Menzingen	100
5.3	Jahresbezogene meteorologische Eckdaten des Weiherbachgebiets	101
5.4	Bodenarten im IUP-Hang	104
5.5	Relative räumliche Verteilung der Bilanzierungsgrößen für den IUP-Hang über 712 Tage Simulationszeit für drei Hangbereiche und verschiedene Varianten	113
5.6	Bilanzierungsgrößen für den IUP-Hang über das gesamte Hangvolumen und 712 Tage Simulationszeit für verschiedene Varianten	114
5.7	Parameter zur Charakterisierung der Profilquerschnitte des Entwässerungsnetzes	121
5.8	Ermittelte Parameter der Profilquerschnitte an den Gebietspegeln Neuenbürg und Menzingen	121
5.9	Verschiedene Abschätzungen der Erhöhungsfaktoren der gesättigten Leitfähigkeit der obersten Bodenzone infolge Makroporosität	124
5.10	Anhaltswerte für den Rauheitsbeiwert MANNINGS n	128
5.11	Kenngößen der gemessenen und simulierten Niederschlag-Abfluß-Ereignisse 1994	134
5.12	Kenngößen der gemessenen und simulierten Niederschlag-Abfluß-Ereignisse 1995	136

5.13	Statistische Kenngrößen der am 27.6.1994 im gesamten Weiherbachgebiet gemessenen Bodenfeuchte, klassifiziert nach Landnutzungen	143
5.14	Gebietsmittelwerte simulierter räumlicher Verteilungen verschiedener Bilanzterme für das Einzugsgebiet des Pegels Menzingen	145
5.15	Einfluß der Makroporosität auf Kenngrößen des Niederschlag-Abfluß-Ereignisses am 27.6.1994 (78.3 mm)	151
5.16	Einfluß der Bodenfeuchte in den beiden obersten diskreten Bodenschichten (5 und 10 cm) beim Niederschlag-Abfluß-Ereignis am 27.6.1994 (78.3 mm) auf verschiedene Ereigniskenngrößen	152
5.17	Ereigniskenndaten am Pegel Menzingen bei verschiedenen der Simulation zugrundegelegten Niederschlagsstationen	153
B.1	Statistische Kenngrößen der am 2.5. im gesamten Weiherbachgebiet gemessenen Bodenfeuchte, klassifiziert nach Landnutzungen	235

A. Ergänzende Grundlagen

A.1. Differentialoperatoren

Der Übergang von Integralgleichungen zu Differentialgleichungen erfordert einen Grenzübergang. Die im folgenden definierten Differentialoperatoren erlauben die Darstellung der Zusammenhänge in einer vom Koordinatensystem unabhängigen Form.

Die *Divergenz* eines Vektorfeldes \vec{q} ist definiert als der Grenzwert für $V \rightarrow 0$ der (skalaren) Summe aller Flüsse in Richtung der Normalen \vec{n} über die Randfläche S aus einem Kontrollvolumen V heraus:

$$\operatorname{div} \vec{q} = \lim_{V \rightarrow 0} \frac{\oint_S (\vec{q} \cdot \vec{n}) dS}{V} \quad (\text{A.1})$$

Der *Gradient* einer skalaren Größe Φ ist definiert als der Grenzwert für $V \rightarrow 0$ der (vektoriellen) Summe der mit Φ skalierten Normalen \vec{n} auf die Randfläche S aus einem Kontrollvolumen V heraus:

$$\operatorname{grad} \Phi = \lim_{V \rightarrow 0} \frac{\oint_S (\Phi \cdot \vec{n}) dS}{V} \quad (\text{A.2})$$

A.2. Krummlinige, orthogonale Koordinaten

Ein zweidimensionales krummliniges, orthogonales Koordinatensystem (ξ, η) lasse sich durch die Vorschrift

$$\begin{aligned} x &= u(\xi, \eta) \\ y &= v(\xi, \eta) \end{aligned} \quad (\text{A.3})$$

in kartesische Koordinaten (x, z) umrechnen. Der Abstand zweier infinitesimal benachbarter Punkte $P(x, y)$ und $P(x + dx, y + dy)$ kann dann folgendermaßen ausgedrückt werden:

$$ds^2 = dx^2 + dy^2 = g_{\xi\xi} d\xi^2 + g_{\eta\eta} d\eta^2 \quad (\text{A.4})$$

wobei die Ausdrücke

$$\begin{aligned} g_{\xi\xi}(\xi, \eta) &= \left(\frac{\partial u}{\partial \xi} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial \xi} \right)^2 \\ g_{\eta\eta}(\xi, \eta) &= \left(\frac{\partial u}{\partial \eta} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial \eta} \right)^2 \end{aligned} \quad (\text{A.5})$$

als *metrische Koeffizienten* bezeichnet werden (BORISENKO & TARAPOV, 1979; BRONSTEIN & SEMENDAJEW, 1981).

Für ein derartiges zweidimensionales, krummliniges, orthogonales Koordinatensystem läßt sich der Differentialoperator für die Divergenz eines Flusses \vec{q} mit den Komponenten q^ξ und q^η nach (A.1) folgendermaßen ausdrücken:

$$\operatorname{div} \vec{q} = \frac{1}{\sqrt{g_{\xi\xi}g_{\eta\eta}}} \left[\frac{\partial}{\partial\xi}(\sqrt{g_{\eta\eta}}q^\xi) + \frac{\partial}{\partial\eta}(\sqrt{g_{\xi\xi}}q^\eta) \right] \quad (\text{A.6})$$

Entsprechend ergibt sich für den Gradienten einer skalaren Größe Φ nach (A.2):

$$\operatorname{grad} \Phi = \begin{pmatrix} \frac{1}{\sqrt{g_{\xi\xi}}} \frac{\partial\Phi}{\partial\xi} \\ \frac{1}{\sqrt{g_{\eta\eta}}} \frac{\partial\Phi}{\partial\eta} \end{pmatrix} \quad (\text{A.7})$$

Ein Beispiel für ein krummliniges, orthogonales Koordinatensystem sind Polarkoordinaten ($\xi = r$, Radius, $\eta = \varphi$, Azimuth). Die metrischen Koeffizienten lauten in diesem Fall $g_{rr} = 1$ und $g_{\varphi\varphi} = r^2$.

A.3. Durchlässigkeitstensor

Die Anisotropie eines porösen Mediums wird durch einen (dimensionslosen) Durchlässigkeitstensor \mathbf{K} beschrieben. In einem Koordinatensystem, dessen Achsen in Richtung der Hauptdurchlässigkeiten (k^1, k^2) liegen, ist der Tensor durch

$$\bar{\mathbf{K}} = \begin{pmatrix} k^1 & 0 \\ 0 & k^2 \end{pmatrix} \quad (\text{A.8})$$

gegeben. In einem dagegen um den Winkel ω gedrehten Koordinatensystem (ξ, η) (der Winkel ω wird positiv im Gegenuhrzeigersinn von ξ zur Richtung der Hauptdurchlässigkeit k^1 gemessen) ergibt sich der Tensor

$$\mathbf{K} = \mathbf{t}^T \cdot \bar{\mathbf{K}} \cdot \mathbf{t} \quad (\text{A.9})$$

mit der Drehmatrix

$$\mathbf{t} = \begin{pmatrix} \cos \omega & \sin \omega \\ -\sin \omega & \cos \omega \end{pmatrix} \quad (\text{A.10})$$

Die Hauptdurchlässigkeiten (k^1, k^2) seien um einen Richtungswinkel α_a entgegen dem Uhrzeigersinn gegen das kartesische Koordinatensystem (x, z) (x-Achse liegt horizontal) gedreht. Um den Tensor im krummlinigen, orthogonalen Koordinatensystem (ξ, η) zu erhalten, ist dann der Winkel

$$\omega = \alpha_a - \arctan\left(\frac{\partial v / \partial \xi}{\partial u / \partial \xi}\right) \quad (\text{A.11})$$

heranzuziehen. Der Tensor ergibt sich damit zu:

$$\mathbf{K} = \begin{pmatrix} k^{\xi\xi} & k^{\xi\eta} \\ k^{\eta\xi} & k^{\eta\eta} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} k^1 \cos^2 \omega + k^2 \sin^2 \omega & (k^1 - k^2) \sin \omega \cos \omega \\ (k^1 - k^2) \sin \omega \cos \omega & k^1 \sin^2 \omega + k^2 \cos^2 \omega \end{pmatrix} \quad (\text{A.12})$$

Es gilt $k^{\xi\eta} = k^{\eta\xi}$.

A.4. Finite Differenzen der Flußdivergenz

Dieser Anhang erläutert die Formulierung der Divergenz des Flusses der BUCKINGHAM-DARCY-Gleichung in zwei Dimensionen und krummlinigen orthogonalen Koordinaten (ξ, η) (Gl. 4.8) mit dem Verfahren der Finiten Differenzen.

Innerhalb des Koordinatennetzes läßt sich das Berechnungsgebiet mit $n_i \times n_j$ diskreten Punkten darstellen (Abb. 4.3). Der Index i gibt dabei die i -te Position entlang der ξ -Koordinate, der Index j die j -te Position entlang der η -Koordinate an ($i = 1, \dots, n_i$ und $j = 1, \dots, n_j$). Die Abstände zwischen diskreten Punkten werden mit $\Delta\xi$ und $\Delta\eta$ bezeichnet, deren zwei Indizes angeben, zwischen welchen Punkten der Abstand zu nehmen ist.

Beim Verfahren der Finiten Differenzen werden partielle Ableitungen durch Differenzenquotienten zwischen Werten an diskreten Punkten angenähert. Für die Richtung ξ werden z.B. folgende Differenzenquotienten definiert:

Vorwärtsdifferenz:

$$\left. \frac{\partial h}{\partial \xi} \right|_{i,j} = \frac{h_{i+1,j} - h_{i,j}}{\Delta\xi_{i,i+1}}, \quad (\text{A.13})$$

Rückwärtsdifferenz:

$$\left. \frac{\partial h}{\partial \xi} \right|_{i,j} = \frac{h_{i,j} - h_{i-1,j}}{\Delta\xi_{i-1,i}}, \quad (\text{A.14})$$

Zentraldifferenz:

$$\left. \frac{\partial h}{\partial \xi} \right|_{i,j} = \frac{h_{i+1,j} - h_{i-1,j}}{\Delta\xi_{i-1,i+1}}. \quad (\text{A.15})$$

Zur Berücksichtigung der variablen Breite b entlang der Koordinate ξ werden weiterhin folgende Wichtungsfaktoren definiert:

$$U_i = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{b_{i+1}}{b_i} \right) \quad (\text{A.16})$$

$$L_i = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{b_{i-1}}{b_i} \right)$$

Unter Verwendung von Vorwärts- und Zentraldifferenzen ergibt sich damit für die Flußdivergenz in einem Potentialfeld h (wie sie z.B. in (4.8) vorkommt) ganz allgemein:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial \xi} \left[bK f^\eta \left(k^{\xi\xi} \frac{1}{f^\xi} \frac{\partial h}{\partial \xi} + k^{\xi\eta} \frac{1}{f^\eta} \frac{\partial h}{\partial \eta} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial \eta} \left[bK f^\xi \left(k^{\eta\xi} \frac{1}{f^\xi} \frac{\partial h}{\partial \xi} + k^{\eta\eta} \frac{1}{f^\eta} \frac{\partial h}{\partial \eta} \right) \right] = \\ & = \frac{1}{\Delta\xi_{i-1,i+1}} \left[\left(K_{i+1,j} k_{i+1,j}^{\xi\xi} \frac{f_{i+1,j}^\eta}{f_{i+1,j}^\xi} + K_{i,j} k_{i,j}^{\xi\xi} \frac{f_{i,j}^\eta}{f_{i,j}^\xi} \right) \frac{h_{i+1,j} - h_{i,j}}{\Delta\xi_{i,i+1}} U_i \right. \\ & \quad \left. - \left(K_{i,j} k_{i,j}^{\xi\xi} \frac{f_{i,j}^\eta}{f_{i,j}^\xi} + K_{i-1,j} k_{i-1,j}^{\xi\xi} \frac{f_{i-1,j}^\eta}{f_{i-1,j}^\xi} \right) \frac{h_{i,j} - h_{i-1,j}}{\Delta\xi_{i-1,i}} L_i \right] \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + \frac{1}{\Delta\xi_{i-1,i+1}} \left[\left(K_{i,j+1} k_{i,j+1}^{\xi\eta} + K_{i,j} k_{i,j}^{\xi\eta} \right) \frac{h_{i,j+1} - h_{i,j}}{\Delta\eta_{j,j+1}} \right. \\
& \quad \left. - \left(K_{i,j} k_{i,j}^{\xi\eta} + K_{i,j-1} k_{i,j-1}^{\xi\eta} \right) \frac{h_{i,j} - h_{i,j-1}}{\Delta\eta_{j-1,j}} \right] \quad (\text{A.17}) \\
& + \frac{1}{\Delta\eta_{j-1,j+1}} \left[\left(K_{i+1,j} k_{i+1,j}^{\eta\xi} + K_{i,j} k_{i,j}^{\eta\xi} \right) \frac{h_{i+1,j} - h_{i,j}}{\Delta\xi_{i,i+1}} U_i \right. \\
& \quad \left. - \left(K_{i,j} k_{i,j}^{\eta\xi} + K_{i-1,j} k_{i-1,j}^{\eta\xi} \right) \frac{h_{i,j} - h_{i-1,j}}{\Delta\xi_{i-1,i}} L_i \right] \\
& + \frac{1}{\Delta\eta_{j-1,j+1}} \left[\left(K_{i,j+1} k_{i,j+1}^{\eta\eta} \frac{f_{i,j+1}^{\xi}}{f_{i,j+1}^{\eta}} + K_{i,j} k_{i,j}^{\eta\eta} \frac{f_{i,j}^{\xi}}{f_{i,j}^{\eta}} \right) \frac{h_{i,j+1} - h_{i,j}}{\Delta\eta_{j,j+1}} \right. \\
& \quad \left. - \left(K_{i,j} k_{i,j}^{\eta\eta} \frac{f_{i,j}^{\xi}}{f_{i,j}^{\eta}} + K_{i,j-1} k_{i,j-1}^{\eta\eta} \frac{f_{i,j-1}^{\xi}}{f_{i,j-1}^{\eta}} \right) \frac{h_{i,j} - h_{i,j-1}}{\Delta\eta_{j-1,j}} \right]
\end{aligned}$$

Dabei wurde die Annahme der arithmetischen Mittelung zur Bestimmung effektiver Durchlässigkeiten zwischen benachbarten Punkten getroffen ¹.

Wie man leicht sieht, stehen auf diese Weise jeweils fünf diskrete Werte h in Form eines sogenannten 5er-Sterns (HACKBUSCH, 1993) miteinander in Verbindung ($h_{i-1,j}$, $h_{i,j}$, $h_{i+1,j}$, $h_{i,j-1}$, $h_{i,j+1}$). Mit folgenden Abkürzungen

$$\begin{aligned}
A_{i,j} &= \frac{1}{\Delta\xi_{i,i+1}} \left(K_{i+1,j} k_{i+1,j}^{\xi\xi} \frac{f_{i+1,j}^{\eta}}{f_{i+1,j}^{\xi}} + K_{i,j} k_{i,j}^{\xi\xi} \frac{f_{i,j}^{\eta}}{f_{i,j}^{\xi}} \right) \\
B'_{i,j} &= \frac{1}{\Delta\eta_{j,j+1}} \left(K_{i,j+1} k_{i,j+1}^{\xi\eta} + K_{i,j} k_{i,j}^{\xi\eta} \right) \\
A'_{i,j} &= \frac{1}{\Delta\xi_{i,i+1}} \left(K_{i+1,j} k_{i+1,j}^{\eta\xi} + K_{i,j} k_{i,j}^{\eta\xi} \right) \quad (\text{A.18}) \\
B_{i,j} &= \frac{1}{\Delta\eta_{j,j+1}} \left(K_{i,j+1} k_{i,j+1}^{\eta\eta} \frac{f_{i,j+1}^{\xi}}{f_{i,j+1}^{\eta}} + K_{i,j} k_{i,j}^{\eta\eta} \frac{f_{i,j}^{\xi}}{f_{i,j}^{\eta}} \right)
\end{aligned}$$

kann (A.17) dann folgendermaßen geschrieben werden:

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial}{\partial\xi} \left[bK f^{\eta} \left(k^{\xi\xi} \frac{1}{f^{\xi}} \frac{\partial h}{\partial\xi} + k^{\xi\eta} \frac{1}{f^{\eta}} \frac{\partial h}{\partial\eta} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial\eta} \left[bK f^{\xi} \left(k^{\eta\xi} \frac{1}{f^{\xi}} \frac{\partial h}{\partial\xi} + k^{\eta\eta} \frac{1}{f^{\eta}} \frac{\partial h}{\partial\eta} \right) \right] = \\
& = \frac{1}{\Delta\xi_{i-1,i+1}} [A_{i,j} U_i (h_{i+1,j} - h_{i,j}) - A_{i-1,j} L_i (h_{i,j} - h_{i-1,j}) \\
& \quad + B'_{i,j} (h_{i,j+1} - h_{i,j}) - B'_{i,j-1} (h_{i,j} - h_{i,j-1})] \quad (\text{A.19})
\end{aligned}$$

¹Die Mittelungen in (A.18) können anstelle der arithmetischen Mittelung ($x = (a + b)/2$) auch geometrisch ($x = \sqrt{ab}$), harmonisch ($x = 2ab/(a + b)$) oder über den mit der relativen Elementgröße gewichteten mittleren Wassergehalt der beiden betrachteten Punkte ($x = \mathcal{F}^{-1}[\alpha\mathcal{F}[a] + (1 - \alpha)\mathcal{F}[b]]$), hierbei ist \mathcal{F} der Wassergehalt in Abhängigkeit von der Durchlässigkeit) vorgenommen werden. ZURMÜHL (1994) gibt Empfehlungen, welche der Mittelungen für eine gegebene Situation (Bodenart, Be- bzw. Entfeuchtungsmuster etc.) vorzuziehen ist.

$$+ \frac{1}{\Delta\eta_{j-1,j+1}} \left[A'_{i,j} U_i (h_{i+1,j} - h_{i,j}) - A'_{i-1,j} L_i (h_{i,j} - h_{i-1,j}) \right. \\ \left. + B_{i,j} (h_{i,j+1} - h_{i,j}) - B_{i,j-1} (h_{i,j} - h_{i,j-1}) \right]$$

Definiert man nun mit der Abkürzung

$$\Lambda = \frac{\Delta t}{C f^\xi f^\eta} \quad (\text{A.20})$$

folgende Koeffizienten an allen diskreten Punkten (i, j) des Berechnungsgitters

$$\begin{aligned} X_{mi} &= -\Lambda L_i \left(\frac{A_{i-1,j}}{\Delta\xi_{i-1,i+1}} + \frac{A'_{i-1,j}}{\Delta\eta_{j-1,j+1}} \right) \\ X &= \Lambda \left(\frac{A_{i,j} U_i + A_{i-1,j} L_i}{\Delta\xi_{j-1,j+1}} + \frac{A'_{i,j} U_i + A'_{i-1,j} L_i}{\Delta\eta_{j-1,j+1}} \right) \\ X_{pl} &= -\Lambda U_i \left(\frac{A_{i,j}}{\Delta\xi_{i-1,i+1}} + \frac{A'_{i,j}}{\Delta\eta_{j-1,j+1}} \right) \\ E_{mi} &= -\Lambda \left(\frac{B'_{i,j-1}}{\Delta\xi_{i-1,i+1}} + \frac{B_{i,j-1}}{\Delta\eta_{j-1,j+1}} \right) \\ E &= \Lambda \left(\frac{B'_{i,j} + B'_{i-1,j}}{\Delta\xi_{j-1,j+1}} + \frac{B_{i,j} + B_{i-1,j}}{\Delta\eta_{j-1,j+1}} \right) \\ E_{pl} &= -\Lambda \left(\frac{B'_{i,j}}{\Delta\xi_{i-1,i+1}} + \frac{B_{i,j}}{\Delta\eta_{j-1,j+1}} \right) \\ R &= -\Lambda \cdot S_{i,j} \end{aligned} \quad (\text{A.21})$$

so lassen sich damit einfach verschiedene numerische Verfahren für die RICHARDS-Gleichung (4.8) aufbauen, u.a. auch die in Abschnitt 4.2.1.2 erläuterte modifizierte Picard-Iteration (vgl. Gl. 4.12). Grundsätzlich gilt, daß für jeden diskreten Punkt (i, j) eine Arbeitsgleichung (4.12) aufgestellt wird.

Berücksichtigung von Randbedingungen

Zur Berücksichtigung von Randbedingungen ist es notwendig, die Ausdrücke X , E und R an den Randpunkten zu modifizieren.

Alle denkbaren Randbedingungen (vgl. Abschnitt 4.2.1.3) lassen sich auf die beiden Grundformen der Potential- und der Fluß-Randbedingung zurückführen.

Im Fall der Potential-Randbedingung ist die Lösung auf dem Rand bereits bekannt und die zugehörige Arbeitsgleichung im System trivial ($\Phi = \Phi_{rand}$).

Im Fall der Fluß-Randbedingung muß je nach Rand einer der vier Summanden auf der rechten Seite in (A.17) durch den vorgeschriebenen Fluß (q^η bzw. q^ξ) ersetzt werden (vgl. auch KIEFER ET AL. (1990), S. 54ff).

Damit ergeben sich für die Arbeitsgleichungen an Randpunkten folgende Änderungen für die Koeffizienten X und E und ein weiterer Summand R_{rb} , der zum Ausdruck R hinzuaddiert werden muß:

Oberer Rand ($i = 1, \dots, n_i; j = n_j$):

Fluß-Randbedingungen q^η

$$\begin{aligned} E_{mi} &= -\Lambda \frac{B_{i,j-1}}{\Delta\eta_{j-1,j}} \\ E &= -E_{mi} \\ R_{rb} &= -\Lambda \frac{2 f_{i,j}^\xi q_{i,j}^\eta}{\Delta\eta_{j-1,j}} \end{aligned}$$

Potential-Randbedingung $\Phi = z - \Psi$

$$\begin{aligned} E_{mi} &= X_{mi} = X_{pl} = 0 \\ E &= X = -0.5 \\ R_{rb} &= -\Phi_{i,j} \end{aligned} \quad (\text{A.22})$$

oder

Unterer Rand ($i = 1, \dots, n_i; j = 1$):

Fluß-Randbedingungen q^η

$$\begin{aligned} E_{pl} &= -\Lambda \frac{B_{i,j}}{\Delta\eta_{j,j+1}} \\ E &= -E_{pl} \\ R_{rb} &= \Lambda \frac{2 f_{i,j}^\xi q_{i,j}^\eta}{\Delta\eta_{j,j+1}} \end{aligned}$$

Potential-Randbedingung $\Phi = z - \Psi$

$$\begin{aligned} E_{pl} &= X_{mi} = X_{pl} = 0 \\ E &= X = -0.5 \\ R_{rb} &= -\Phi_{i,j} \end{aligned} \quad (\text{A.23})$$

oder

Linker Rand ($i = 1; j = 1, \dots, n_j$):

Fluß-Randbedingungen q^ξ

$$\begin{aligned} X_{pl} &= -\Lambda U_i \frac{A_{i,j}}{\Delta\xi_{i,i+1}} \\ X &= -X_{pl} \\ R_{rb} &= \Lambda \frac{2 f_{i,j}^\eta q_{i,j}^\xi}{\Delta\xi_{j,j+1}} \end{aligned}$$

Potential-Randbedingung $\Phi = z - \Psi$

$$\begin{aligned} X_{pl} &= E_{mi} = E_{pl} = 0 \\ X &= E = -0.5 \\ R_{rb} &= -\Phi_{i,j} \end{aligned} \quad (\text{A.24})$$

oder

Rechter Rand ($i = n_i; j = 1, \dots, n_j$):

Fluß-Randbedingungen q^ξ

$$\begin{aligned} X_{mi} &= -\Lambda L_i \frac{A_{i-1,j}}{\Delta\xi_{i-1,i}} \\ X &= -X_{mi} \\ R_{rb} &= -\Lambda \frac{2 f_{i,j}^\eta q_{i,j}^\xi}{\Delta\xi_{j-1,j}} \end{aligned}$$

Potential-Randbedingung $\Phi = z - \Psi$

$$\begin{aligned} X_{mi} &= E_{mi} = E_{pl} = 0 \\ X &= E = -0.5 \\ R_{rb} &= -\Phi_{i,j} \end{aligned} \quad (\text{A.25})$$

oder

A.5. Flow Execution Sequence

Die “flow execution sequence” und STRAHLER-Ordnung eines dendritischen Entwässerungsnetzes (Abbildung A.1), das in Form einer Vielzahl von ungerichteten Polygonzügen vorliegt (vgl. Abschnitt 4.1.1.3) kann mit folgendem Algorithmus bestimmt werden. Die Lage aller Punkte der Polygonzüge ist dabei in kartesischen Koordinaten (x, y, z) gegeben.

1. Finde für alle Polygonzüge die Koordinaten (x,y,z) der Endpunkte.
2. Richte die Polygonzüge anhand der Höhenkoordinaten (z) der Endpunkte, und unterscheide nun Anfangs- und Endpunkte.
3. Taste alle Polygonzüge aquidistant ab und bestimme die Koordinaten (x,y,z) dieser Zwischenpunkte mit Hilfe des DGM.
4. Finde für alle Polygonzüge, bei denen die Koordinaten (x,y,z) der Anfangspunkte nicht unter den Koordinaten anderer Polygonzüge vorkommt. Dies sind die Quellpunkte des Entwässerungsnetzes.
5. Finde den Polygonzug, bei dem die Koordinaten (x,y,z) des Endpunkts nicht unter den Koordinaten anderer Polygonzüge vorkommt. Dies ist der Gebietsauslaßpunkt.
6. Allen Quellpunkten wird die STRAHLER-Ordnung 1 zugewiesen.
7. Für alle Polygonzüge mit Quellpunkt: Der Quellpunkt wird Startpunkt.
8. Ausgehend vom Startpunkt, nummeriere alle Zwischenpunkte des betrachteten Polygonzugs aufsteigend, weise ihnen fortlaufend die STRAHLER-Ordnung des Vorgängerpunktes zu und speichere die Nummer des Folgepunktes bis der Endpunkt des Polygonzugs erreicht ist. Prüfe, ob dieser Punkt bei einem weiteren Polygonzug Endpunkt ist. Wenn nein, suche den Polygonzug, dessen Anfangspunkt mit dem momentanen Endpunkt zusammenfällt und mach ihn zum Folgepunkt und Startpunkt und wiederhole die Prozedur ab 8. Wenn ja, so ist ein Verbindungspunkt gefunden, an dem wenigstens zwei Endpunkte von Polygonzügen zusammentreffen. Speichere die Nummer des Vorgängerpunkts des betrachteten Verbindungspunkts. Gehe nun zum nächsten Quellpunkt und verfare dort analog, bis alle Quellpunkte abgearbeitet sind, d.h. wiederhole die Prozedur ab 7.
9. Alle Quellpunktdefinitionen werden aufgehoben. Die STRAHLER-Ordnung aller gefundenen Verbindungspunkte mit genau zwei Vorgängerpunkten wird auf die höchste Ordnung aller Vorgängerpunkte gesetzt; nur diese Verbindungspunkte werden in Quellpunkte undefiniert (Verbindungspunkte mit genau einem Vorgängerpunkt bleiben als solche erhalten) und die Prozedur ab 7. wiederholt. Ist jedoch nur ein Verbindungspunkt übrig, ist der Gebietsauslaß gefunden. Dieser Punkt bekommt die höchste Nummer und die Aufgabe ist erfüllt.

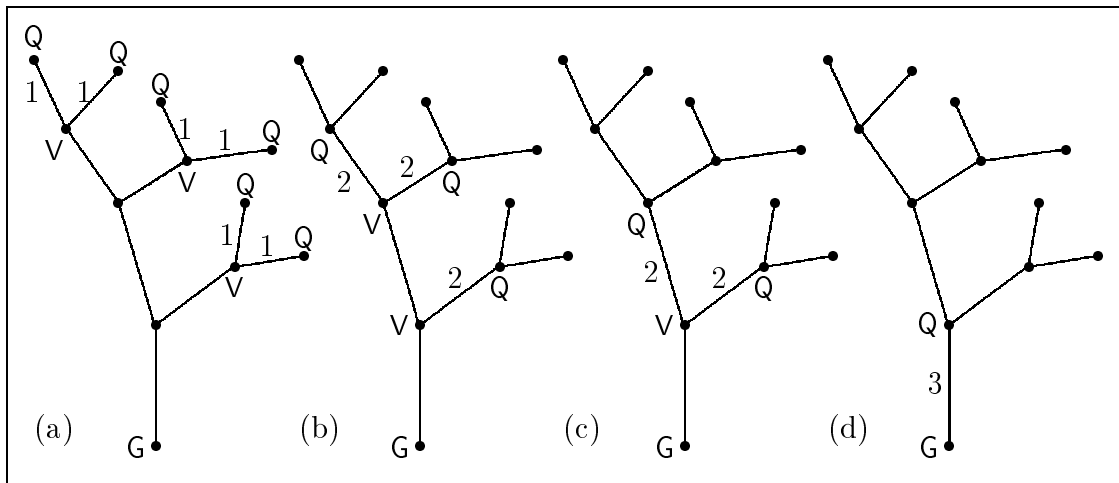


Abb. A.1.: Schritte bei der Festlegung der Punktnummerierung und der Bestimmung der STRAHLER-Ordnung eines dendritischen Entwässerungsnetzes (Q: Quellpunkt, V: Verbindungspunkt, G: Gebietsauslaß, Zahlen: STRAHLER-Ordnung)

B. Ausgewählte Daten des Weiherbachgebiets

B.1. Oberflächenabfluß im Weiherbachgebiet (Fotos)



Abb. B.1.: HORTON'scher Oberflächenabfluß in Ackerfurchen infolge eines Starkregenereignisses am frühen Abend des 17.5.1988 (vor Beginn des Weiherbachprojekts). Blick vom Neuenbürger Pfad nach Norden auf Meßhang 1 (Foto: W. BUCK, IHW).



Abb. B.2.: HORTON'scher Oberflächenabfluß in einer Feldsenke infolge eines Starkregenereignisses am frühen Abend des 17.5.1988 (vor Beginn des Weiherbachprojekts). Blick von der östlichen Talflanke nahe der Niederschlagsstation WB4 nach Nordwesten (Foto: W. BUCK, IHW).

B.2. Kartierungsschlüssel der Landnutzung

Die folgende Tabelle listet die im Weiherbachgebiet unterschiedenen Landnutzungs-klassen; in der ersten Spalte ist dabei die in dieser Arbeit verwendete zusammenfassende Reklassifikation angegeben.

Klasse	Datenbank-ID		Kultur
1 (Getreide, Gemüse)	SW*	45	Sommerweizen
	WW	1	Winterweizen
	SG	2	Sommergerste
	WG	3	Wintergerste
	HA	4	Hafer
	RO	5	Roggen
	DU	6	Durum
	DIN	19	Dinkel
	SSP	12	Sonderkultur Spinat
	SGE	13	Sonderkultur Gemüse
	SZI	17	Sonderkultur Zichorie/Gurken
	SER	14	Futtererbsen
2	MA	7	Mais
3	WR	8	Winterraps und Rübsen
4 (Rüben)	FU	9	Futterrüben
	ZU	10	Zuckerrüben
5	SB	11	Sonnenblumen
6	ZWS	18	Zwischenfrucht (Senf)
7	LW	25	Laubwald

(Fortsetzung nächste Seite)

(Fortsetzung)

Klasse	Datenbank-ID		Kultur
8 (Grünland, Wiese, Weide)	SWN	15	Wein
	SOB	16	Obstanlage
	GIN	20	Grünland, intensiv
	GEX	21	Grünland, extensiv
	GWD	22	Viehweide
	B	23	Brachland
	FG	24	frisch gesät
	NIC	26	nicht kartiert
	BOE	27	Böschung
	FGR*	33	Flächenstillegung (Gras-Einsaat)
	FKG*	34	Flächenstillegung (Kleegrass-Einsaat)
	FKL*	35	Flächenstillegung (Klee-Einsaat)
	FSB*	36	Flächenstillegung (selbstbegrünend)
	FSE*	37	Flächenstillegung (Senf-Einsaat)
	FSL*	38	Flächenstillegung
	GKG*	39	Kleegrass
	GKL*	40	Klee
	GLU*	41	Luzerne
	GSO*	42	Grünland (Streuobstwiese)
	GWS*	43	Wiese
9 (befestigt)	KA*	44	Kartoffel
	OR	46	unbekannt
	KA	99	keine Angaben
	WEG	28	Weg, Straße
	WAS	29	Bach
	WEI	30	Weiher
	HOF	31	Hoffläche
HAU	32	Haus	

(*) erweiterter und korrigierter Kartierschlüssel ab 1993

B.3. Landnutzungsparameter

Die Landnutzungsparameterdateien enthalten zehn Parameter, die in ihrem jahreszeitlichen Gang vorgegeben werden können. Die jeweils erste Zeile in einer Datei beinhaltet dabei das unten erläuterte Kürzel, während die zweite Zeile einen Faktor enthält, mit dem alle nachfolgenden Spaltenwerte multipliziert werden. Die erste Spalte enthält die Nummer des Tages im Jahr, für den die jeweils rechts davon stehenden Werte gelten. Es werden nur die in dieser Arbeit verwendeten Parameter dargestellt.

Erläuterung der Kürzel:

KST:	Stricklerwert, Rauheitsbeiwert der Geländeoberfläche
MAK:	landnutzungsabhängiger Makroporositätsfaktor, der sich mit dem hangspezifischen Faktor F_{ks} multipliziert.
BFI:	Blattflächenindex ("leaf area index")
BBG:	Bodenbedeckungsgrad
TWU:	wirksame Tiefe der Pflanzenwurzeln
PFH:	Pflanzenhöhe
PALB:	Albedo der Landnutzung
RSTMIN:	Minimaler Stomatawiderstand der Pflanzen (KOLLE, 1997)
WP_BFW:	Parameter zur Erfassung der Bodenfeuchteabhängigkeit des Stomatawiderstands nach KOLLE (1997)
F_BFW:	Parameter zur Erfassung der Bodenfeuchteabhängigkeit des Stomatawiderstands nach KOLLE (1997)

Klasse 1: Getreide und Gemüse

		KST	MAK	BFI	BBG	TWU	PFH	PALB	RSTMIN	WP_BFW	F_BFW
0											
1		3.	1.	1.	1.1	1.	1.	1.	1.	1.	1.
2	1.	4.	1.	0.738	0.080	0.390	0.096	0.2	150.	0.03	40.
3	25.	4.	1.	0.574	0.080	0.390	0.096	0.2	150.	0.03	40.
4	55.	4.	1.	0.451	0.200	0.495	0.096	0.2	150.	0.03	40.
5	85.	3.	1.	1.599	0.448	0.600	0.204	0.2	150.	0.03	40.
6	115.	2.	1.	3.649	0.800	0.795	0.504	0.2	150.	0.03	40.
7	145.	2.	1.	4.100	0.800	1.005	1.104	0.2	150.	0.03	40.
8	175.	2.	1.	3.321	0.800	1.500	1.200	0.2	150.	0.03	40.
9	195.	2.	1.	2.050	0.720	1.500	1.200	0.2	150.	0.03	40.
10	196.	5.	1.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.2	150.	0.03	40.
11	271.	5.	1.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.2	150.	0.03	40.
12	300.	5.	1.	0.123	0.080	0.195	0.096	0.2	150.	0.03	40.
13	330.	4.	1.	0.902	0.080	0.390	0.096	0.2	150.	0.03	40.
14	360.	4.	1.	0.779	0.080	0.390	0.096	0.2	150.	0.03	40.
15	366.	4.	1.	0.745	0.080	0.390	0.096	0.2	150.	0.03	40.

Klasse 2: Mais

0		KST	MAK	BFI	BBG	TWU	PFH	PALB	RSTMIN	WP_BFW	F_BFW
1		3.	1.	1.2	1.1	1.	1.	1.	1.	1.	1.
2	1.	5.	1.	0.	0.	0.	0.	0.2	200.	0.05	30.
3	111.	5.	1.	0.	0.	0.	0.	0.2	200.	0.05	30.
4	140.	3.	1.	0.05	0.1	0.1	0.20	0.2	200.	0.05	30.
5	145.	3.	1.	0.1	0.2	0.2	0.25	0.2	200.	0.05	30.
6	163.	3.	1.	0.5	0.3	0.3	0.57	0.2	200.	0.05	30.
7	184.	4.	1.	3.5	0.7	0.7	1.50	0.2	200.	0.05	30.
8	195.	5.	1.	3.8	0.75	0.75	2.07	0.2	200.	0.05	30.
9	236.	5.	1.	4.0	0.8	0.8	2.34	0.2	200.	0.05	30.
10	245.	5.	1.	1.3	0.4	0.4	2.34	0.2	200.	0.05	30.
11	264.	5.	1.	0.	0.	0.	2.34	0.2	200.	0.05	30.
12	265.	5.	1.	0.	0.	0.	0.	0.2	200.	0.05	30.
13	366.	5.	1.	0.	0.	0.	0.	0.2	200.	0.05	30.

Klasse 4: Rüben

0		KST	MAK	BFI	BBG	TWU	PFH	PALB	RSTMIN	WP_BFW	F_BFW
1		3.	1.	4.3	0.85	1.1	0.4	1.	1.	1.	1.
2	1.	5.	1.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	200.	0.03	40.
3	121.	5.	1.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	200.	0.03	40.
4	130.	4.	1.	0.02	0.06	0.11	0.11	0.2	200.	0.03	40.
5	145.	3.	1.	0.07	0.12	0.22	0.22	0.2	200.	0.03	40.
6	155.	3.	1.	0.12	0.27	0.33	0.33	0.2	200.	0.03	40.
7	170.	4.	1.	0.35	0.42	0.55	0.55	0.2	200.	0.03	40.
8	180.	4.	1.	0.63	0.53	0.77	0.77	0.2	200.	0.03	40.
9	195.	4.	1.	0.77	0.75	0.88	0.88	0.2	200.	0.03	40.
10	205.	4.	1.	0.84	0.85	1.0	1.0	0.2	200.	0.03	40.
11	215.	4.	1.	0.91	0.95	1.0	1.0	0.2	200.	0.03	40.
12	225.	4.	1.	0.95	0.97	1.0	1.0	0.2	200.	0.03	40.
13	235.	4.	1.	1.0	1.0	1.0	1.0	0.2	200.	0.03	40.
14	260.	4.	1.	0.93	1.0	1.0	1.0	0.2	200.	0.03	40.
15	275.	4.	1.	0.5	0.17	1.0	1.0	0.2	200.	0.03	40.
16	276.	5.	1.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	200.	0.03	40.
17	366.	5.	1.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	200.	0.03	40.

Klasse 5: Sonnenblumen

0		KST	MAK	BFI	BBG	TWU	PFH	PALB	RSTMIN	WP_BFW	F_BFW
1		3.	1.	6.0	1.0	1.5	1.70	1.	1.	1.	1.
2	1.	5.	1.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	200.	0.05	30.
3	121.	5.	1.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	200.	0.05	30.
4	130.	4.	1.	0.02	0.15	0.11	0.05	0.2	200.	0.05	30.
5	140.	3.	1.	0.03	0.2	0.22	0.12	0.2	200.	0.05	30.
6	150.	4.	1.	0.07	0.4	0.33	0.2	0.2	200.	0.05	30.
7	160.	5.	1.	0.13	0.55	0.44	0.4	0.2	200.	0.05	30.
8	170.	5.	1.	0.3	0.75	0.6	0.69	0.2	200.	0.05	30.
9	180.	5.	1.	0.5	0.9	0.77	0.95	0.2	200.	0.05	30.
10	190.	5.	1.	0.67	0.95	1.0	1.0	0.2	200.	0.05	30.
11	200.	5.	1.	0.83	1.0	1.0	1.0	0.2	200.	0.05	30.
12	210.	5.	1.	1.0	1.0	1.0	1.0	0.2	200.	0.05	30.
13	220.	5.	1.	1.0	1.0	1.0	1.0	0.2	200.	0.05	30.
14	230.	5.	1.	0.92	1.0	0.88	1.0	0.2	200.	0.05	30.
15	245.	5.	1.	0.67	1.0	0.77	1.0	0.2	200.	0.05	30.
16	246.	5.	1.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	200.	0.05	30.
17	366.	5.	1.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	200.	0.05	30.

Klasse 6: Senf

0		KST	MAK	BFI	BBG	TWU	PFH	PALB	RSTMIN	WP_BFW	F_BFW
1		3.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.
2	1.	5.	1.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.2	160.	0.05	30.
3	241.	5.	1.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.2	160.	0.05	30.
4	260.	4.	1.	0.600	0.250	0.102	0.375	0.2	160.	0.05	30.
5	270.	3.	1.	1.200	0.500	0.198	0.750	0.2	160.	0.05	30.
6	280.	3.	1.	1.720	0.750	0.300	1.125	0.2	160.	0.05	30.
7	290.	3.	1.	3.520	1.000	0.402	1.500	0.2	160.	0.05	30.
8	300.	3.	1.	4.000	1.000	0.450	1.500	0.2	160.	0.05	30.
9	310.	3.	1.	2.800	1.000	0.498	1.500	0.2	160.	0.05	30.
10	320.	3.	1.	2.520	1.000	0.552	1.500	0.2	160.	0.05	30.
11	330.	3.	1.	2.520	1.000	0.600	1.500	0.2	160.	0.05	30.
12	331.	4.	1.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.2	160.	0.05	30.
13	366.	5.	1.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.2	160.	0.05	30.

Klasse 7: Laubwald

0		KST	MAK	BFI	BBG	TWU	PFH	PALB	RSTMIN	WP_BFW	F_BFW
1		3.	1.	14.0	0.8	3.0	10.0	1.	1.	1.	1.
2	1.	2.	1.	0.0	0.75	1.0	1.0	0.2	100.	0.05	30.
3	75.	2.	1.	0.1	0.75	1.0	1.0	0.2	100.	0.05	30.
4	105.	2.	1.	0.36	0.75	1.0	1.0	0.2	100.	0.05	30.
5	135.	2.	1.	0.72	0.81	1.0	1.0	0.2	100.	0.05	30.
6	165.	2.	1.	0.93	0.94	1.0	1.0	0.2	100.	0.05	30.
7	195.	2.	1.	1.0	1.0	1.0	1.0	0.2	100.	0.05	30.
8	225.	2.	1.	0.93	1.0	1.0	1.0	0.2	100.	0.05	30.
9	255.	2.	1.	0.78	1.0	1.0	1.0	0.2	100.	0.05	30.
10	285.	2.	1.	0.36	1.0	1.0	1.0	0.2	100.	0.05	30.
11	315.	2.	1.	0.1	0.94	1.0	1.0	0.2	100.	0.05	30.
12	366.	2.	1.	0.0	0.75	1.0	1.0	0.2	100.	0.05	30.

Klasse 8: Grünland

0		KST	MAK	BFI	BBG	TWU	PFH	PALB	RSTMIN	WP_BFW	F_BFW
1	0.	3.	1.	4.0	1.0	0.5	0.4	1.	1.	1.	1.
2	1.	4.	1.	0.5	1.0	1.0	0.33	0.2	200.	0.05	30.
3	75.	4.	1.	0.5	1.0	1.0	0.42	0.2	200.	0.05	30.
4	105.	3.	1.	0.78	1.0	1.0	0.66	0.2	200.	0.05	30.
5	135.	3.	1.	0.85	1.0	1.0	0.83	0.2	200.	0.05	30.
6	165.	3.	1.	1.0	1.0	1.0	0.92	0.2	200.	0.05	30.
7	195.	2.	1.	0.95	1.0	1.0	1.0	0.2	200.	0.05	30.
8	225.	2.	1.	0.88	1.0	1.0	1.0	0.2	200.	0.05	30.
9	255.	3.	1.	0.8	1.0	1.0	0.66	0.2	200.	0.05	30.
10	285.	3.	1.	0.75	1.0	1.0	0.5	0.2	200.	0.05	30.
11	315.	4.	1.	0.5	1.0	1.0	0.33	0.2	200.	0.05	30.
12	366.	4.	1.	0.5	1.0	1.0	0.33	0.2	200.	0.05	30.

B.4. Gemessene Niederschlag-Abfluß-Ereignisse

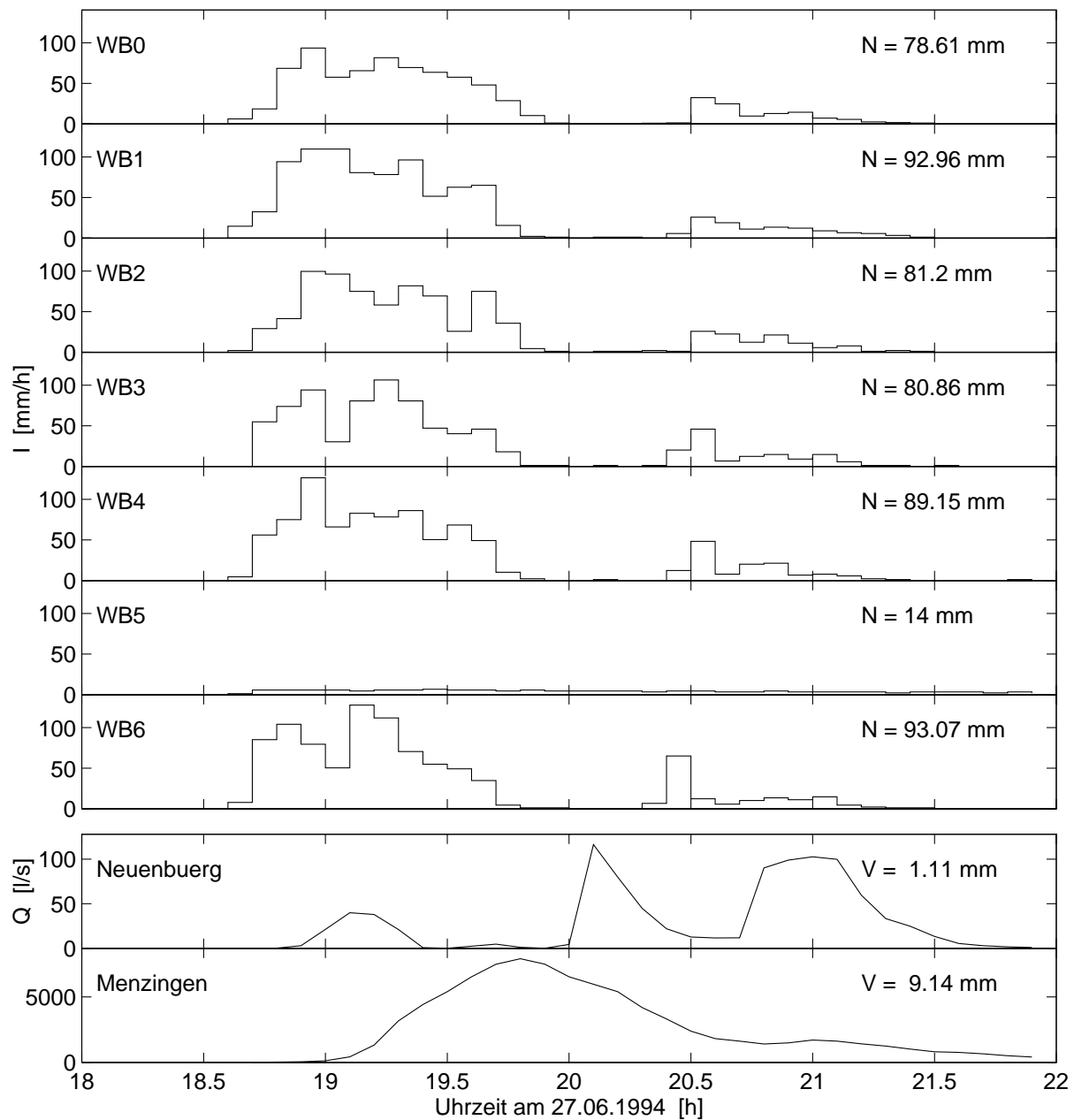


Abb. B.3.: Gemessene Niederschlagsintensitäten und Abflußganglinien am 27.6.1994 (WB5 und Neuenbürg fehlerhaft, vgl. Abb. 5.21)

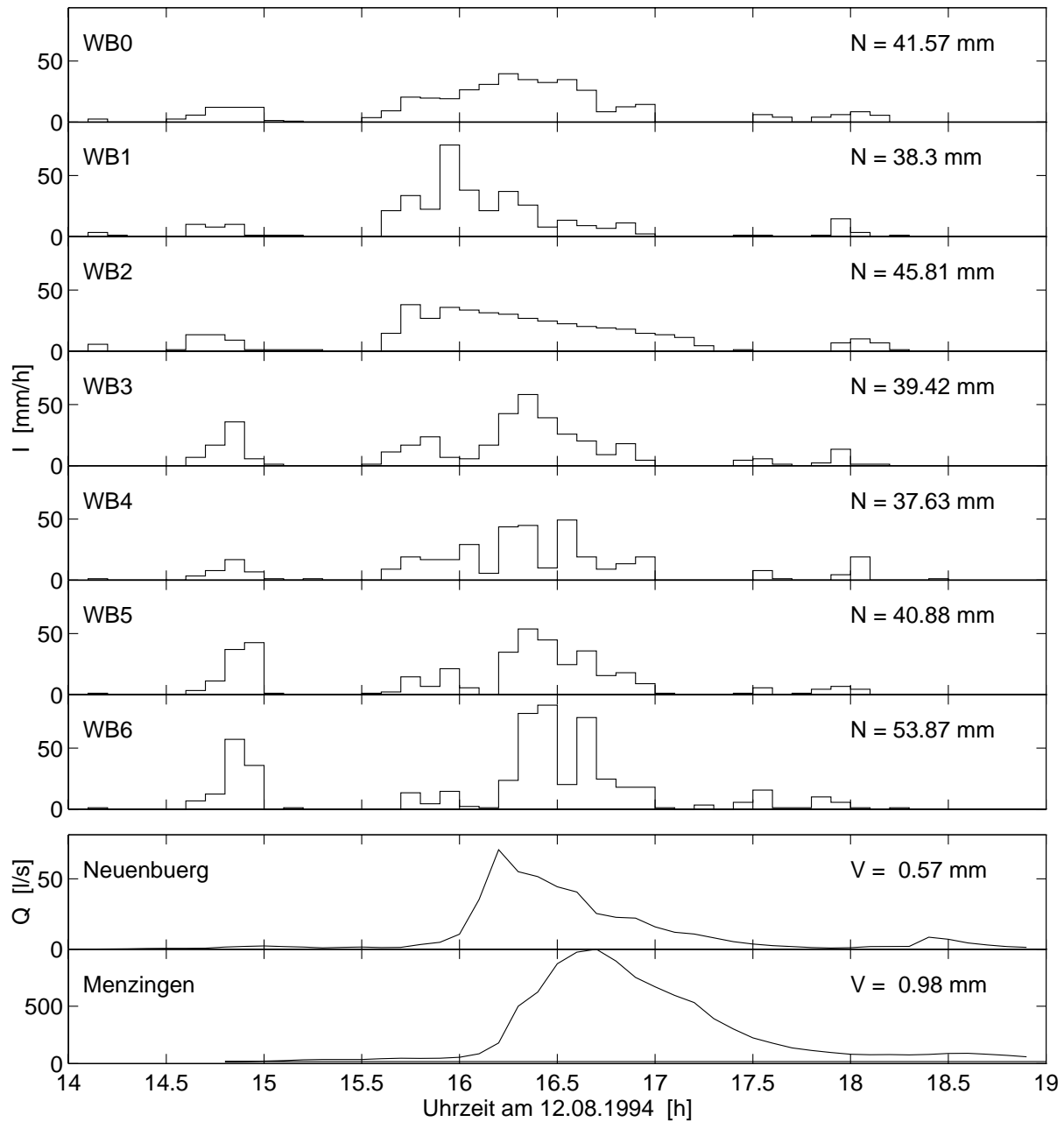


Abb. B.4.: Gemessene Niederschlagsintensitäten und Abflußganglinien am 12.8.1994 (WB2 ggf. fehlerhaft). Zum Einfluß der sehr unterschiedlichen Intensitätsverläufe vgl. Abb. 5.36.

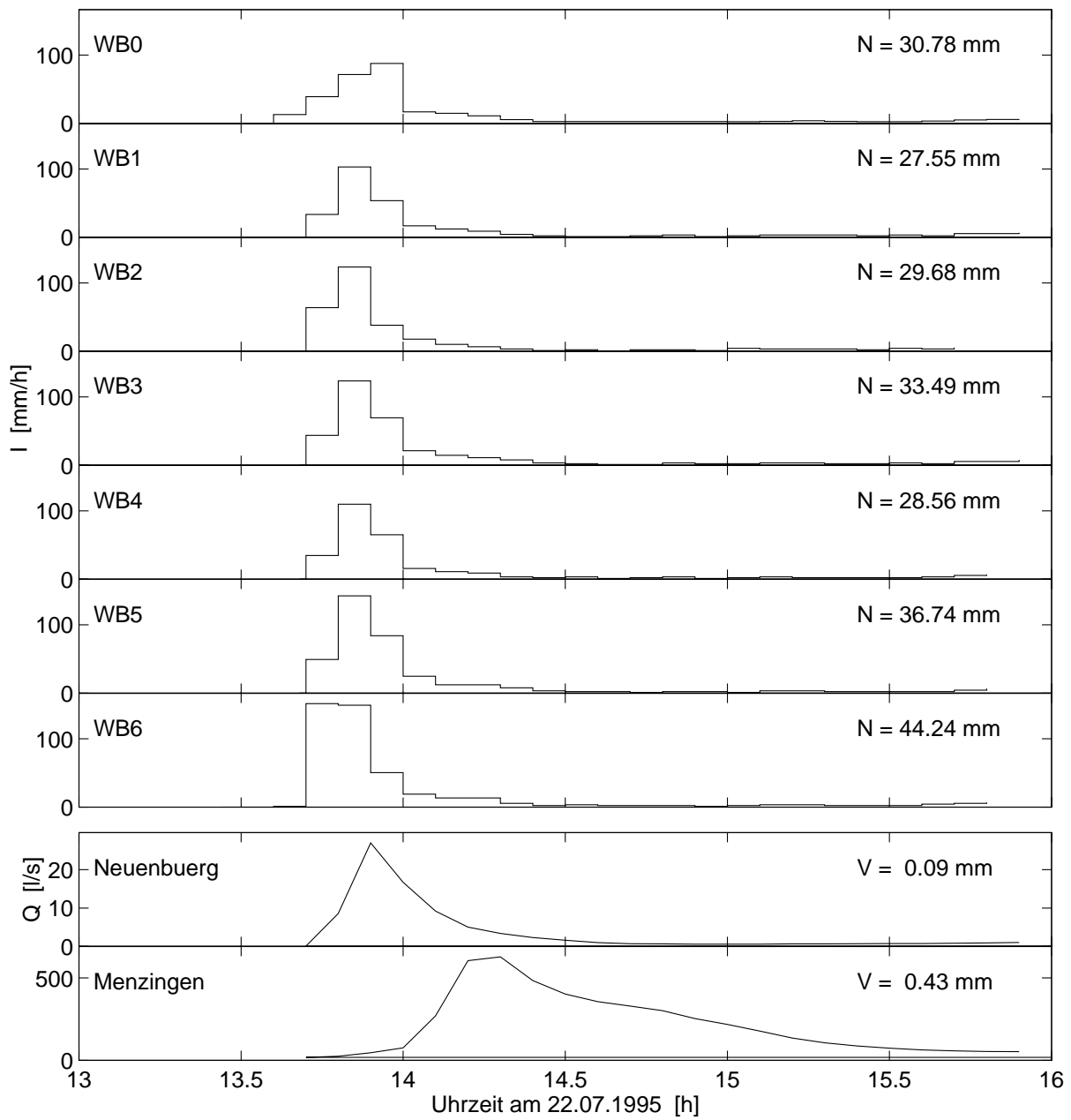


Abb. B.5.: Gemessene Niederschlagsintensitäten und Abflußganglinien am 22.7.1995

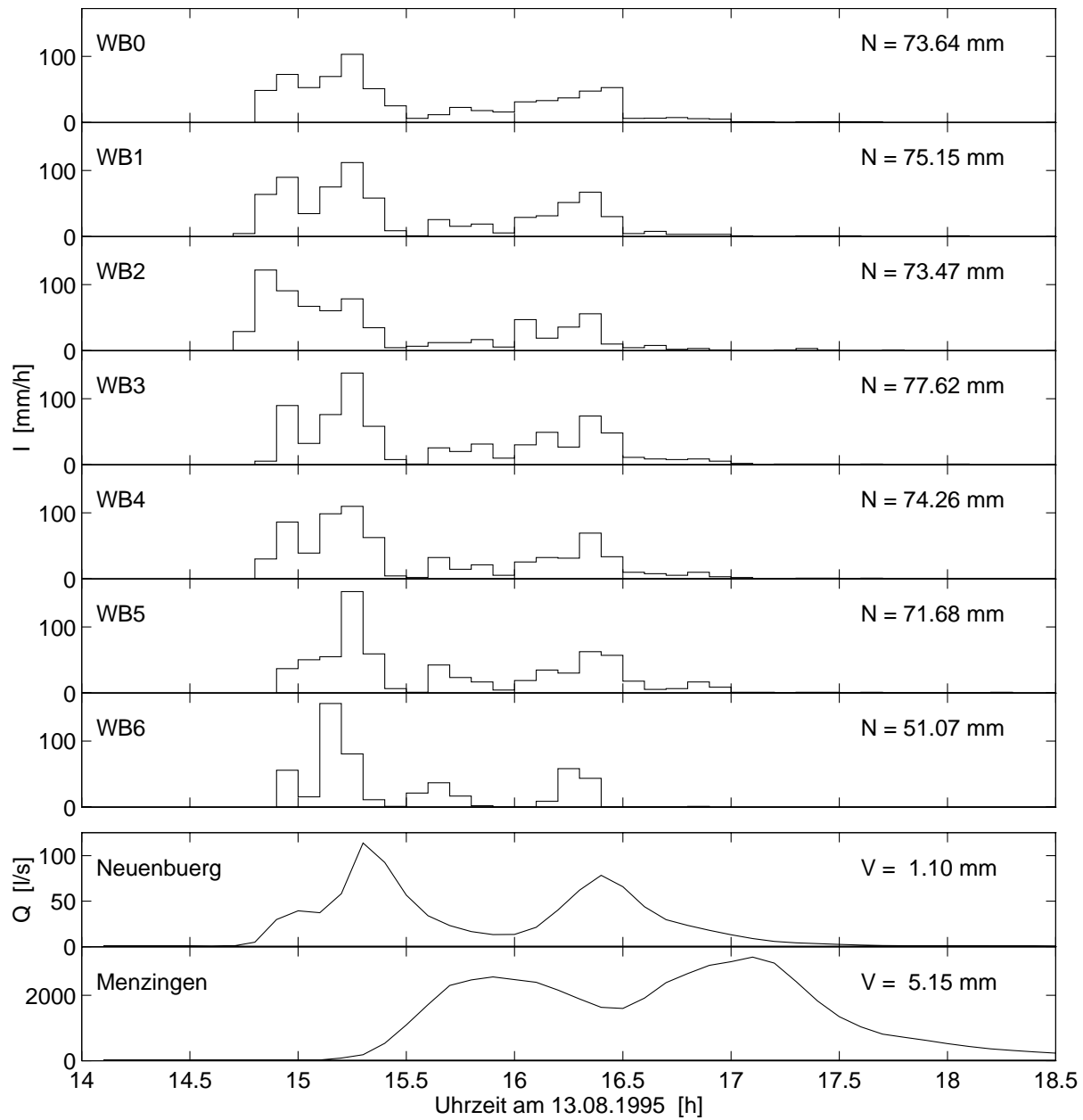


Abb. B.6.: Gemessene Niederschlagsintensitäten und Abflußanglinien am 13.8.1995

B.5. Bodenfeuchte am 2.5.1994

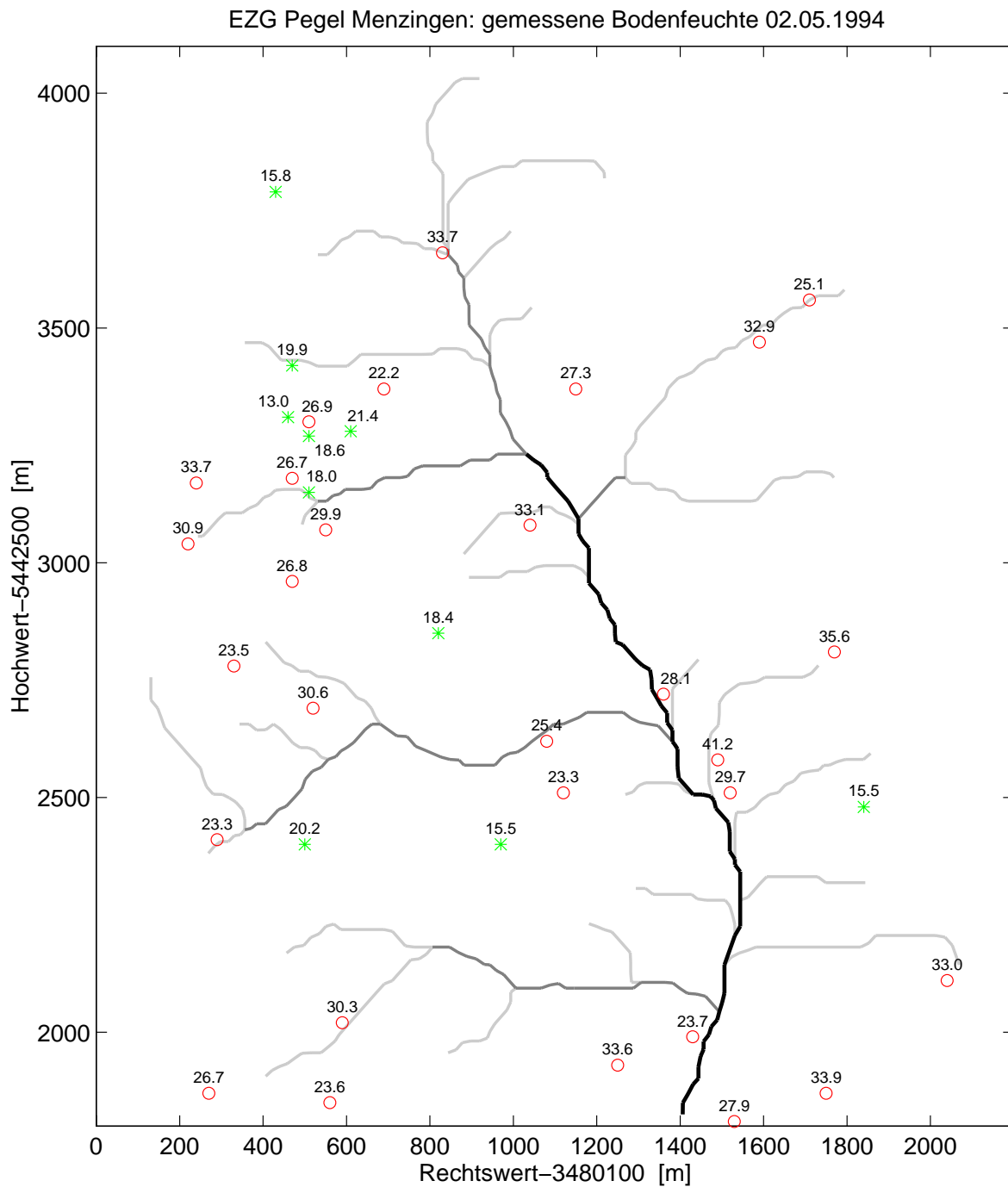
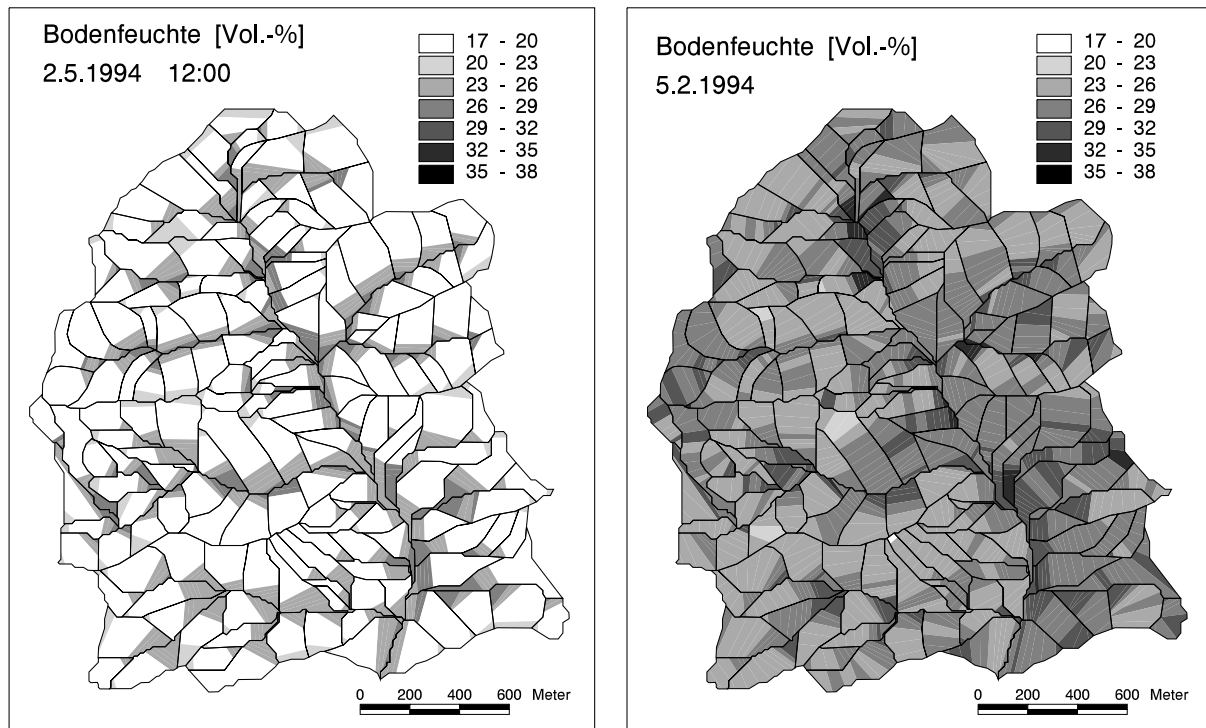


Abb. B.7.: Gemessene Bodenfeuchten am 2.5.1994 in der Bodenschicht 0-15 cm (mit * gekennzeichnete Werte sind kleiner 22 Vol.-%)



(a) simuliert

(b) interpoliert (Kriging)

Abb. B.8.: Verteilung der Bodenfeuchten am 2.5.1994 in der obersten Bodenschicht

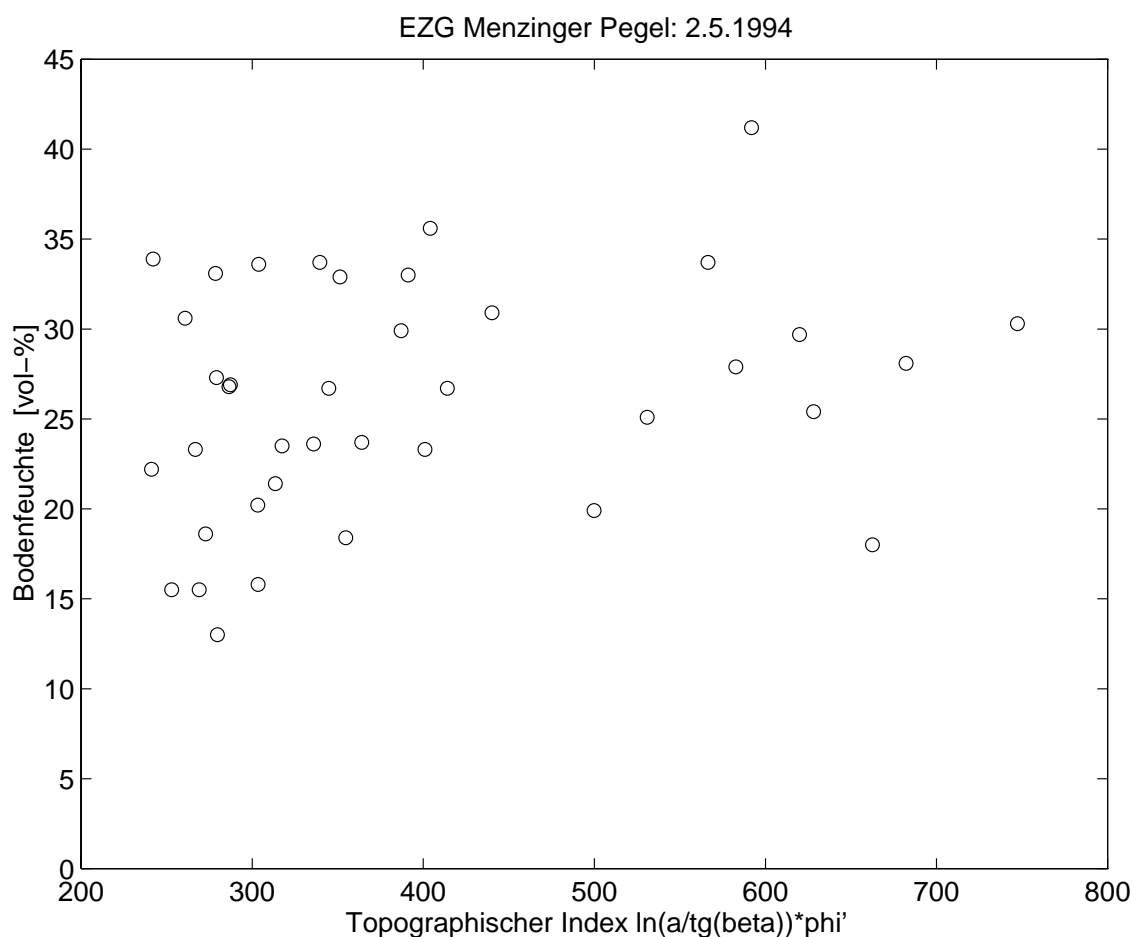


Abb. B.9.: Bodenfeuchtemeßwerte vom 2.5.1994, aufgetragen gegen die Hilfsvariable des topographischen Indexes $\ln(a/tg\beta) \cdot \phi'$

Tab. B.1.: Statistische Kenngrößen der am 2.5. im gesamten Weiherbachgebiet gemessenen Bodenfeuchte, klassifiziert nach Landnutzungen (BMU-Klasse: Reklassifikation für das Bayes-Markov-Updating, n : Stichprobenumfang, $\bar{\Theta}$: Mittelwert, Θ_{med} : Medianwert, s_{Θ} : Standardabweichung, Θ_{min} : Minimalwert, Θ_{max} : Maximalwert)

Meßtag: 2.5.1994		Bodenfeuchte in [Vol.-%]					
Landnutzung	BMU-Klasse	n	$\bar{\Theta}$	$\Theta_{med} - \bar{\Theta}$	s_{Θ}	Θ_{min}	Θ_{max}
Getreide/Gemüse	I	21	25.5	-0.4	6.7	13.0	37.7
Mais	II	8	30.3	0.2	4.8	23.5	37.6
Futter-/Zuckerrüben	II	3	28.6	-3.2	7.4	23.3	37.0
Sonnenblumen	II	6	19.1	-3.2	5.4	15.5	28.1
Wiese/Weide	III	16	30.1	-1.5	7.3	19.9	44.7

B.6. Bodenhydraulische Funktionen

Darstellung der von DELBRÜCK (persönliche Mitteilung 1996) am Tracerhang des Instituts für Umweltphysik der Universität (IUP-Hang) ermittelten bodenhydraulische Funktionen; vergleiche dazu auch Tabelle 5.4 und DELBRÜCK (1997).

B.6.1. Pararendzina

VAN GENUCHTEN-MUALEM-Parameter (vgl. Gl. 3.7- 3.12)					
Boden	K_s	Θ_s	Θ_r	α	n
	[cm/h]	[-]	[-]	[1/cm]	[-]
Löß	0.76	0.44	0.06	0.004	2.06
Ap-Löß	1.22	0.46	0.06	0.015	1.36

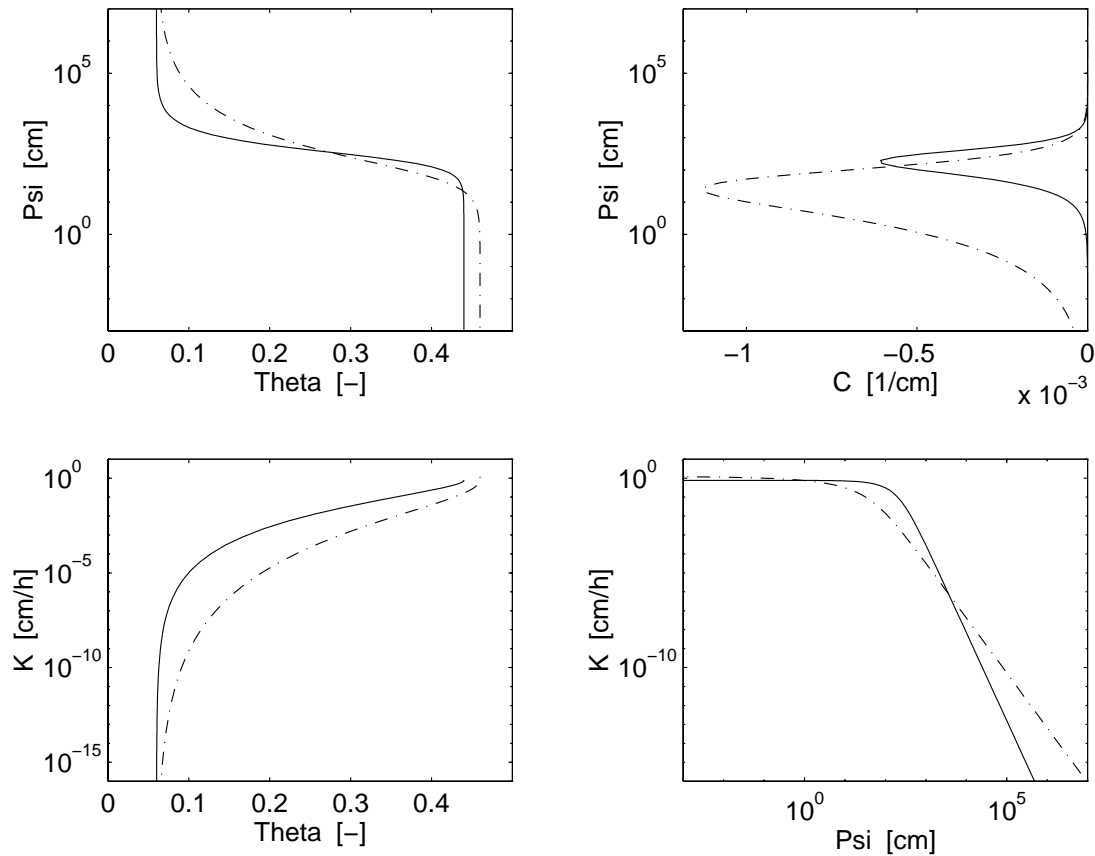


Abb. B.10.: Bodenhydraulische Funktionen der Pararendzinen (Ap: Pflughorizont, ca. 40 cm, gestrichelt). Nach DELBRÜCK (persönliche Mitteilung 1996).

B.6.2. Paläoboden

VAN GENUCHTEN-MUALEM-Parameter (vgl. Gl. 3.7- 3.12)					
Boden	K_s [cm/h]	Θ_s [-]	Θ_r [-]	α [1/cm]	n [-]
Lößlehm	1.80	0.47	0.11	0.059	1.23
Ap-Lößlehm	1.33	0.41	0.12	0.053	1.17

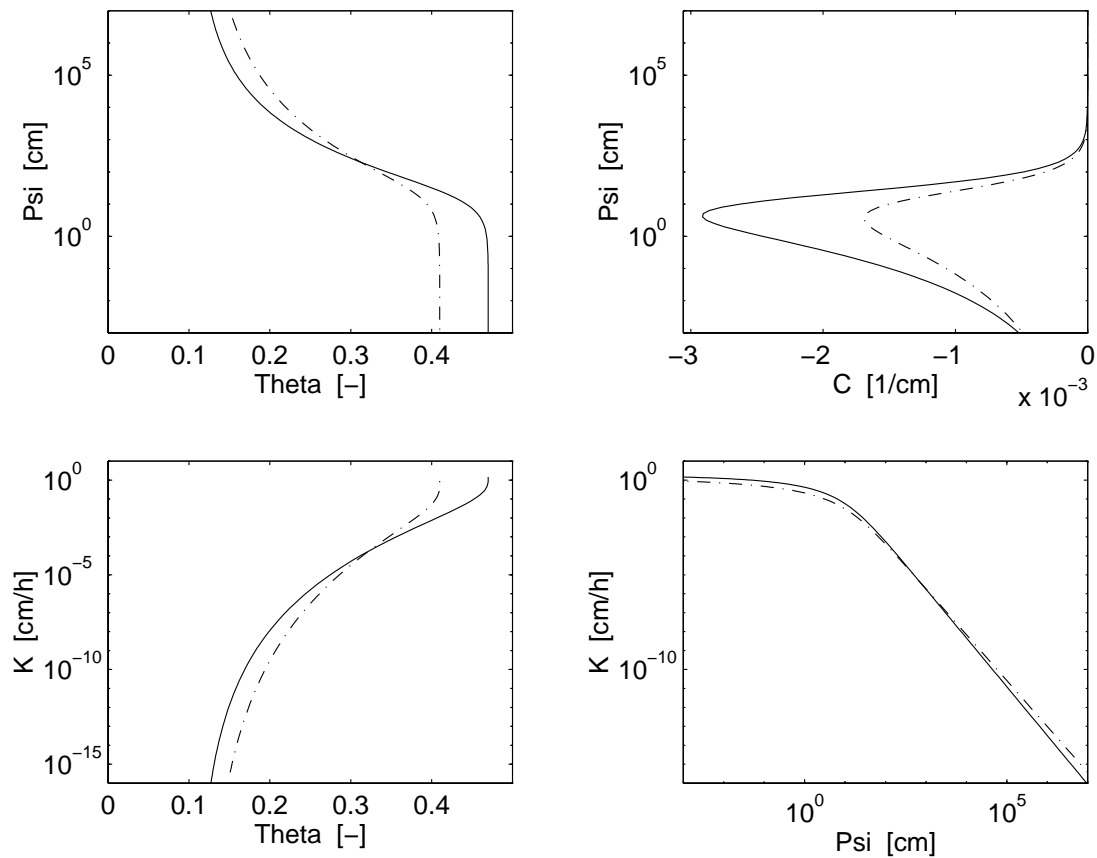


Abb. B.11.: Bodenhydraulische Funktionen der Paläoböden (Ap: Pflughorizont, ca. 40 cm, gestrichelt). Nach DELBRÜCK (persönliche Mitteilung 1996).

B.6.3. Kolluvium

VAN GENUCHTEN-MUALEM-Parameter (vgl. Gl. 3.7- 3.12)					
Boden	K_s [cm/h]	Θ_s [-]	Θ_r [-]	α [1/cm]	n [-]
Schwemmlöß	3.60	0.40	0.04	0.019	1.25
Ap-Schwemmlöß	14.80	0.43	0.11	0.012	1.20

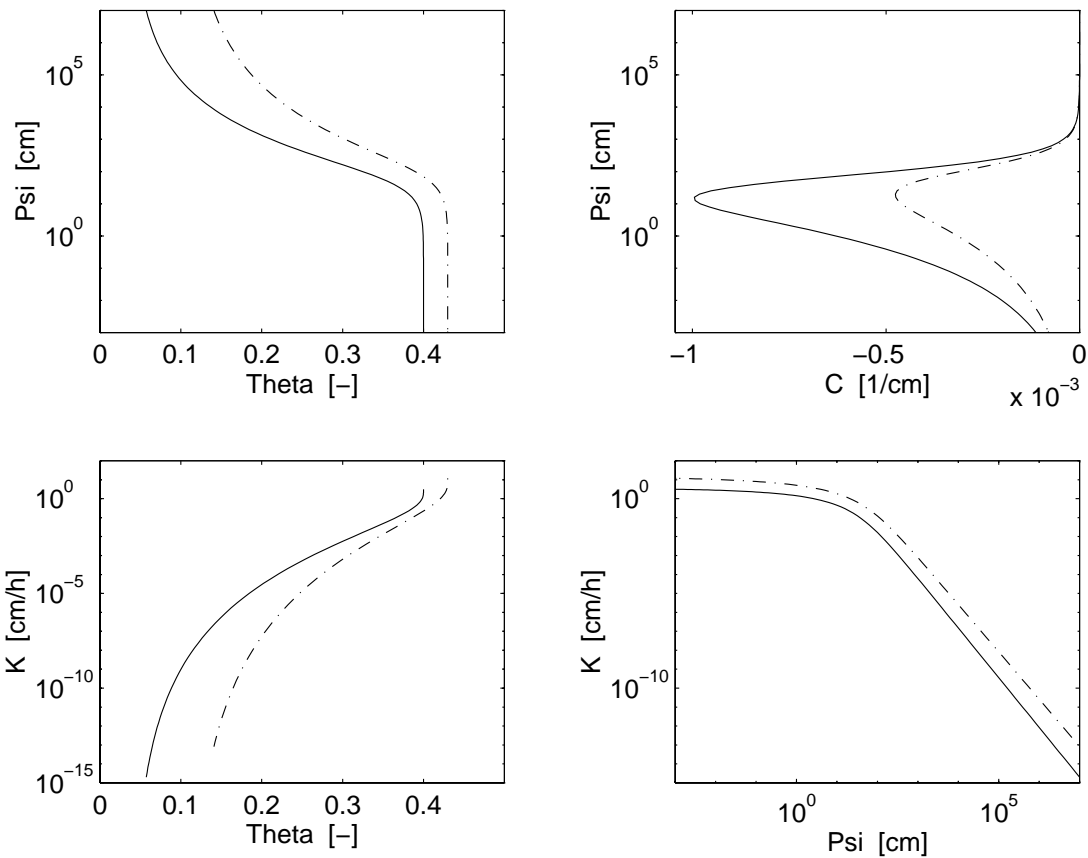


Abb. B.12.: Bodenhydraulische Funktionen der Kolluvien (Ap: Pflughorizont, ca. 40 cm, gestrichelt). Nach DELBRÜCK (persönliche Mitteilung 1996).

Can it be that the vast labor of characterizing these systems, combined with the vast labor of analyzing them, once they are adequately characterized, is wholly disproportionate to the benefits that could conceivably follow?

...

Whether it does or not, we should not abandon the task of seeking to understand as much about these systems as we possibly can.

J.R. PHILIP, 1980