

**I H W**

---

**MODELLIERUNG DER ABFLUSSBILDUNG  
UND DER BODENWASSERDYNAMIK  
VON HÄNGEN**

**Axel Bronstert**

Karlsruhe 1994

Heft **46**

---

**INSTITUT FÜR HYDROLOGIE UND WASSERWIRTSCHAFT  
UNIVERSITÄT KARLSRUHE (TH)**

Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik  
von Hängen

Zur Erlangung des akademischen Grades eines

DOKTOR-INGENIEURS

an der Fakultät für

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

eingereichte

DISSERTATION

von

Dipl.-Ing. Axel Bronstert

aus Ludwigshafen am Rhein

Hauptreferent:

Prof. Dr.-Ing. Dr.-Ing. E.h. E.J. Plate

Korreferent:

Prof. Dr.Sc.Techn. ETH P. Germann

Karlsruhe 1994

## Vorwort

Die vorliegende Dissertation entstand im Rahmen des multidisziplinären Verbundprojektes „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet“, das vom Bundesminister für Forschung und Technologie (BMFT) gefördert wird.

Herrn Prof. Dr.-Ing., Dr.-Ing. E.h. E.J. Plate gilt mein herzlicher Dank für die Übernahme des Hauptreferats, für die Initiierung des Verbundprojektes und für sein grundsätzliches, außerordentlich starkes Engagement als Institutsleiter, was für das Zustandekommen und den Erfolg von solchen Projekten unerlässlich ist. In den vielen Diskussionen im Laufe der Arbeit besprachen wir zahlreiche Ideen zum Erreichen des gesteckten Zieles, und mir wurde — auch in Zeiten, in denen Schwierigkeiten auftraten — eine dauerhafte und hohe Motivation übermittelt.

Herrn Prof. Dr.Sc.Tech. ETH P. Germann danke ich für die Übernahme des Korreferates und für mehrere ausführliche Diskussionen, die meine Arbeit begleiteten und wichtige Anregungen für die Modellierung des Oberflächenabflusses und der Infiltration gaben.

Ein grundsätzlicher Dank gebührt allen Kolleginnen und Kollegen am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, welche durch die starke Kooperation und die gute Arbeitsatmosphäre zum Gelingen der Arbeit beitrugen. Dabei möchte ich besonders danken: Frau Ilona Bärlund für die Hilfe bei der Modellanwendung, Herrn András Bárdossy für die Infizierung mit dem Fuzzy Virus und die vielen anderen Ideen und Ratschläge, Herrn Jürgen Ihringer für die Anleitung des BMFT-Teilprojektes und den Herren Bruno Merz und Gerd Schiffler für die fruchtbare Zusammenarbeit.

Frau Marianne Ernst, Herrn Thomas Maurer sowie meinen Eltern danke ich für das erfolgreiche Aufspüren zahlreicher Fehler und Unklarheiten in der Vorauskunft der Arbeit. Auch den Hilfsassistentinnen und Hilfsassistenten sowie den betroffenen Diplomandinnen und Diplomanden danke ich für ihre ausnahmslos gute und zuverlässige Arbeit.

Weiterhin möchte ich all den Kolleginnen und Kollegen (aus dem IHW und aus anderen Instituten) danken, die mir im Laufe der letzten Jahre Meßdaten aus dem Weiherbachprojekt zur Verfügung stellten: Andreas Bohleber, Markus Disse, Helmut Jacob, Olaf Kolle, Wolfgang Lehmann, Martin Lenz, Markus Mokry, Hector Montenegro, Andreas Rohde, Ursula Schmitz, Michael Schramm und Matthias Werner. Ohne diese Daten wäre keine sinnvolle Modellerstellung möglich gewesen.

Last but by far not least: Vielen Dank an meine Freundin Charlotte Zsenaty für Unterstützung und Zuspruch während der ganzen Zeit der Erstellung dieser Arbeit.



# Inhaltsverzeichnis

Vorwort	iii
Abbildungsverzeichnis	xi
Tabellenverzeichnis	xvii
Symbolverzeichnis	xix
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Möglichkeiten und Grenzen systemhydrologischer Modelle . . . . .	1
1.2 Physikalische Modelle der Wasserbewegung . . . . .	2
1.3 Vorgehen . . . . .	4
<b>2 Die Prozesse der Hanghydrologie</b>	<b>7</b>
2.1 Stand des Wissens . . . . .	10
2.1.1 Interzeption . . . . .	10
2.1.2 Verdunstung . . . . .	13
2.1.2.1 Gesamtverdunstung . . . . .	14
2.1.2.2 Interzeptionsverdunstung . . . . .	15
2.1.2.3 Evaporation des Bodens . . . . .	16
2.1.2.4 Transpiration der Pflanzen . . . . .	16
2.1.3 Oberflächenabfluß . . . . .	18
2.1.4 Wasserbewegung im Boden . . . . .	23
2.1.4.1 Der natürliche Boden . . . . .	23

2.1.4.2	Das Gesetz von Richards zur Berechnung der Wasserbewegung in der Bodenmatrix . . . . .	27
2.1.4.3	Modellansätze für Makroporenfluß . . . . .	28
2.1.4.4	Interaktion zwischen den Porensystemen . . . . .	31
2.1.5	Infiltration . . . . .	32
2.1.5.1	Mikroporeninfiltration . . . . .	33
2.1.5.2	Makroporeninfiltration . . . . .	35
2.2	Gegenstand dieser Arbeit . . . . .	37
2.2.1	Anforderungen . . . . .	38
2.2.2	Schwerpunkt . . . . .	39
<b>3</b>	<b>Modellansätze und Lösungsverfahren</b>	<b>41</b>
3.1	Aufbau des Modellsystems . . . . .	41
3.1.1	Zeitliche Diskretisierung / Zeitschrittsteuerung . . . . .	42
3.1.2	1-D-Version . . . . .	45
3.1.3	2-D-Version . . . . .	47
3.1.4	3-D-Version . . . . .	49
3.1.5	Unterteilung des Bodens . . . . .	51
3.1.6	Räumliche Diskretisierung . . . . .	52
3.2	Interzeption . . . . .	54
3.3	Verdunstung . . . . .	55
3.3.1	Modellkonzept . . . . .	55
3.3.2	Implementierte Modellansätze . . . . .	57
3.4	Infiltration . . . . .	59
3.4.1	Mikroporeninfiltration . . . . .	60
3.4.2	Makroporeninfiltration . . . . .	61
3.5	Wasserbewegung in der Bodenmatrix . . . . .	62
3.5.1	Anwendung der Fuzzy Logik zur Beschreibung der Bodenwasserbewegung . . . . .	62
3.5.2	Aufstellung des Fuzzy-Regelwerkes . . . . .	69

3.6	Oberflächenabfluss und Zwischenabfluss . . . . .	73
3.6.1	Der Ansatz der kinematischen Kaskade . . . . .	73
3.6.2	Numerische Lösung nach der Methode der Finiten Elemente . . . . .	75
3.6.2.1	Beschränkungen . . . . .	76
3.6.3	Vereinfachte Berechnungsverfahren . . . . .	77
3.6.3.1	Zweidimensionales Modell . . . . .	78
3.6.3.2	Dreidimensionales Modell . . . . .	79
3.7	Interaktion zwischen Bodenfeuchte und Abfluss . . . . .	83
3.7.1	Matrixüberschuß . . . . .	83
3.7.2	Return Flow . . . . .	84
<b>4</b>	<b>Modellanwendungen</b>	<b>85</b>
4.1	Übersicht . . . . .	85
4.2	Untersuchungsgebiete und Messungen . . . . .	88
4.2.1	Untersuchungsgebiet Weiherbach . . . . .	88
4.2.2	Infiltrationsmeßstreifen Saugraben . . . . .	95
4.2.3	Abflußmessungen im Oued-Mina Gebiet, Algerien . . . . .	97
4.3	1-D Simulationen . . . . .	99
4.3.1	Langzeitmodellierung des Wasserhaushaltes an verschiedenen Stand- orten im Weiherbachgebiet . . . . .	99
4.3.1.1	Weiherbachgebiet: Meteorologische Meßstation . . . . .	100
4.3.1.2	Weiherbachgebiet: Meßhang 1 (Neuenbürger Pfad) . . . . .	102
4.3.1.3	Weiherbachgebiet: Meßhang 3 (Altenberg) . . . . .	104
4.3.1.4	Weiherbachgebiet: Leierfaß . . . . .	104
4.3.1.5	Diskussion . . . . .	107
4.3.2	Einfluß des Pflanzenwiderstands auf die Verdunstung und den Bo- denwasserhaushalt . . . . .	108
4.3.3	Untersuchung des Makroporeneinflusses auf den Bodenwasserhaushalt	111
4.3.4	Simulation der Infiltrationsexperimente am Meßstreifen Saugraben .	114
4.4	2-D Simulationen . . . . .	121

4.4.1	Simulation des Wasserhaushaltes von Hängen des Weiherbachgebietes	121
4.4.1.1	Bodenfeuchtedynamik am Meßhang 1 von April 1991 bis September 1992 . . . . .	121
4.4.1.2	Abflußvorgänge bei extremen Niederschlagsereignissen . .	127
4.4.2	Einfluß der zeitl. Niederschlagsvariabilität auf die Hangwasserbewe- gung . . . . .	131
4.4.3	Simulation der Beregnungsversuche auf Hängen im Weiherbachgebiet	136
4.4.3.1	Hangmeßparzelle auf dem Meßhang 1 (Neuenbürger Pfad)	136
4.4.3.2	Hangmeßparzelle auf dem Meßhang 4 (Ebertsberg) . . . .	139
4.4.4	Simulation eines Experiments zur Untersuchung von schnellen un- terirdischen Fließprozessen am Hang . . . . .	142
4.4.5	Simulation eines Starkregenereignisses im Oued-Mina Gebiet, Alge- rien . . . . .	147
4.4.6	Diskussion der zweidimensionalen Modellanwendungen . . . . .	149
4.5	3-D-Simulationen . . . . .	152
4.5.1	Teileinzugsgebiet Neuenbürger Pfad . . . . .	152
4.5.1.1	Ereignis vom Juli 1992 . . . . .	153
4.5.1.2	Ereignis vom Oktober 1992 . . . . .	156
4.5.2	Ausblick . . . . .	158
4.5.2.1	Rechenzeiten . . . . .	158
4.5.2.2	Notwendige Weiterentwicklungen . . . . .	161
4.6	Zusammenfassende Diskussion . . . . .	164
<b>5</b>	<b>Modellierung von Einzugsgebieten — ein Ausblick</b>	<b>167</b>
5.1	Datensammlung, -verwaltung und -aufbereitung . . . . .	167
5.2	Vorfluterhydraulik und Urbane Einflüsse . . . . .	170
5.3	Räumliche Variabilität / Regionalisierung . . . . .	171
5.4	Kopplung mit Modellen des Stofftransports . . . . .	173
5.5	Modell- und Datenunsicherheiten . . . . .	174
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>177</b>

<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>181</b>
<b>A Numerische Lösung der Kinematischen Welle</b>	<b>A-1</b>
<b>B Kurzbeschreibung der erstellten Programme</b>	<b>B-1</b>
<b>C Simulationen der Infiltrationsexperimente</b>	<b>C-1</b>
<b>D Simulationen der Hangberechnungen</b>	<b>D-1</b>



# Abbildungsverzeichnis

2.1	Möglichkeiten zur Beschreibung hydrologischer Prozesse . . . . .	7
2.2	Darstellung der hydrologischen Prozesse an einem Hang . . . . .	8
2.3	Hydrologische Prozesse des Wasserkreislaufs in ländlichen Gebieten und deren Interaktionen . . . . .	9
2.4	Reduktionsfaktor $\alpha_{red}$ als Funktion des Wassergehaltes in der Bodenmatrix	17
2.5	Möglichkeiten der Oberflächenabflußbildung am Hang . . . . .	19
2.6	Die verschiedenen Fließwege in einem Hangboden . . . . .	24
2.7	Potentialfeld und Strömungsnetz am Hang „Polzeiwald“, bei Meggen (Schweiz) am 4.6.1976 . . . . .	25
2.8	Hydrologische Prozesse bei der Infiltration . . . . .	33
2.9	Verschiedene Phasen der Infiltration in eine vertikale Makropore . . . . .	36
3.1	Schema der Zeitschrittsteuerung . . . . .	44
3.2	Struktur des Modells HILLFLOW-1D . . . . .	46
3.3	Struktur des Modells HILLFLOW-2D . . . . .	48
3.4	Struktur des Modells HILLFLOW-3D . . . . .	50
3.5	Unterteilung eines makroporösen Bodens im Modell . . . . .	51
3.6	Prinzip der räumlichen Diskretisierung im 2-D-Fall . . . . .	53
3.7	Prinzip der räumlichen Diskretisierung im 3-D-Fall . . . . .	53
3.8	Schema der Verdunstungsmodellierung . . . . .	56
3.9	Schema der Infiltrationsmodellierung . . . . .	59
3.10	Dreiecks-Fuzzy-Zahl . . . . .	64
3.11	Ablaufschema beim Fuzzy-Modell . . . . .	65
3.12	Ergebnis der Regelerstellung für einen beispielhaften Regelsatz . . . . .	71

3.13	Prinzip der kinematischen Kaskade . . . . .	73
3.14	Vereinfachtes Berechnungsverfahren im 2-D-Fall . . . . .	78
3.15	Vergleich der beiden Berechnungsverfahren zur Abflußermittlung . . . . .	79
3.16	Richtung und Betrag des Abflusses bei verschiedenen Verfahren zur Fließ- wegebestimmung . . . . .	82
4.1	Lage des Weiherbachgebietes . . . . .	89
4.2	Hangberechnungsanlage des IWK . . . . .	91
4.3	Lageplan der Meßstellen im Weiherbachgebiet . . . . .	92
4.4	Sprinkler-Infiltrometer nach <i>Schiffler</i> . . . . .	96
4.5	Lage des Untersuchungsgebietes Oued-Mina . . . . .	97
4.6	Ergebnisse der Bodenwassersimulation: Weiherbachgebiet — meteorologi- sche Meßstation . . . . .	101
4.7	Ergebnisse der Bodenwassersimulation: Weiherbachgebiet — Meßhang 1 . .	103
4.8	Ergebnisse der Bodenwassersimulation: Weiherbachgebiet — Meßhang 3 . .	105
4.9	Ergebnisse der Bodenwassersimulation: Weiherbachgebiet — Leierfaß . . .	106
4.10	Verdunstungsraten nach verschiedenen Verfahren zur Berechnung des Pflan- zenwiderstandes . . . . .	109
4.11	Bodenwassergehalte von 0-30 cm an der meteorologischen Meßstation bei verschiedener Berechnung des Pflanzenwiderstandes . . . . .	110
4.12	Simulierte Bodenfeuchte mit und ohne Berücksichtigung von Makroporen .	113
4.13	Simulation eines Infiltrationsexperimentes mit Oberflächenabflußbildung . .	115
4.14	Simulation eines Infiltrationsexperimentes ohne Oberflächenabflußbildung .	115
4.15	Diskretisierung von Meßhang 1 („Neuenbürger Pfad“) . . . . .	121
4.16	Diskretisierung von Meßhang 3 („Am Altenberg“) . . . . .	122
4.17	Geologisches Profil durch den Meßhang „Neuenbürger Pfad“ . . . . .	123
4.18	Bodenfeuchte am Meßhang „Neuenbürger Pfad“ am 31. März 1992 . . . . .	125
4.19	Bodenfeuchte am Meßhang „Neuenbürger Pfad“ am 7. September 1992 . .	127
4.20	Berechneter Oberflächenabfluß am Meßhang 1 am 21.7.1992 . . . . .	129
4.21	Berechneter Oberflächenabfluß am Meßhang 3 am 21.7.1992 . . . . .	130

4.22	Ganglinien des Oberflächenabflusses am Meßhang 1 für verschiedene Niederschlagszeitreihen: $T_N = 1 \text{ Jahr}$ . . . . .	133
4.23	Ganglinien des Oberflächenabflusses am Meßhang 1 für verschiedene Niederschlagszeitreihen: $T_N = 10 \text{ Jahre}$ . . . . .	134
4.24	Berechnete Bodenfeuchte am Meßhang 1 für verschiedene Niederschlagszeitreihen: $T_N = 1 \text{ Jahr}$ . . . . .	135
4.25	Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Berechnungsparzelle „Neuenbürger Pfad“ vom 19.10.1990 . . . . .	137
4.26	Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Berechnungsparzelle „Neuenbürger Pfad“ vom 24.10.1990 . . . . .	138
4.27	Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Berechnungsparzelle „Ebertsberg“ vom 23.8.1990 . . . . .	140
4.28	Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Berechnungsparzelle „Ebertsberg“ vom 29.08.1990 . . . . .	141
4.29	Lageplan der durchgeführten Untersuchungen des Zwischenabflußexperimentes am „Leierfaß“ . . . . .	143
4.30	Berechneter hangparalleler unterirdischer Abfluß beim Zwischenabflußexperiment „Leierfaß“ . . . . .	145
4.31	Starkregenereignis im Gebiet des Oued-Mina, Algerien. Berechnung von Oberflächen- und Zwischenabfluß an einem ausgewählten Hang . . . . .	148
4.32	Gemessene und berechnete Abflußganglinie am Pegel Neuenbürg am 21.7.1992	153
4.33	Bodenfeuchteverteilung im Teilgebiet „Neuenbürger Pfad“ am 13.7.1992 . .	154
4.34	Bodenfeuchteverteilung im Teilgebiet „Neuenbürger Pfad“ am 27.7.1992 . .	155
4.35	Gemessene und berechnete Abflußganglinie am Pegel Neuenbürg vom 24. und 25.10.1992 . . . . .	156
4.36	Bodenfeuchteverteilung im Teilgebiet „Neuenbürger Pfad“ am 19.10.1992 .	157
4.37	Bodenfeuchteverteilung im Teilgebiet „Neuenbürger Pfad“ am 3.11.1992 . .	159
5.1	Konzept eines stochastischen Modells der diffusen Stoffbelastung eines Flußgebietes . . . . .	175
B.1	Ablaufdiagramm des Modells HILLFLOW-1D . . . . .	B-2

B.2	Ablaufdiagramm des Modells HILLFLOW-2D (mit numerischer Lösung der kinematischen Kaskade) . . . . .	B-3
B.3	Ablaufdiagramm des Modells HILLFLOW-2D (mit vereinfachter Lösung der kinematischen Kaskade) . . . . .	B-4
B.4	Ablaufdiagramm des Modells HILLFLOW-3D . . . . .	B-5
C.1	Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 29.6.88, Flächennr. 24 . . . .	C-2
C.2	Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 24.8.88, Flächennr. 42 . . . .	C-2
C.3	Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 24.10.88, Flächennr. 48 . . .	C-3
C.4	Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 24.10.88, Flächennr. 51 . . .	C-3
C.5	Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 17.8.89, Flächennr. 6 . . . . .	C-4
C.6	Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 3.10.89, Flächennr. 42 . . . .	C-4
C.7	Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 4.10.89, Flächennr. 48 . . . .	C-5
C.8	Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 4.10.89, Flächennr. 51 . . . .	C-5
D.1	Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Neuenbürger Pfad“ vom 24.10.1990 . . . . .	D-5
D.2	Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Ebertsberg“ vom 27.8.1990 . . . . .	D-6
D.3	Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Ebertsberg“ vom 29.8.1990 . . . . .	D-7
D.4	Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Ebertsberg“ vom 27.8.1991 . . . . .	D-8
D.5	Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Ebertsberg“ vom 4.9.1991 . . . . .	D-9
D.6	Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Ebertsberg“ vom 12.9.1991 . . . . .	D-10
D.7	Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Leierfaß“ vom 11.6.1991 . . . . .	D-11
D.8	Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Leierfaß“ vom 25.6.1991 (1. Experiment) . . . . .	D-12
D.9	Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Leierfaß“ vom 25.6.1991 (2. Experiment) . . . . .	D-13

D.10 Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Berechnungsparzelle „Weiherberg“ vom 28.10.1991 . . . . . D-14

D.11 Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Berechnungsparzelle „Weiherberg“ vom 31.10.1991 . . . . . D-15

D.12 Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Berechnungsparzelle „Weiherberg“ vom 31.3.1992 . . . . . D-16

D.13 Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Berechnungsparzelle „Weiherberg“ vom 2.4.1992 . . . . . D-17

D.14 Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Berechnungsparzelle „Weiherberg“ vom 4.4.1992 . . . . . D-18



# Tabellenverzeichnis

2.1	Manning-Rauhigkeitsbeiwerte $n$ für Oberflächenabfluß . . . . .	22
2.2	Einflußfaktoren für die Infiltration . . . . .	32
3.1	Optionen zur Interzeptionsmodellierung . . . . .	55
3.2	Optionen zur Verdunstungsmodellierung . . . . .	58
4.1	Kenngrößen des Weiherbach Einzugsgebietes . . . . .	90
4.2	Parameter der Simulation des Wasserhaushaltes an den Hauptmeßpunkten	99
4.3	Korrelationskoeffizient und mittlere Abweichung bei der Simulation mit verschiedenen Ansätzen zur Bestimmung des Pflanzenwiderstandes . . . . .	109
4.4	Korrelationskoeffizient und mittlere Abweichung bei der Simulation mit und ohne Makroporen . . . . .	112
4.5	Mittlere Abweichungen bei der Simulation von Infiltrationsexperimenten	116
4.6	Modellparameter $k_s$ und $\theta_s$ bei der Simulation von Infiltrationsexperimen- ten mit Oberflächenabflußbildung . . . . .	118
4.7	Modellparameter $k_s$ und $\theta_s$ bei der Simulation von Infiltrationsexperimen- ten ohne Oberflächenabflußbildung . . . . .	119
4.8	Gemessene und berechnete Bodenfeuchtwerte beim Zwischenabflußexpe- riment „Leierfaß“ . . . . .	146
B.1	Unterprogramme im Modell HILLFLOW-1D . . . . .	B-6
B.2	Zusätzliche Unterprogramme im Modell HILLFLOW-2D . . . . .	B-8
B.3	Zusätzliche Unterprogramme im Modell HILLFLOW-3D . . . . .	B-9
D.1	Bodenparameter für die Simulation der Hangberegnungsversuche . . . . .	D-3



# Symbolverzeichnis

Das Verzeichnis umfaßt die wichtigsten Symbole, deren Einheit und Bedeutung. Detailliertere Beschreibungen der Symbolbedeutung befinden sich im Text. Die zur Erklärung der Fuzzy Logik benutzten Symbole sind am Ende getrennt aufgelistet.

Symbol	Einheit	Bedeutung
$A_E$	$L^2$	Einzugsgebietsfläche
$b$	-	Modellparameter beim Rutter-Modell
$BBG$	-	Bodenbedeckungsgrad
$BFI$	-	Blattflächenindex
$c_p$	$L^2/(T^2 \circ K)$	spezifische Wärme der Luft
$C$	$1/L$	spezifische Feuchtekapazität des Bodens
$C_{veg}$	$L$	aktueller Inhalt des Interzeptionsspeichers
$d_{dry}$	-	Anzahl der Trockentage seit dem letzten Niederschlagsereignis
$D_{veg}$	$L$	Vegetationsparameter beim Rutter-Modell
$e_{act}$	$M/(LT^2)$	aktuelle Luftfeuchte
$e_s$	$M/(LT^2)$	gesättigte Luftfeuchte
$ET_{act}$	$L/T$	aktuelle Evapotranspirationsrate
$ET_{pot}$	$L/T$	potentielle Evapotranspirationsrate
$EV_{act}$	$L/T$	aktuelle Evaporationsrate des Bodens
$EV_{pot}$	$L/T$	potentielle Evaporationsrate
$f_H$	$LT$	Pflanzenfaktor nach Haude
$f_M$	-	Pflanzenfaktor nach Makkink
$h$	$L/T$	Fließtiefe (allgemein)
$h_O$	$L/T$	Fließtiefe auf der Bodenoberfläche
$h_{pl}$	$L$	Wuchshöhe der Pflanzen
$h_Z$	$L/T$	Fließtiefe in der Zwischenschicht
$H_Z$	$L$	Dicke der Zwischenschicht (= makroporöse Schicht)
$i$	$L/T$	seitlicher Zufluß zur kinematischen Welle (allgemein)

$i_O$	L/T	Rate der Oberflächenabflußbildung
$i_Z$	L/T	Rate der Zwischenabflußbildung
$I$	L/T	gesamte Infiltration in die Bodenoberfläche
$I_{mak}$	L/T	Infiltration in das Makroporensystem
$I_{max}$	L/T	maximal zur Infiltration verfügbares Wasser je Zeitschritt
$I_{mik}$	L/T	Infiltration in das Mikroporensystem
$I_N$	L/T	Intensität des Freilandniederschlags
$I_{N_{net}}$	L/T	Intensität des Bestandsniederschlags
$I_{mik}^Z$	L/T	Fluß vom Makro- in das Mikroporensystem
$IV_{act}$	L/T	aktuelle Rate der Interzeptionsverdunstung
$k_s$	L/T	gesättigte Leitfähigkeit
$k_{xx}$	L/T	ungesättigte Leitfähigkeit (in x-Richtung)
$k_{yy}$	L/T	ungesättigte Leitfähigkeit (in y-Richtung)
$k_{zz}$	L/T	ungesättigte Leitfähigkeit (in z-Richtung)
$k_{St}$	$L^{1/3}/T$	Verlustbeiwert nach Strickler = $1/n$
$k_Z$	L/T, $L^{-1/2}/T$	Zwischenabflußleitfähigkeit
$\bar{k}(\theta)_{mik-mak}$	L/T	mittlere Leitfähigkeit zwischen Mikro- und Makroporensystem
<b>K</b>	-	Kinematische Zahl
$L_V$	$L^2/T^2$	spezifische Verdunstungswärme von Wasser
$n$	$T/L^{1/3}$	Verlustbeiwert nach Manning = $1/k_{St}$
$N$	L	Freilandniederschlagshöhe
$N_{net}$	L	Bestandsniederschlagshöhe
$N_0$	L	Summe des Freilandniederschlags je Ereignis
<b>P<sub>s</sub></b>	-	Schockzahl
$q$	L/T	Abflußrate (allgemein)
$q_{cr}$	L/T	Rate des Kapillaraufstieges
$q_{gw}$	L/T	Rate des Grundwasserneubildung
$q_h$	L/T	Horiontaler Fluß zwischen zwei Elementen der Bodenmatrix
$q_{rf}$	L/T	Rate des return flows
$q_v$	L/T	vertikaler Fluß zwischen zwei Elementen der Bodenmatrix
$q_O$	L/T	Rate des Oberflächenabflusses
$q_Z$	L/T	Rate des Zwischenabflusses
$Q_{INT_{ab}}$	L/T	Abfluß aus dem Interzeptionsspeicher
$Q_{INT_{zu}}$	L/T	Zufluß in den Interzeptionsspeicher
$Q_{O_i}$	$T^3/L$	Oberflächenabfluß in Richtung i (3-D-Modell)
$Q_{Z_i}$	$T^3/L$	Zwischenabfluß in Richtung i (3-D-Modell)
$r_a$	T/L	aerodynamischer Widerstandsbeiwert

$r_s$	T/L	Pflanzenwiderstandsbeiwert
$r_O$	-	Anzahl der Richtungen des Oberflächenabflusses (3-D-Modell)
$r_Z$	-	Anzahl der Richtungen des Zwischenabflusses (3-D-Modell)
$\bar{r}_{mik-mak}$	L	mittlerer Abstand zwischen Mikro- und Makroporen
$R_g$	(ML <sup>2</sup> )/T <sup>3</sup>	Globalstrahlung
$R_n$	(ML <sup>2</sup> )/T <sup>3</sup>	Nettostrahlung
$S_f$	-	Reibungsgefälle bzw. -verlust auf der Bodenoberfläche
$S_{fZ}$	-	Reibungsgefälle bzw. -verlust des Zwischenabflusses
$S_{veg}$	L	Speicherkapazität der Vegetationsdecke
$S_0$	-	Hanggefälle
$S'$	L/S	Senken- bzw. Quellenterm (in der Richardsgleichung)
$t$	T	Zeitkoordinate
$TR_{act}$	L/T	aktuelle Transpirationsrate
$TR_{pot}$	L/T	potentielle Transpirationsrate
$\vec{u}_{2m}$	L/T	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe
$v$	L/T	Fließgeschwindigkeit (allgemein)
$v_x$	L/T	Filtergeschwindigkeit (in x-Richtung)
$v_y$	L/T	Filtergeschwindigkeit (in y-Richtung)
$v_z$	L/T	Filtergeschwindigkeit (in z-Richtung)
$v_O$	L/T	Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses
$v_Z$	L/T	Fließgeschwindigkeit des Zwischenabflusses
$V_{mak}$	-	effektive Makroporosität
$V_{mak_{leer}}$	-	freier (=leerer) Makroporenraum
$x$	L	Raumkoordinate (horizontal)
$y$	L	Raumkoordinate (horizontal)
$z$	L	Raumkoordinate (vertikal)
$\alpha_{mak}$	L/T	Makroporenleitfähigkeit (nach Germann)
$\alpha_{red}$	-	Reduktionsfaktor zur Abminderung der potentiellen auf die aktuelle Transpirationsrate
$\alpha_O$	L <sup>1/3</sup> /T	Faktor in der kinematischen-Welle-Gleichung für Oberflächenabfluß
$\alpha_Z$	L/T, L <sup>-1/2</sup> /T	Faktor in der kinematischen-Welle-Gleichung für Zwischenabfluß
$\beta_O$	-	Exponent in der kin.-Welle-Gleichung für Oberflächenabfluß
$\beta_Z$	-	Exponent in der kin.-Welle-Gleichung für Zwischenabfluß
$\gamma$	M/(LT <sup>2°</sup> K)	psychrometrische Konstante
$\delta$	M/(LT <sup>2°</sup> K)	Gradient der Wasserdampfsättigungskurve
$\Delta t$	T	Zeitschrittlänge

$\Delta z_r$	L	Tiefe der Wurzelzone
$\Delta z$	L	Räumliche Diskretisierungslänge in vertikaler Richtung
$\Delta xy$	L	Kantenlänge der horizontalen Diskretisierung (3-D-Modell)
$\theta$	Vol.%	aktuelle Bodenfeuchte in der Bodenmatrix
$\theta_r$	Vol.%	residuelle Bodenfeuchte in der Bodenmatrix
$\theta_s$	Vol.%	gesättigte Bodenfeuchte in der Bodenmatrix
$\theta_{mak}$	Vol.%	Wassergehalt im Makroporensystem
$\theta_1$	Vol.%	Dem Anaerobispunkt (Sauerstoffmangel) der Pflanzen entsprechender Bodenwassergehalt
$\theta_2$	Vol.%	größter Wassergehalt, bei dem noch ausreichende Sauerstoffversorgung vorliegt
$\theta_3$	Vol.%	kleinster Wassergehalt, bei dem noch ausreichende Wasser-versorgung vorliegt
$\theta_4$	Vol.%	Dem Welkepunkt (Wassermangel) der Pflanzen entsprechender Bodenwassergehalt
$\kappa$		empirischer Faktor im Infiltrationsansatz von Worreschk
$\rho_a$	M/L <sup>3</sup>	Dichte der Luft
$\varphi$	-	relative Luftfeuchte
$\psi$	L	Saugspannungspotential

Symbole, die im Zusammenhang mit der Fuzzy Logik verwendet werden:

Symbol	Bedeutung
$A$	unscharfe Zahl (fuzzy number)
$(A_k; k = 1, \dots, K) \rightarrow B$	Fuzzy Regel, bestehend aus $K$ Voraussetzungen $A_k$ und einer Konsequenz $B$ .
$(A_{i,k}; i = 1, \dots, I; k = 1, \dots, K) \rightarrow B_i$	Fuzzy Regelsatz, bestehend aus einer Kombination von $I$ Regeln
$C(B_i)$	Flächenschwerpunkt der Konsequenz $B_i$
$g(x)$	Zugehörigkeitsfunktion (membership function)
$k_s^*$	Referenzwert der gesättigten Leitfähigkeit
$R$	Regelantwort
$supp(A)$	Support der Fuzzy Zahl $A$
$x$	Objekt einer unscharfen Menge (fuzzy set)
$\nu_i$	Erfüllungsgrad der Regel $i$

# Kapitel 1

## Einleitung

### 1.1 Möglichkeiten und Grenzen systemhydrologischer Modelle

Systemhydrologische Computermodelle haben in den letzten 20 Jahren wesentliche Fortschritte und breite Anwendungen im Bereich der Hochwasserhydrologie gebracht (PLATE ET AL., 1989). Dazu trug insbesondere die Übernahme der Theorie der Einheitsganglinie aus den angelsächsischen Länder und deren Anwendung in der Praxis unter Verwendung immer leistungsfähiger Rechner bei (PLATE & DE HAAR, 1989).

Die Modelle der Hochwasserhydrologie benutzen als Grundbausteine einen Verlustansatz zur Ermittlung des zum Abfluß gelangenden („effektiven“) Niederschlags und das Einheitsganglinienverfahren zur Umwandlung der effektiven Niederschlags- in eine Abflußganglinie.

Durch Entwicklung von Ansätzen zur Regionalisierung der Parameter sowohl der Verlustansätze als auch der Einheitganglinie (z.B. von LUTZ (1984)) wurde die Möglichkeit geschaffen, systemhydrologische Modelle allgemein auf kleine Einzugsgebiete anzuwenden. Da das Einheitsganglinienverfahren aber nur für kleine Einzugsgebiete sinnvoll anwendbar ist (LUTZ empfiehlt bis zu einer Größe von etwa 250 km<sup>2</sup>), werden heute bei modernen Hochwassermodellen viele kleine Gebiete zu einem Flußgebiet verknüpft, um komplexe, d.h. großflächige und inhomogene Einzugsgebiete zu modellieren (z.B. EULER (1974) oder IHRINGER ET AL. (1988)). Dabei wird das Einheitsganglinienverfahren auf jedes Kleingebiet angewendet, die Situation im Vorfluternetz des Flußgebietes wird durch Gerinneabflußmodelle erfaßt.

Der Vorteil der systemhydrologischen Ansätze liegt in der geringen Anzahl der Modellparameter, im vergleichsweise geringen Datenbedarf und im niedrigen Rechenzeitbedarf bei

gleichzeitiger Erfassung des dynamischen Systemverhaltens des betrachteten Einzugsgebietes.

Die Modellparameter des Verlustansatzes und der Einheitsganglinie gelten für das gesamte Teilgebiet, eine weitere räumliche Differenzierung ist nicht möglich. Auch ist es nicht möglich, das Flußgebiet beliebig fein zu unterteilen, um ein hochaufgelöstes flächendetailliertes Bild der Abflußsituation zu erhalten, da auch die minimale Gebietsgröße für das Einheitsganglinienverfahren beschränkt ist. (Die kleinsten von LUTZ (1984) berücksichtigten Gebiete haben eine Ausdehnung von etwa 4 km<sup>2</sup>.)

Daraus läßt sich ein Mangel der systemhydrologischen Modelle erkennen, nämlich die nur beschränkte Fähigkeit zur räumlichen Auflösung eines Gebietes und damit zur Beschreibung der räumlichen Heterogenität im Modell.

Ein weiteres Merkmal ist, daß die Modellparameter nicht auf physikalischen sondern auf systemtheoretischen Gesetzen basieren. Da die Systemfunktionen aber für jedes Einzugsgebiet unterschiedlich sind, können diese Modelle nur für Gebiete mit gemessenen Niederschlags-Abfluß-Ereignissen angewendet werden oder für Gebiete, für welche die Regionalisierungsansätze gültig sind.

Daraus folgt, daß Modellübertragungen auf andere Gebiete nur bei Vorliegen von Meßdaten oder gültigen Regionalisierungsansätzen für Verlustansatz und Einheitsganglinie durchgeführt werden können.

Als dritte Beschränkung der systemhydrologischen Modelle ist zu nennen, daß die Berechnung nicht prozeßorientiert erfolgen kann, da das gesamte hydrologische System als „black box“ betrachtet wird. Dies macht eine Unterscheidung einzelner hydrologischer Prozesse und deren Anteil an der Abflußbildung unmöglich.

In Verbindung mit der genannten Limitierung der räumlichen Auflösung folgt daraus, daß diese Modelle keine Aussagen über Fließwege und Aufenthaltszeiten des Wassers im Einzugsgebiet erlauben.

## 1.2 Bedeutung von physikalischen Modellen der Wasserbewegung

Für Aufgabenstellungen in der Hochwasserhydrologie haben die systemhydrologischen Ansätze gute Ergebnisse und sinnvolle Bemessungswerte für die ingenieurhydrologische Praxis gebracht. Allerdings haben sich in den letzten Jahren die Anforderungen der Praxis an hydrologische Modelle immer mehr erweitert. Dies geht einher mit der enormen Leistungszunahme der modernen Rechenanlagen, wodurch — zumindest seitens der

Hardware — immer komplexere und zeitlich und räumlich immer hochauflösendere Computermodelle lauffähig werden.

PLATE & DE HAAR (1989) nennen vor allem Aufgaben aus dem Bereich des Umweltschutzes, welche neue Herausforderung an hydrologische Modelle mit sich bringen. So bedingt die Forderung nach Umweltverträglichkeitsprüfungen für jeden größeren anthropogenen Eingriff in die Natur, Untersuchungen zur Gefährlichkeit von Altlasten im Boden, Vorsorge gegen Störfälle von Industrieanlagen oder Schutz des Grundwassers gegen landwirtschaftliche Chemikalien, Modelle zur Untersuchung des lokalen und/oder regionalen Wasserhaushaltes, welche durch die systemhydrologischen Ansätze nicht abgedeckt werden können.

Modelle, welche solche Aufgaben bewältigen sollen, müssen flächendetailliert sein, also die natürliche und anthropogen bedingte Variabilität des Einzugsgebiets räumlich hochaufgelöst erfassen.

Weiterhin muß prozeßorientiert modelliert werden, um eine Differenzierung der verschiedenen Fließwege in und auf dem Boden zu ermöglichen. Daraus läßt sich eine Orientierung der Modelle an physikalischen Gesetzen, bzw. die Notwendigkeit von Modellparametern mit physikalischer Bedeutung ableiten.

PLATE & DE HAAR (1989) nennen als Anforderung an ein physikalisch begründetes Modell im einzelnen die Erfassung der räumlichen Variabilität des Niederschlags, die Berücksichtigung der Topographie und der bodenkundlichen und geologischen Voraussetzungen, die Kopplung von oberflächigen und unterirdischen Fließprozessen sowie eine intensive Berücksichtigung der Prozesse in der ungesättigten Zone. Durch die Erfassung der Fließwege in und auf dem Boden soll auch eine Ankopplung der mit dem Wasser transportierten Stoffe an die Wasserbewegung ermöglicht werden.

Ein physikalisch begründetes und flächendetailliertes Modell kann neben den genannten Aufgaben aus der hydrologischen Praxis auch in Forschungsbereichen Anwendung finden. So bietet sich die Möglichkeit, das Modell als Werkzeug zur Untersuchung verschiedener Fragestellungen einzusetzen, beispielsweise zur Analyse der Interaktionen verschiedener hydrologischer Prozesse oder des Einflusses der räumlichen Heterogenität des Bodens oder der Vegetation auf den Wasserhaushalt eines kleinen Teilgebietes. Dabei muß allerdings immer berücksichtigt werden, daß die gewonnenen Ergebnisse nur unter den dem Modell zugrunde gelegten Annahmen gültig sind (BEVEN, 1989).

In den letzten Jahren sind eine Reihe physikalisch begründeter Modelle entwickelt worden. Der Schwerpunkt lag dabei auf eindimensional-vertikalen Modellen (z.B. die Modelle von BELMANS ET AL., (1983)<sup>a</sup> oder DIEKKRÜGER (1992)). Für mehrdimensionale Fragestellungen wurde trotz der verwendeten modernen Computer die Grenze der Rechnerleistungsfähigkeit meist schnell erreicht, so daß die wenigen Modelle, welche Einzugsgebiete

auf physikalischen Gesetzen basierend zu modellieren versuchen, bisher in der Praxis kaum Anwendung finden konnten. Auch das SHE-Modell (ABBOTT ET AL., 1986a, b), das bislang umfassendste physikalisch-hydrologische Modell, erfaßt die ungesättigte Bodenzone nur eindimensional und kann somit keine lateralen Fließbewegungen im Boden oberhalb des Grundwassers simulieren.

Für den Größenbereich eines Hanges liegt bisher noch kein umfassendes, d.h. alle wesentlichen hydrologischen Prozesse miteinbeziehendes Modell vor. Dabei sind gerade die Vorgänge am Hang von besonderem Interesse, da man sich alle orographisch gegliederten Einzugsgebiete als aus Einzelhängen zusammengesetztes Mosaik vorstellen kann, wobei die Verbindung durch das Vorfluternetz hergestellt wird. KIRKBY (1988) berichtet, daß über 95 % des Wassers in einem Fließgewässer zuvor über oder durch einen Hang geflossen sind, was die Bedeutung der Hanghydrologie für das Vorfluterabflußgeschehen unterstreicht.

Ein Hangmodell ist aber nicht nur als Untereinheit für ein hydrologisches Gebietsmodell von Interesse, sondern auch für spezifische Fragestellungen in Verbindung mit verwandten wissenschaftlichen Disziplinen. So ist für Untersuchungen von Hangrutschungen oder von punktuellen Stoffeinträgen an Hängen durch Unfälle ein Modell zur Hangwasserbewegung unerlässlich.

Aus diesem Überblick geht hervor, daß der Bedarf für physikalisch begründete hydrologische Modelle groß ist, dieser Bedarf bislang aber — mit Ausnahme für eindimensional vertikale Problemstellungen — nicht gedeckt werden kann. Im Rahmen dieser Arbeit wird ein neuentwickeltes umfassendes hydrologisches Modell für die Wasserbewegungen in und auf einem Hang vorgestellt. Damit soll versucht werden, das genannte Defizit im Bereich der Hangmodelle auszugleichen.

### 1.3 Vorgehen

Die Arbeit ist wie folgt gegliedert:

- Im ersten Teil von Kapitel 2 wird der aktuelle Stand des Wissens über die hydrologischen Prozesse und die Möglichkeiten für deren Modellierung beschrieben.
- Im zweiten Teil von Kapitel 2 werden die Anforderungen an ein umfassendes Hangmodell formuliert und die in dieser Arbeit gesetzten Schwerpunkte zur Erfüllung dieser Anforderungen genannt.
- Im dritten Kapitel werden die, für das erstellte Modellsystem „HILLFLOW“ verwendeten, Modellansätze der einzelnen hydrologischen Prozesse und die Methoden

der Modellumsetzung betrachtet. Dabei wird besonders ausführlich auf Infiltration, Bodenfeuchte, Oberflächen- und Zwischenabfluß eingegangen, da die kombinierte Modellierung dieser Prozesse und z.T. die dafür verwendeten Methoden die wesentlichen Neuerungen dieses Hangmodelles darstellen.

- Im vierten Kapitel werden für das erstellte Modellsystem verschiedene Anwendungen vorgestellt. Die zum Modellvergleich herangezogenen Messungen stammen zum Großteil aus dem hydrologischen Forschungs- und Untersuchungsgebiet „Weiherbach“. Es werden sowohl Punktprozesse als auch der vertikal-ebene Wasserhaushalt von Hängen ausführlich untersucht.

Als Beispiel einer (vorläufigen) Modellierung eines Kleingebietes, werden zwei Starkregenereignisse für ein Teilgebiet des Weiherbachgebiets dreidimensional modelliert. Ein Ausblick über den Rechenzeitbedarf und die notwendigen Weiterentwicklungen des dreidimensionalen Modells schließt dieses Kapitel ab.

- In Kapitel 5 wird ein Ausblick auf die für ein physikalisch begründetes Gebietsmodell prinzipiell zu beachtenden Fragen der Datenverwaltung, der Hydraulik des Gewässersystems und der Regionalisierung der Modellparameter gegeben. Weiterhin wird kurz auf Fragen der Stofftransportsimulation und auf Modell- und Datenunsicherheiten eingegangen
- Die Ergebnisse der Arbeit werden im sechsten Kapitel zusammengefaßt.
- Im Anhang sind ein verwendetes numerisches Lösungsverfahren, die Kurzbeschreibung der Programme und weitere Simulationsergebnisse zusammengestellt.



# Kapitel 2

## Die hydrologischen Prozesse der Hangwasserbewegung und deren Modellierung

Beschreibungen natürlicher Prozesse sind unvermeidbar verbunden mit einer Abstraktion und Vereinfachung der komplexen Vorgänge und Zusammenhänge in der Natur.

Je nach Art der Beschreibung werden verschiedene Ebenen der Abstraktion erreicht, wobei ein höherer Abstraktionsgrad mit einem Verlust von Detailinformationen verbunden ist, andererseits aber eine verbesserte Quantifizierbarkeit der Prozesse mit sich bringt. Drei Möglichkeiten der Beschreibung sollen hier unterschieden werden:

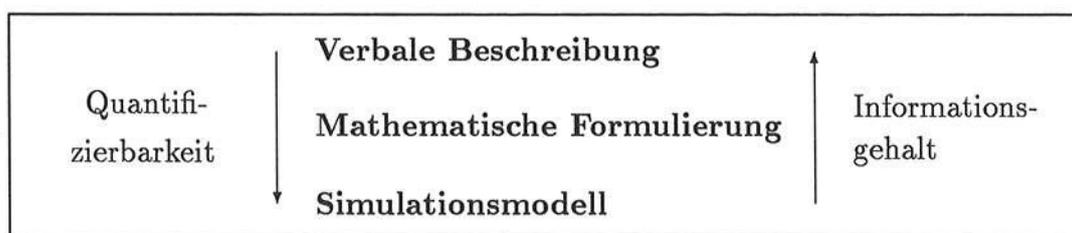


Abbildung 2.1: Möglichkeiten zur Beschreibung hydrologischer Prozesse

- Eine **verbale Beschreibung** kann viele Detailinformationen einbeziehen und die Bedeutung der verschiedenen Prozesse qualitativ werten. Eine Quantifizierung muß jedoch auf Erfahrungswerte oder auf Ergebnisse von Einzelmessungen beschränkt bleiben.
- Die Ableitung physikalischer Gesetze und deren **mathematische Formulierung** bildet die wichtigste Stufe der Verallgemeinerung der Naturbeobachtungen. Damit

ist ein Verlust an Detailinformationen verbunden, jedoch eröffnet sie die Möglichkeit einer konkreten Quantifizierbarkeit und Vergleichbarkeit.

- Ein umfassendes **Simulationsmodell** kann die Berechnung mehrerer Prozesse auf Basis physikalischer Gesetze beinhalten und damit auch deren Interaktion mit berücksichtigen. Gegenüber der Lösung einer einzelnen mathematischen Gleichung wird durch die Beachtung einer großen Anzahl von Einflüssen auf den jeweils betrachteten Prozeß die Quantifizierbarkeit und die allgemeine Anwendbarkeit erhöht. Da komplexe Modelle oft Vereinfachungen in der mathematischen Formulierung erfordern, tritt abermals ein gewisser Informationsverlust auf.

In Abbildung 2.2 sind schematisch die Prozesse dargestellt, die bei der Hydrologie eines Hanges zu berücksichtigen sind.

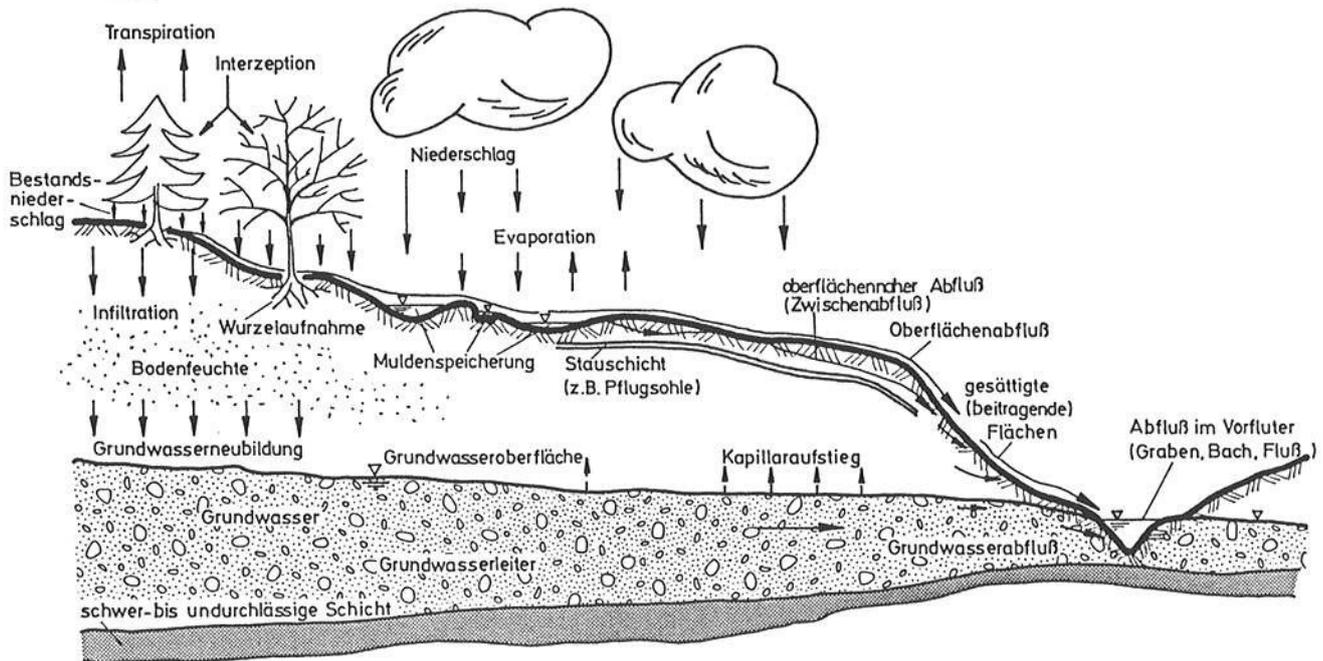


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der hydrologischen Prozesse an einem Hang (nach DYCK (1980)a, verändert)

In Abbildung 2.3 sind die wesentlichen Komponenten des Wasserkreislaufs in ländlichen Gebieten und deren gegenseitige Beeinflussungen aufgeführt. Aus den beiden Abbildungen wird ersichtlich, wie vielfältig und komplex die hydrologischen Vorgänge in und auf einem Hang sind. Ein Modell zur Beschreibung der Hanghydrologie muß folglich alle relevanten Prozesse inklusive deren Interaktionen beachten.

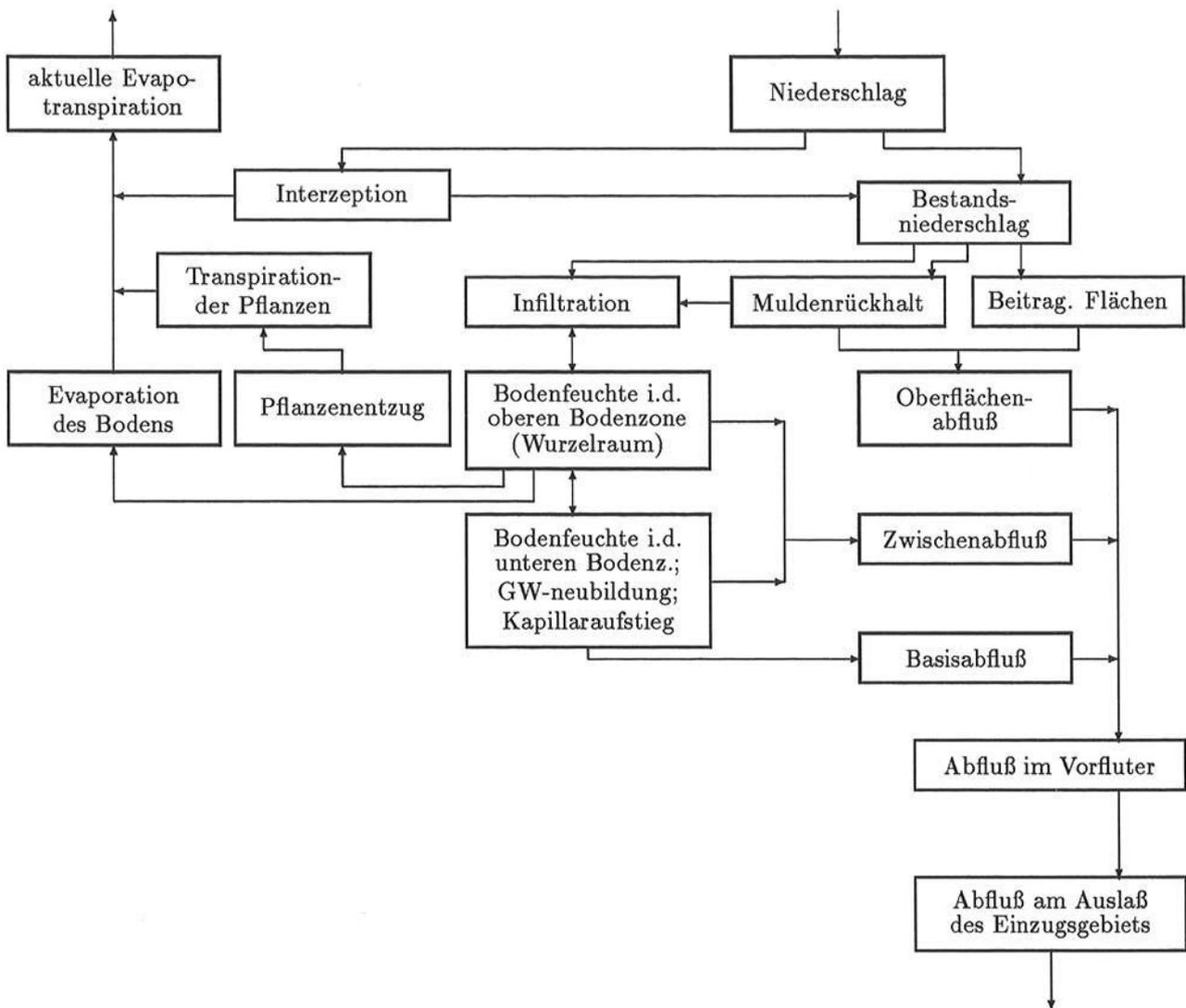


Abbildung 2.3: Hydrologische Prozesse des Wasserkreislaufs in ländlichen Gebieten und deren Interaktionen

In den letzten 20 Jahren haben die Aktivitäten im Bereich der Hanghydrologie kontinuierlich zugenommen, ausgehend von intensiven Feldmessungen und -experimenten über die Identifizierung und Beschreibung der maßgebenden Prozesse bis zu der mathematischen Formulierung und deren Modellumsetzung (KIRKBY, 1988).

ANDERSON & BURT (1990)a fassen die aktuellen Forschungsziele und -aktivitäten zum Thema Modellentwicklung in der Hanghydrologie folgendermaßen zusammen:

- Modellierung der Fließprozesse im Boden unter Berücksichtigung bodenphysikalischer Gesetze
- Modellierung des Oberflächenabflusses aufgrund hydraulischer Ansätze

- besondere Beachtung des Zusammenhangs zwischen unterirdischem Abfluß und der (Oberflächen-)Abflußbildung an Hängen
- Berücksichtigung verschiedener Porensysteme im Boden
- Stofftransport auf und in einem Hang.

O'LOUGHLIN (1990) fügt diesen Punkten zwei weitere hinzu:

- Modellierung unter Beachtung der Fließwege auf der Oberfläche und im Boden; dabei besondere Berücksichtigung lateraler, oberflächennaher Fließprozesse
- Vereinfachung der Berechnungsmethoden.

Ein weiterer Punkt sei u.a. aufgrund der Ergebnisse von SCHIFFLER (1992) genannt:

- Modellierung der Infiltration entsprechend den natürlichen Bodenbedingungen.

Im folgenden wird im Blickwinkel dieser Zielsetzungen über Möglichkeiten zur Modellierung der hydrologischen Prozesse an einem Hang berichtet. Im ersten Teil (2.1) werden die Prozesse nach dem Stand des Wissens zusammenfassend beschrieben und mathematische Ansätze und deren Modellverwirklichung besprochen. Im zweiten Teil (2.2) werden die Anforderungen zur Weiterentwicklung bestehender Modellansätze formuliert, sowie die notwendige Integration in ein umfassendes und operationelles Modellsystem aufgezeigt.

## 2.1 Stand des Wissens

### 2.1.1 Interzeption

Die Interzeption, der Prozeß der zeitweisen Speicherung eines Teils des Niederschlags an der Vegetationsoberfläche, kann insbesondere bei dichten und ganzjährigen Pflanzenbeständen einen großen Anteil des Freilandniederschlags vor dem Erreichen der Bodenoberfläche zurückhalten. Der gespeicherte Niederschlag erreicht entweder verzögert über den Stammabfluß oder als abtropfender Niederschlag die Bodenoberfläche, oder er wird als Interzeptionsverdunstung an die Atmosphäre zurückgegeben.

BRECHTEL (1990) gibt Anteile von bis zu 38% des Interzeptionsverlustes (Interzeptionsverdunstung) am jährlichen Freilandniederschlag für Kiefern und Fichtenbestände an. HOYNINGEN-HUENE (1983) gibt für landwirtschaftliche Bestände bezogen auf das Jahresmittel Verlustanteile zwischen 5% und 13%, für die Vegetationsperiode zwischen 15% und 33% an.

Da der Interzeptionsvorgang als Speicherfüllung und anschließende -entleerung abstrahiert werden kann, basieren derzeit alle Interzeptionsmodelle auf einem Speicheransatz mit Zufluß durch den Niederschlag und Abfluß durch Durchtropfen, Stammabfluß und Verdunstung (HOFFMANN, 1992).

Im folgenden sollen drei Modellverwirklichungen genannt werden:

- **Überlauf Modell**

Der Interzeptionsprozeß wird aufgefaßt als Füllung und Entleerung eines Speichers mit konstanter Aufnahmekapazität. Falls der aktuelle Inhalt des Interzeptionsspeichers  $C_{veg}$  die Speicherkapazität der Vegetationsdecke  $S_{veg}$  erreicht, fällt zusätzlicher Niederschlag vollständig auf die Bodenoberfläche, der Speicher „läuft über“.

$$\frac{\partial C_{veg}}{\partial t} = I_N - Q_{INT_{ab}} - IV_{act} \quad (2.1)$$

wobei

$$Q_{INT_{ab}} = \begin{cases} 0 & \text{für } C_{veg} < S_{veg} \\ I_N & \text{für } C_{veg} = S_{veg} \end{cases} \quad (2.2)$$

und

$$IV_{act} = \begin{cases} 0 & \text{für } C_{veg} = 0 \\ ET_{pot} & \text{für } C_{veg} < 0 \end{cases} \quad (2.3)$$

mit  $\partial C_{veg}/\partial t$  = Änderungsrate des Interzeptionsspeicherinhalts über die Zeit  
 $I_N$  = Intensität des Freilandniederschlags  
 $Q_{INT_{ab}}$  = Abfluß aus dem Interzeptionsspeicher  
 $IV_{act}$  = Interzeptionsverdunstung  
 $ET_{pot}$  = potentielle Evapotranspirationsrate

Die Intensität des Bestandsniederschlags  $I_{N_{net}}$  ist beim Überlaufmodell identisch mit dem Abfluß aus dem Interzeptionsspeicher  $Q_{INT_{ab}}$ .

Nicht berücksichtigt wird die Abhängigkeit des durchtropfenden Niederschlags von der Niederschlagsintensität und dem Füllungsgrad des Interzeptionsspeichers, was Ursache von Ungenauigkeiten sein kann. Der Vorteil dieses Ansatzes liegt darin, daß nur ein Parameter ( $S_{veg}$ ) benötigt wird, wofür vergleichsweise viele Meßwerte vorliegen (etwa nach MITSCHERLICH (1971); HOYNINGEN-HUENE (1983); MANIAK (1988); BRECHTEL (1990)).

- **Modell von HOYNINGEN-HUENE**

HOYNINGEN-HUENE (1983) stellte mittels Regressionsberechnungen einen Zusammenhang zwischen dem Speicherinhalt  $C_{veg}$  und der Niederschlagsmenge je Ereignis  $N_0$  sowie dem Blattflächenindex  $BFI$  auf ( $N_0$  und  $BFI$  jeweils in mm). Dieses Modell eignet sich nicht zur zeitlichen Auflösung des Interzeptionsprozesses während eines Ereignisses, sondern nur zur Ermittlung der interzeptierten Wassermenge über das ganze Ereignis. Die Regressionsbeziehung lautet:

$$C_{veg} = -0.42 + 0.245 \cdot N_0 + 0.2 \cdot BFI - 0.0111 \cdot N_0^2 + 0.0271 \cdot N_0 \cdot BFI - 0.0109 \cdot BFI^2 \quad (2.4)$$

$C_{veg}$  wird wie beim Überlaufmodell durch einen Maximalwert  $S_{veg}$  begrenzt, welcher sich ebenfalls über eine Regressionsbeziehung in Abhängigkeit des  $BFI$  berechnen läßt.

- **Rutter-Modell**

Ein wesentlich detaillierteres Interzeptionsmodell stellt die Entwicklung von RUTTER ET AL. (1971), (1975), (1977) dar. Dabei erfolgt anhand des Bodenbedeckungsgrades der Pflanzen  $BBG$  eine Aufspaltung in durchfallenden und auf die Pflanzendecke fallenden Niederschlag.

Der Abfluß aus der Vegetationsdecke wird durch einen Exponentialterm erfaßt. Die Interzeptionsverdunstung entspricht bei vollem Interzeptionsspeicher der potentiellen Evapotranspirationsrate  $ET_{pot}$ . Liegt der Füllungsgrad darunter, so wird eine geringere Verdunstungsrate angesetzt.

Die Grundgleichung lautet dann folgendermaßen:

$$\frac{\partial C_{veg}}{\partial t} = Q_{INT_{zu}} - Q_{INT_{ab}} - IV_{act} \quad (2.5)$$

wobei sich der Zulauf  $Q_{INT_{zu}}$  und der Ablauf  $Q_{INT_{ab}}$  wie folgt berechnet:

$$Q_{INT_{zu}} = BBG \cdot BFI \cdot I_N \quad (2.6)$$

und

$$Q_{INT_{ab}} = \begin{cases} D_{veg} \cdot e^{b(C_{veg}-S_{veg})} & \text{für } C_{veg} < S_{veg} \\ D_{veg} \cdot e^{b(C_{veg}-S_{veg})} & \text{für } C_{veg} > S_{veg} \end{cases} \quad (2.7)$$

und

$$IV_{act} = \begin{cases} BBG \cdot BFI \cdot ET_{pot} \cdot C_{veg}/S_{veg} & \text{für } C_{veg} < S_{veg} \\ BBG \cdot BFI \cdot ET_{pot} & \text{für } C_{veg} > S_{veg} \end{cases} \quad (2.8)$$

$D_{veg}$  und  $b$  sind Parameter zur Erfassung des Drainagevorgangs der Vegetationsdecke. Übertrifft der Blattflächenindex  $BFI$  den Wert 1, so wird in den Gleichungen 2.6 bis 2.8 das Produkt  $BBG \cdot BFI$  auf 1 gesetzt.

Dem Vorteil des Rutter-Modells, einer detaillierten Beschreibung der Teilvorgänge der Interzeption, steht der Nachteil der hohen Parameteranzahl bei deren zudem schwierigen Bestimmung — vor allem der Drainageparameter der Pflanzendecke  $D_{veg}$  und  $b$  — gegenüber.

Der Bestandsniederschlag berechnet sich aus der Summe des durchfallenden Niederschlags und der Drainage der Vegetationsdecke:

$$I_{N_{net}} = (1 - BBG \cdot BFI) \cdot I_N + Q_{INT_{ab}} \quad (2.9)$$

Weitere detaillierte physikalisch begründete Interzeptionsmodelle, etwa das von HOFFMANN (1992) vorgeschlagene 2-Phasen Modell, beruhen ebenfalls auf dem Konzept des Rutter-Modells, sind aber noch höher parametrisiert. BRADEN (1993) präsentiert einen Modellansatz, welcher sowohl vom Konzept her als auch im Parameteraufwand zwischen den Modellen von HOYNINGEN-HUENE und RUTTER liegt. Darauf wird hier aber nicht näher eingegangen.

### 2.1.2 Verdunstung

Die große Bedeutung der Verdunstung als Komponente des hydrologischen Kreislaufs ist offensichtlich und äußert sich in einer umfangreichen Literatur zur Messung und Berechnung dieses Vorgangs. Als Beispiele aus den letzten Jahren sei hier die Monographie von BRUTSAERT (1982) und für den deutschen Sprachraum die von SCHRÖDTER (1985) genannt. Eine ausgiebige Auflistung der verschiedenen Untersuchungsergebnisse ist im Rahmen dieser Arbeit nicht sinnvoll. Stattdessen wird zusammenfassend über ausgesuchte Modellansätze zur Verdunstungsmodellierung berichtet und auf deren spezifische Anforderungen eingegangen.

Die Aufteilung der aktuellen Gesamtverdunstung  $ET_{act}$  in die drei Komponenten Evaporation des Bodens  $EV_{act}$ , Pflanzentranspiration  $TR_{act}$  und Interzeptionsverdunstung  $IV_{act}$  erfolgt nach der Definition von DYCK (1980)b:

$$ET_{act} = EV_{act} + TR_{act} + IV_{act} \quad (2.10)$$

Grundsätzlich ist bei allen drei Komponenten zwischen der potentiellen Rate (maximale Rate bei optimaler Wasserverfügbarkeit) und der aktuellen Rate (entsprechend der tatsächlichen Wasserverfügbarkeit) zu unterscheiden.

### 2.1.2.1 Gesamtverdunstung

Im folgenden werden drei Ansätze zur Berechnung der Gesamtverdunstung (Evapotranspiration) angegeben, die aufgrund der unterschiedlichen Parametrisierungsgrade einen verschieden hohen Datenaufwand erfordern.

- **Modell von HAUDE:**

Dem Ansatz von HAUDE (1958) liegen umfangreiche Meßdaten im norddeutschen Raum für verschiedene Böden, Pflanzenkulturen und Jahreszeiten zugrunde. Berechnet wird ein potentieller Wert der Evapotranspiration  $ET_{pot}$  in Abhängigkeit vom Sättigungsdefizit der Luft um 14.00 Uhr  $(e_s - e_{act})_{14^{00}}$  (in mbar):

$$ET_{pot} = f_H \cdot (e_s - e_{act})_{14^{00}} \quad (2.11)$$

mit  $ET_{pot}$  = potentielle Evapotranspirationsrate in mm/d  
 $f_H$  = Pflanzenfaktor nach Haude in mm/(mbar · d).

Das mittägliche Sättigungsdefizit wurde von HAUDE wegen der leichten Verfügbarkeit gewählt. Es kann über die relative Luftfeuchte  $\varphi$  und die Temperatur zu dieser Tageszeit (mithilfe der Magnus-Formel) berechnet werden.

Es ist offensichtlich, daß Tagesschwankungen damit nicht erfaßt werden. Generell wird empfohlen, diese Formel nur für eine zeitliche Auflösung von größer als 10 Tagen zu verwenden. Werte für den Faktor  $f_H$  sind in der Literatur auffindbar, etwa in MANIAK (1992).

- **Modell von MAKKINK:**

Auch MAKKINK (1957) benutzt einen pflanzen- und jahreszeitabhängigen Faktor zur Berechnung der potentiellen Gesamtverdunstung  $ET_{pot}$  eines bewachsenen Bodens. Neben der Luftfeuchtigkeit (hier ausgedrückt als Gradient der Wasserdampf-sättigungskurve  $\delta$ ) berücksichtigt seine Formel auch einen Strahlungsanteil, ausgedrückt als Globalstrahlung  $R_g$ :

$$ET_{pot} = 0.023 \cdot f_M \cdot \frac{\delta}{\delta + \gamma} \cdot R_g \quad (2.12)$$

mit  $f_M$  = Pflanzenfaktor nach Makkink  
 $\gamma$  = psychrometrische Konstante.

Die Formel beruht auf Messungen in den Niederlanden. Werte für den Makkink-Faktor finden sich beispielsweise in FEDDES (1987). Da sowohl die Strahlung als auch die Luftfeuchte zeitaufgelöst angegeben werden können, ist ein Tagesgang der Verdunstung mit dieser Formel erfaßbar. Allerdings bleibt der Einfluß des Windes unberücksichtigt.

- **Ansatz von PENMAN-MONTEITH:**

Der modifizierte Ansatz von MONTEITH (1965), basierend auf der Gleichung von PENMAN (1948), läßt sich direkt aus der Energiebilanz der Erdoberfläche ableiten (WALLACE, 1993). Er ist der am häufigsten verwendete Ansatz zur Berechnung der Gesamtverdunstung, allerdings mit einem hohen Datenbedarf (5 Parameter, von denen der aerodynamische Widerstandsbeiwert  $r_a$  und der Pflanzen- oder Stomatawiderstandsbeiwert  $r_s$  über weitere Ansätze ermittelt werden müssen).

Die berechnete Verdunstung berücksichtigt die Reaktion der Pflanze auf Wasserbedarf und -angebot, wie etwa das Schließen der Stomata bei Wassermangel (Einfluß des Parameters  $r_s$ ). Die Möglichkeit der Wasserzufuhr im Boden an die Pflanzenwurzeln wird allerdings nicht berücksichtigt. Es handelt sich also um eine potentielle Verdunstungsrate  $ET_{pot}$  unter Berücksichtigung der Pflanzenreaktion auf Wasserstreß.

$$ET_{pot} = \frac{\delta \cdot R_n + c_p \cdot \rho_a \cdot (e_s - e_{act})/r_a}{[\delta + \gamma(1 + r_s/r_a)] \cdot L_V} \quad (2.13)$$

mit	$R_n$	=	Nettostrahlung
	$c_p$	=	spezifische Wärme der Luft
	$\rho_a$	=	Dichte der Luft
	$e_s - e_{act}$	=	Sättigungsdefizit der Luft
	$L_V$	=	spezifische Verdunstungswärme von Wasser.

Für die Ermittlung der Widerstandsbeiwerte werden in der Literatur verschiedene Ansätze genannt.  $r_a$  wird häufig als Funktion der Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe  $\vec{u}_{2m}$  und der Bewuchshöhe  $h_{pl}$  nach dem Ansatz von FEDDES (1971) ermittelt. Der Pflanzenwiderstandsbeiwert  $r_s$  hat einen starken Einfluß auf die berechnete Verdunstung bei Wasserstreß der Pflanzen. Einfache Ansätze zum Abschätzen dieses Parameters sind in FEDDES ET AL. (1978); FEDDES ET AL. (1988) und CRAGO & BRUTSAERT (1992) gegeben.

### 2.1.2.2 Interzeptionsverdunstung

Die Interzeptionsverdunstung  $IV_{act}$ , also das Verdampfen der auf der Blattoberfläche befindlichen Feuchtigkeit, kann als Verdunstung von einer Wasseroberfläche angenommen werden. Damit ergibt sich eine potentielle Verdunstungsrate, solange der Inhalt des Interzeptionsspeichers dafür ausreicht. Somit können auch die oben angegebenen Gleichungen 2.11 bis 2.13 angewendet werden. Bei Anwendung von Gl. 2.13 wird  $r_s = 0$  gesetzt.

HOFFMANN (1992) schlägt nach Niederschlagsende für  $IV_{act}$  einen Rückgang von der potentiellen auf eine (reduzierte) aktuelle Rate in Abhängigkeit des Verhältnisses vom

maximalen Interzeptionsspeicher zu aktueller Speichermenge vor. Diese Reduktion ist aber bisher nicht anhand von Messungen belegt worden.

### 2.1.2.3 Evaporation des Bodens

Zur Aufteilung der Gesamtverdunstung in den Flux durch die Pflanze und den Flux direkt durch die Bodenoberfläche ist die Berechnung der Bodenevaporation  $EV_{act}$  notwendig. Die gängigen Berechnungsmethoden haben empirischen oder teil-empirischen Charakter, da die Einflüsse von Pflanzenbedeckung, Bodenvariabilitäten und Oberflächenzustand auf die Bodenverdunstung bisher nicht in einem rein physikalischen Gesetz festgelegt werden können.

- **Ansatz von BELMANS:**

BELMANS ET AL., (1983)<sup>b</sup> berechnen die potentielle Evaporation  $EV_{pot}$  als Anteil der potentiellen Gesamtverdunstung  $ET_{pot}$  in Abhängigkeit des Blattflächenindexes  $BFI$ :

$$EV_{pot} = ET_{pot} \cdot e^{-0.6BFI} \quad (2.14)$$

- **Ansatz von RITCHIE:**

RITCHIE (1972) gibt eine teilweise aus der Energiebilanz abgeleitete Gleichung zur Berechnung der Evaporation des wassergesättigten Bodens  $EV_{pot}$  in Abhängigkeit von Strahlung, Luftfeuchte und Blattflächenindex an:

$$EV_{pot} = \frac{\delta \cdot R_n \cdot e^{-0.39BFI}}{(\delta + \gamma) \cdot L} \quad (2.15)$$

- **Ansatz von BLACK:**

BLACK ET AL. (1969) geben eine auf Lysimetermessungen basierende empirische Formel zur Abschätzung der aktuellen Bodenevaporation  $EV_{act}$  als Funktion der Dauer der vorherigen niederschlagsfreien Periode an:

$$EV_{act} = 0.35 \cdot (\sqrt{d_{dry} + 1} - \sqrt{d_{dry}}) \quad (2.16)$$

mit  $EV_{act}$  = aktuelle Bodenevaporation in cm/Tag

$d_{dry}$  = Anzahl der Trockentage seit dem letzten Niederschlagsereignis.

### 2.1.2.4 Transpiration der Pflanzen

Die potentielle Rate der Pflanzentranspiration  $TR_{pot}$  ergibt sich nach Gl. 2.10 aus der Differenz der potentiellen Evapotranspiration und Evaporation. Um den aktuellen Wurzelentzug  $TR_{act}$  in Abhängigkeit der Bodenfeuchte zu berechnen, ist gegebenenfalls eine

Abminderung der potentiellen Transpiration vorzunehmen, welche üblicherweise durch teil-empirische Ansätze verwirklicht wird:

$$TR_{act} = \alpha_{red} \cdot TR_{pot} \quad (2.17)$$

Der Reduktionsfaktor  $\alpha_{red}$  kann durch eine analytische Funktion beschrieben werden (VAN GENUCHTEN, 1987) oder, wie von FEDDES ET AL. (1978), explizit in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt angegeben werden (Abb. 2.4).

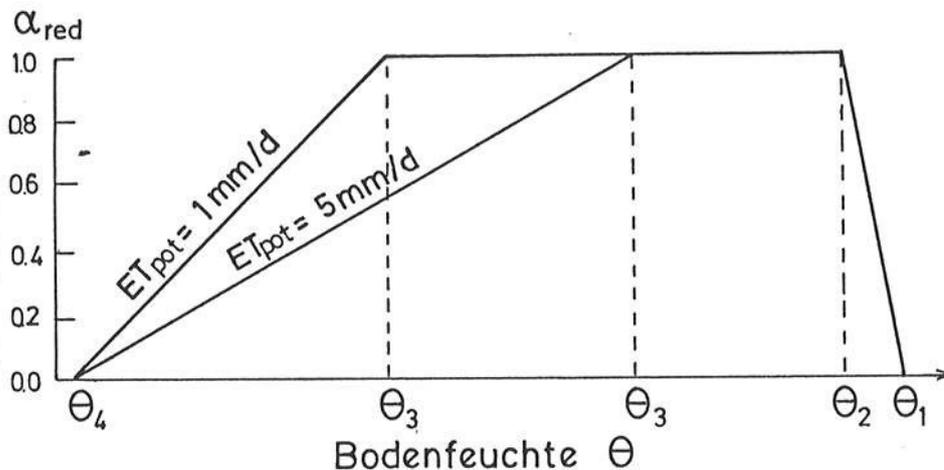


Abbildung 2.4: Reduktionsfaktor  $\alpha_{red}$  als Funktion des Wassergehaltes in der Bodenmatrix (ausgedrückt in Bodenwasserspannung); aus FEDDES ET AL. (1978), verändert

Der Pflanzenentzug oberhalb von  $\theta_1$  (Sauerstoffmangel) und unterhalb von  $\theta_4$  (Welkepunkt) wird auf 0 gesetzt. Zwischen  $\theta_2$  und  $\theta_3$  (Reduktionspunkt) wird optimaler Wasserentzug angenommen, zwischen  $\theta_1$  und  $\theta_2$  sowie zwischen  $\theta_3$  und  $\theta_4$  wird interpoliert. Der Wert von  $\theta_3$  variiert mit verschiedenen Raten der potentiellen Transpiration  $TR_{pot}$ .  $\theta_1$  kann mit dem Sättigungswassergehalt gleichgesetzt werden,  $\theta_2$  (ausreichende Sauerstoffversorgung der Pflanzenwurzeln) kann nach FLÜHLER (1973) als  $\theta_s - 5\%$  angenommen werden. Werte von  $\theta_3$  für verschiedene Pflanzenarten werden in TAYLOR & ASHCROFT (1972) aufgelistet. Als Werte für  $\theta_4$  (Welkepunkt) können die Standardwerte aus der Agrarhydrologie angenommen werden.

Für die Verteilung der Transpirationsrate auf die Wurzelzone muß nun noch eine Annahme über die Verteilung der Wurzeln in dieser Bodenschicht getroffen werden. Die einfachste Form der Gleichverteilung wird von FEDDES ET AL. (1978) angenommen, eine dreiecksförmige Verteilung und damit eine Konzentration der Wurzeln nahe der Bodenoberfläche gibt PRASAD (1988) an, eine Übergangsform (Trapezverteilung) empfehlen HOFFMAN & VAN GENUCHTEN (1983).

### 2.1.3 Oberflächenabfluß

Für den Begriff Oberflächenabfluß existieren verschiedene Definitionen. In dieser Arbeit wird die von MANIAK (1992) angegebene Definition verwendet, wonach als Oberflächenabfluß (auch „Überlandabfluß“) allgemein der Anteil des Niederschlags verstanden wird, der oberflächlich dem nächsten Vorfluter zufließt. Gegebenenfalls kann lokal entstandener Oberflächenabfluß an anderer Stelle, vor Erreichen des Vorfluters, auch wieder infiltrieren.

Der Oberflächenabfluß wird allgemein nach seiner Entstehungsart unterschieden:

- Die erste Vorstellung von Oberflächenabflußgenerierung wurde von HORTON (1939) in Zusammenhang mit seiner Theorie der Infiltration entwickelt. Dabei wird angenommen, daß der Oberflächenabfluß entsteht, wenn die Niederschlagsintensität die Infiltrationskapazität des ungesättigten Bodens übertrifft (die Definition der Infiltrationskapazität ist in Abschnitt 2.1.5 gegeben).  
Dieser Prozeß wird als „Hortonscher Oberflächenabfluß“ oder „Oberflächenabfluß infolge Infiltrationsüberschuß“ (vom englischen „infiltration excess overland flow“) bezeichnet.
- Der Abfluß von Niederschlag auf Flächen, deren Infiltrationskapazität gegen Null geht, wird als „Oberflächenabfluß von (direkt) abflußbeitragenden Flächen“ bezeichnet. Solche Flächen stellen gesättigte Böden, Wasserflächen (Oberflächen von Vorflutern und überschwemmte Gebiete) sowie undurchlässige Flächen (versiegelte Teilflächen oder oberflächlich anstehender Fels) dar. Bei nichturbanen und nichtgebirgigen Einzugsgebieten werden die abflußbeitragenden Flächen fast ausschließlich von den gesättigten Böden gebildet.  
Dieser Prozeß wird als „Oberflächenabfluß infolge Sättigungsüberschuß“ („saturation excess overland flow“) oder „Dunnescher Oberflächenabfluß“ (nach DUNNE (1978), der diese Art der Oberflächenabflußentstehung detailliert untersuchte) bezeichnet.
- Auch der „return flow“ kann zum Oberflächenabfluß gezählt werden, worunter nach MUSGRAVE & HOLTAN (1964) Niederschlagswasser verstanden wird, welches — zuvor hangaufwärts infiltriert — aus oberflächennahen Bodenschichten austritt, falls deren Transportkapazität erschöpft ist und anschließend oberirdisch abfließt.

Abbildung 2.5 zeigt schematisch die beschriebenen Arten der Oberflächenabflußbildung. Alle erwähnten Abflußbildungsprozesse kommen in der Natur vor. Der jeweilige Anteil am Vorfluterabfluß ist sehr stark von den klimatischen Bedingungen und den Bodencharakteristika des Einzugsgebietes abhängig (DUNNE & LEOPOLD, 1978; ZUIDEMA, 1985).

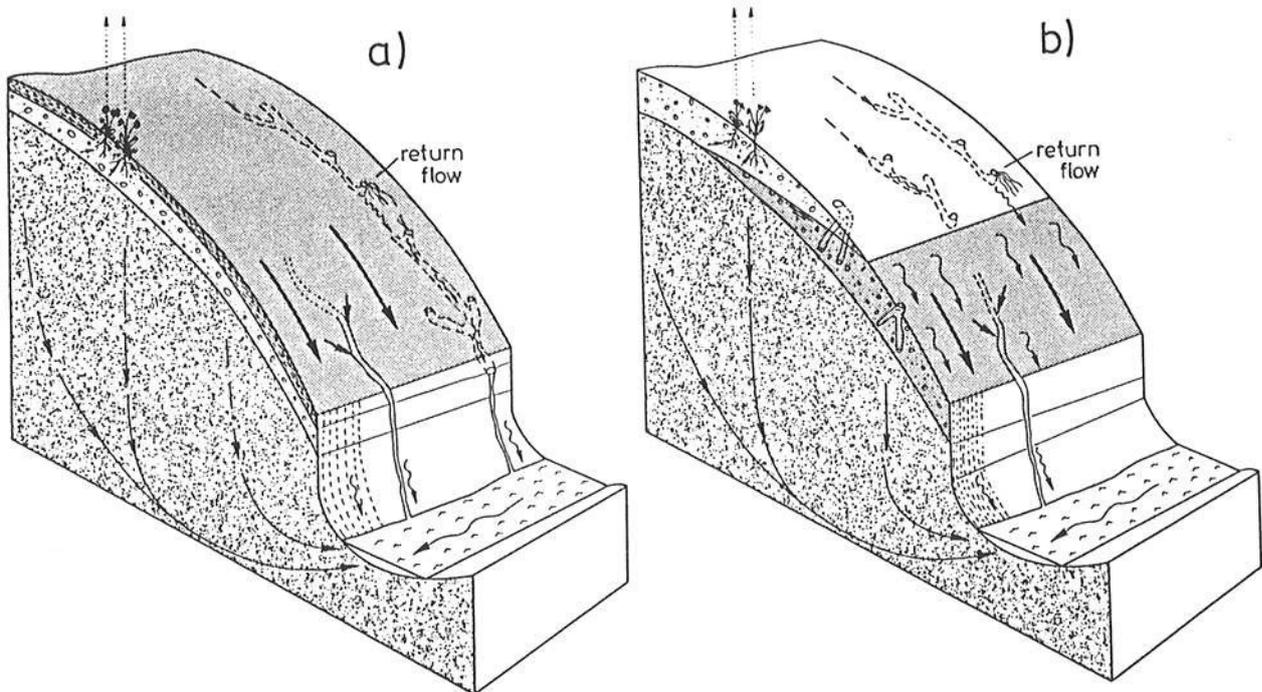


Abbildung 2.5: Möglichkeiten der Oberflächenabflußbildung am Hang: a) infolge Infiltrationsüberschuß; b) infolge Sättigungsüberschuß; (aus KÖLLA (1987), verändert)

Hortonscher Abfluß tritt hauptsächlich bei hochintensiven Niederschlägen auf Böden mit geringer Infiltrationskapazität auf. Geringe Infiltrationskapazitäten sind typisch für feinkörnige Böden bei gleichzeitig nicht vorhandenen, unterbrochenen oder verstopften Makroporen (die Definition von Makroporen wird im nächsten Abschnitt gegeben). Eine Reduktion der Bodenleitfähigkeit direkt an der Oberfläche durch Verschlammung, Verdichtung oder Verkrustung fördert die Bildung von Hortonschem Oberflächenabfluß. In ariden und semi-ariden Gebieten mit den häufig anzutreffenden Oberflächenverkrustungen bei gleichzeitiger Vegetationsarmut und trockenen Böden (= geringe aktuelle Leitfähigkeit) dominiert Hortonscher Abfluß die Hochwasserwelle im Vorfluter.

Die Oberflächenabflußbildung infolge Sättigungsüberschuß ist dagegen der typische Abflußentstehungsprozeß in humiden Klimabereichen, also auch in Mitteleuropa. Durch laterale Fließprozesse in den Hängen (siehe auch nächster Abschnitt) und/oder durch oberflächennahes Grundwasser bilden sich am Hangfuß bzw. in der Nähe der Vorfluter fast oder vollständig gesättigte Flächen aus, welche dann bei Niederschlag schnell zu dessen direkten Abfluß führen. Return flow spielt eine Rolle sowohl bei dem Transfer des Hangwassers zum Hangfuß, woraus eine Erhöhung der dortigen Bodenfeuchte resultiert, als auch direkt als Anteil des Oberflächenabflusses.

Über den Oberflächenabfluß infolge Sättigungsüberschuß ist in den letzten zwei Jahrzehnten eine umfangreiche Literatur erschienen (siehe z.B. die Übersicht von ANDERSON & BURT (1990)b. Auch gibt es hydrologische Gebietsmodelle, welche die Abflußentstehung

alleine auf diesen Prozeß zurückführen (etwa TOPMODEL von BEVEN ET AL. (1984) oder VSAS von TROENDLE (1985)).

Der eigentliche Abflußvorgang kann vereinfachend, unabhängig von seiner Entstehung, betrachtet werden. Die hydrodynamischen Gleichungen für instationären, ungleichförmigen Abfluß sind durch eine Anwendung des Kontinuitätsgesetzes und des Energieerhaltungsgesetzes auf den Fließprozeß ableitbar, eine ausführliche Herleitung wird von STRELKOFF (1970) gegeben. Da die natürliche Geländeoberfläche dreidimensional ist, besteht die hierfür geeignete ausführlichste Form der grundlegenden Gleichungen aus der zweidimensionalen Kontinuitäts- und Bewegungsgleichung für leicht ungleichförmigen Abfluß (siehe dafür beispielsweise MOORE & FOSTER (1990)). Zur besseren Übersichtlichkeit wird hier aber die eindimensionale Form gegeben. Eine Beschleunigung des Abflusses durch eine Geschwindigkeitskomponente des seitlichen Zuflusses wird vernachlässigt:

$$\frac{\partial h_O}{\partial t} + \frac{\partial(v_O h_O)}{\partial x} = i(x, t) \quad (2.18)$$

und

$$\underbrace{\frac{\partial v_O}{\partial t}}_{\text{lokale Beschleunigung}} + \underbrace{v_O \frac{\partial v_O}{\partial x}}_{\text{konvektive}} + \underbrace{g \frac{\partial h_O}{\partial x}}_{\text{Druck}} + g \cdot \left( \underbrace{S_f}_{\text{Reibung}} - \underbrace{S_0}_{\text{Gravitation}} \right) = 0 \quad (2.19)$$

- mit  $v_O$  = mittlere Fließgeschwindigkeit auf der Oberfläche in Hangrichtung  
 $h_O$  = mittlere Fließtiefe  
 $i$  = effektiver seitlicher Zufluß (hier: Rate der Oberflächenabflußbildung)  
 $x$  = Raumkoordinate in Fließrichtung  
 $t$  = Zeitkoordinate  
 $S_0$  = Hanggefälle  
 $S_f$  = Reibungsgefälle bzw. -verlust.

Gl. 2.18 und 2.19 werden üblicherweise nach dem französischen Mathematiker St. Venant benannt, der sie vor 120 Jahren erstmals ableitete.

Für viele praktische Fälle können die lokale und konvektive Beschleunigung sowie der Druckterm in Gl. 2.19 vernachlässigt werden. Diese Vereinfachungen sind insbesondere zulässig für Oberflächenabfluß auf Hängen, da hier die Gravitation die anderen Kräfte um ca. zwei Größenordnungen übertrifft (GUNARATNAM & PERKINS, 1970), dagegen nur bedingt bei Kanalabfluß (MILLER, 1984). Somit bleibt von Gl. 2.19 nur noch der Gravitations- und der Reibungsterm:

$$S_f = S_0 \quad (2.20)$$

Die Gleichungen 2.18 und 2.20 werden als kinematische-Welle-Gleichungen bezeichnet. Ihr Vorteil gegenüber den vollständigen St.-Venant-Gleichungen (voll-hydrodynamische

Methode) ist der wesentlich geringere numerische Aufwand und damit eine bedeutende Rechenzeiterparnis.

Der Ansatz der kinematischen Welle liefert (gegenüber der vollhydrodynamischen Welle) genügend genaue Ergebnisse, solange die Gravitation die dominierende Antriebskraft der Strömung ist. WOOLHISER & LIGGET (1967) quantifizierten diese Bedingung folgendermaßen:

$$\mathbf{K} = \frac{S_0 \cdot L_0}{\mathbf{F}_0^2 \cdot H_0} = \frac{S_0 \cdot L_0}{v_0^2/g} \stackrel{!}{>} 10 \quad (2.21)$$

mit  $\mathbf{K}$  = „Kinematische Zahl“

$L_0$  = Fließlänge

$H_0$  = Normalabflußtiefe bei  $x = L_0$

$\mathbf{F}_0$  = Froudezahl für Normalabfluß bei  $x = L_0 = v_0/(g \cdot H_0)^{1/2}$

$v_0$  = maximale Fließgeschwindigkeit bei  $x = L_0$ .

Diese Bedingung ist für Oberflächenabfluß auf einem Hang praktisch immer erfüllt. Falls das Gefälle aber gegen Null geht, ist der Druckterm mit in die Berechnung einzubeziehen, da dieser dann den Abflußverlauf (mit-)bestimmt. Die Anwendbarkeit der kinematischen Welle Gleichungen für den Oberflächenabfluß ist vielfach belegt (EAGELSON, 1970; FREEZE, 1978; DALUZ-VIEIRA, 1983), sie werden in den meisten physikalisch begründeten Modellen zur Oberflächenabflußberechnung verwendet.

Beachtet werden muß allerdings, daß in vielen Fällen die Annahme einer über die ganze Hangbreite gleichmäßig verteilten Abflußhöhe nicht oder nur zum Teil zutrifft. Häufig bildet sich der Abfluß in Rillen aus, so daß entweder die Rillengeometrie in die Berechnungen mit einbezogen werden muß, oder die ermittelten Abflußhöhen und -geschwindigkeiten nur als Mittelwert über die Hangbreite betrachtet werden können.

Für die Berechnung des Reibungsgefälles wird üblicherweise die Manning-Strickler-Formel benutzt (siehe z.B. EAGELSON (1970); WOOLHISER ET AL. (1990); MOORE & FOSTER (1990)). Andere Autoren benutzten vereinfachte lineare Ansätze (so z.B. ZARMI ET AL. (1983)).

Da aber genügend Erfahrungswerte für die Oberflächenrauigkeit (siehe Tab. 2.1) nur bei der Manning-Strickler-Formel zur Verfügung stehen, wird diese fast überall angewendet:

$$S_f = \frac{q_0^2}{k_{St}^2 \cdot h_0^{10/3}} \quad (2.22)$$

mit  $k_{St}$  = Verlustbeiwert nach Strickler.

In Tabelle 2.1 sind Rauigkeitsbeiwerte nach Manning ( $n = 1/k_{St}$ ) für den Abfluß von verschiedenen Oberflächen aufgelistet. Das breite Spektrum der Rauigkeiten sowie der Einfluß verschiedener Bearbeitungsmethoden auf die Rauigkeitsbeiwerte wird deutlich.

Cover or treatment	Residue rate (ton/acre)	Value	Range
Concrete or asphalt		0.011	0.01–0.013
Bare sand		0.01	0.010–0.016
Gravelled surface		0.02	0.012–0.03
Bare clay-loam (eroded)		0.02	0.012–0.033
Fallow—no residue		0.05	0.006–0.16
Chisel plow	< 1/4	0.07	0.006–0.17
	< 1/4–1	0.18	0.07–0.34
	1–3	0.30	0.19–0.47
	> 3	0.40	0.34–0.46
Disc/harrow	< 1/4	0.08	0.008–0.41
	1/4–1	0.16	0.10–0.25
	1–3	0.25	0.14–0.53
	> 3	0.30	—
No till	< 1/4	0.04	0.03–0.07
	1/4–1	0.07	0.01–0.13
	1–3	0.30	0.16–0.47
Moldboard plow (Fall)		0.06	0.02–0.10
Coulter		0.10	0.05–0.13
Range (natural)		0.13	0.01–0.32
Range (clipped)		0.10	0.02–0.24
Grass (bluegrass sod)		0.45	0.39–0.63
Short-grass prairie		0.15	0.10–0.20
Dense grass		0.24	0.17–0.30
Bermuda grass		0.41	0.30–0.48

Tabelle 2.1: Manning-Rauhigkeitsbeiwerte  $n$  für Oberflächenabfluß, (aus ENGMAN, 1986)

Setzt man Gl. 2.22 in Gl. 2.18 und Gl. 2.20, so kann man folgende allgemeine Form der kinematischen Welle Gleichung ableiten:

$$q_O = S_f^{1/2} \cdot k_{St} \cdot h_O^{5/3} = \alpha_O \cdot h_O^{\beta_O} \quad (2.23)$$

mit

$$\alpha_O = S_f^{1/2} \cdot k_{St}; \quad \beta_O = \frac{5}{3}$$

Also ist die Oberflächenabflußrate  $q_O$  proportional zu  $h_O^{5/3}$ .

## 2.1.4 Wasserbewegung im Boden

### 2.1.4.1 Der natürliche Boden

Der natürliche Boden, welcher neben den klimatisch und chemisch bedingten Bodenbildungsprozessen den Aktivitäten der bedeckenden Vegetation sowie der Bodenflora und -fauna unterliegt, ist meist eine sehr variable und inhomogene Substanz. Bei landwirtschaftlich genutzten Böden kommt als wichtiger Faktor die anthropogene Bearbeitung hinzu.

Man kann sich den Boden vorstellen als ein poröses Medium mit einem breiten Spektrum von Porengeometrien. Oftmals treten deutlich erkennbare Schichtungen mit stark voneinander abweichenden Eigenschaften auf. Weiterhin sind Anisotropien eher die Regel als die Ausnahme (MCCORD, ET AL. (1991)); gleiches gilt für die Variabilität (bzw. Stochastizität) des Bodens, über deren statistische Erfassung und Beschreibung eine umfangreiche Literatur besteht (z.B. NIELSEN ET AL., 1973; BURGESS & WEBSTER, 1980a,b; WEBSTER & BURGESS, 1980; BURGESS ET AL., 1981; DE MARSILY, 1984).

Die Verteilung der Porenbreiten (bei zylindrischen Poren der Porendurchmesser) und -längen eines natürlichen Bodens erstreckt sich über einen großen Bereich. Sie reicht von Werten kleiner  $0.2 \mu\text{m}$  (Feinporen) über Grobporen (etwa  $50 \mu\text{m}$ ) (SCHEFFER, 1989) bis zu Hohlräumen von über 5 cm (nach WORRESCHK, 1985).

In der Literatur sind verschiedene Unterteilungen der Porengrößenbereiche geläufig. In dieser Arbeit wird dem Vorschlag von GERMANN & BEVEN (1981)a gefolgt, die eine Unterscheidung in Makroporen- und Mikroporensystem vornehmen. Makroporen werden dabei dadurch charakterisiert, daß das in diesen Hohlräumen befindliche Wasser nicht maßgeblich durch Kapillarkräfte beeinflusst wird. Eine Fließbewegung findet demnach nicht infolge der Oberflächenspannung statt. In den Mikroporen (= Bodenmatrix) finden dagegen die Wasserbewegungen unter Beeinflussung der Kapillarkräfte statt, die Flüsse erfolgen entsprechend dem Potentialkonzept.

Die Geometrie der Makroporen wird durch ihre Entstehung geprägt (Röhrenbildung durch Wachstum und Absterben der Pflanzenwurzeln sowie durch Aktivitäten der Bodenfauna, Rißbildung durch Schrumpfungsprozesse und mechanische Belastungen). Die Intensität dieser Einflußfaktoren nimmt mit zunehmenden Abstand von der Bodenoberfläche deutlich ab, so daß die Anzahl und Ausdehnung der Makroporen mit der Tiefe abnimmt (BEVEN, 1984).

Im Sinne der oben genannten Definition sind alle „weiten“ Poren (ab etwa 3.0 mm Porendurchmesser, was einer Bodenwasserspannung von 0.1 kPa oder 1 cmWS entspricht) Makroporen, unabhängig von ihrer Länge, Form und Entstehungsart.

Die Unterteilung des Bodens in (nur) zwei Porensysteme ist natürlich stark vereinfachend. Die oben beschriebene Definition bietet aber eine praktikable Möglichkeit der Unterscheidung der „schnellen“ und „langsamen“ Fließprozesse im Boden:

Abbildung 2.6 zeigt schematisch die verschiedenen Fließwege in einem Hangboden.

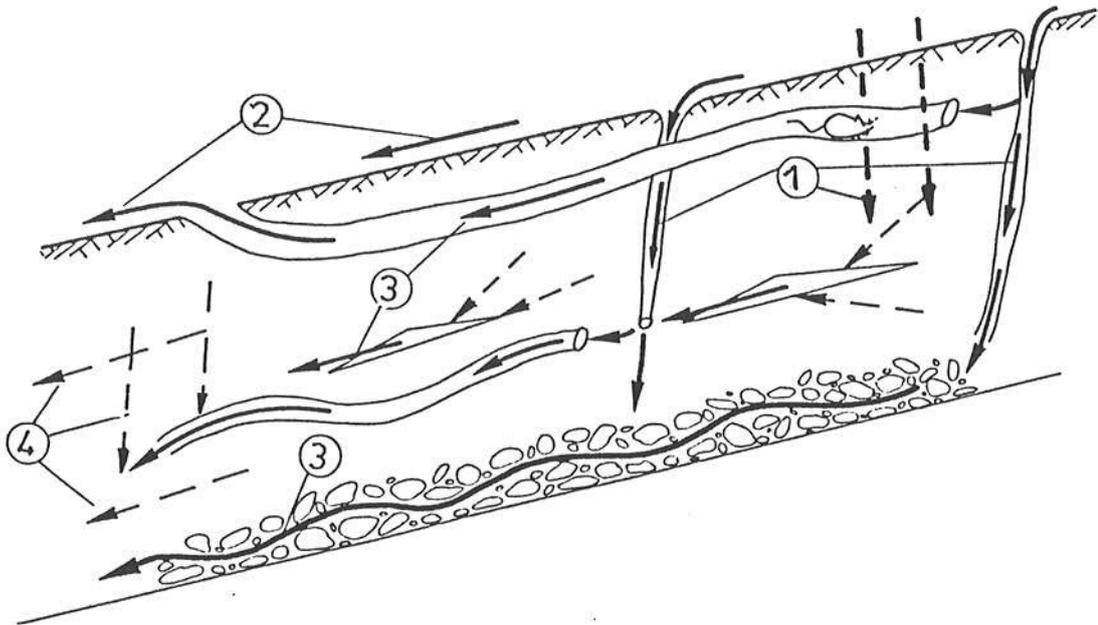


Abbildung 2.6: Schematische Darstellung der verschiedenen Fließwege in einem Hangboden: 1) Infiltration in Mikro- und Makroporen; 2) Oberflächenabfluß (inkl. return flow); 3) schneller lateraler unterirdischer Abfluß (Abfluß im Makroporensystem, „preferential flow“, diffuse nichtkapillare Fließwege); 4) Mikroporendurchfluß (auch „Matrixfeuchtefluß“); (nach ZUIDEMA (1985), verändert)

Die Wasserbewegungen in den Mikroporen werden üblicherweise durch das Potentialkonzept beschrieben. Das Potential ist hierbei definiert als die Arbeit, die notwendig ist, um ein am Boden gebundenes Wasserteilchen von dieser Bindung zu lösen. In der Bodenkunde werden verschiedene Teilpotentiale unterschieden, die von den Bindungskräften an den Boden abgeleitet werden, wobei meistens nur Gravitations- und Matrixpotential (auch „Kapillarpotential“) berücksichtigt werden. Die Fließbewegung erfolgt senkrecht zu den Äquipotentiallinien, von Ebenen höheren Potentials zu solchen niedrigeren Potentials (SCHEFFER, 1989). Der Vorteil des Potentialkonzeptes ist, daß die Potentiale (üblicherweise ausgedrückt in cm WS als Saugspannung) im Gegensatz zu den Fließmengen und -kräften im Boden meßbar sind. Als Beispiel eines in der Natur gemessenen Potentialfeldes und des daraus abgeleiteten Strömungsnetzes sind in Abb. 2.7 die Meßergebnisse von GREMINGER (1984) für einen Versuchshang im Kanton Luzern, Schweiz, dargestellt. (Eine solch detaillierte Messung ist sehr aufwendig, im gezeigten Beispiel wurden über 700 Tensiometer auf einer Fläche von 250 m<sup>2</sup> eingesetzt!)

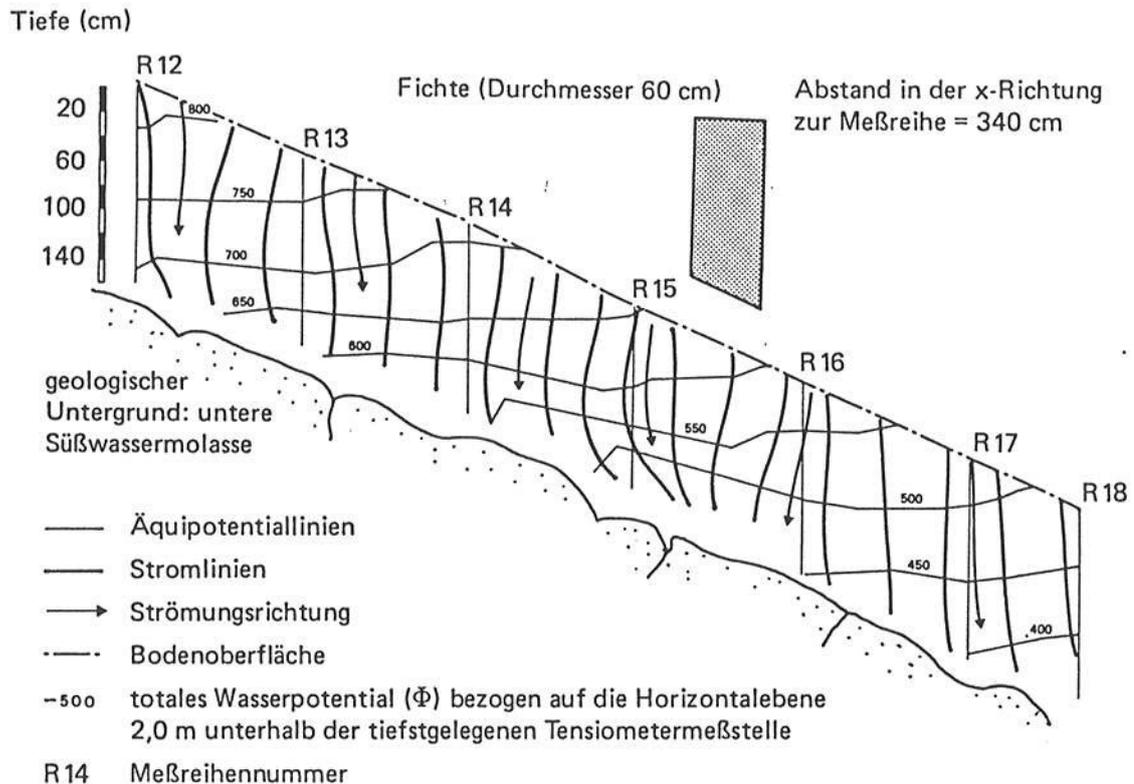


Abbildung 2.7: Potentialfeld und Strömungsnetz am Hang „Polizeiwald“, Meggen, LU (Schweiz) am 4.6.1976; (aus GREMINGER (1984))

Teilweise wird die mit dem Potentialkonzept verbundene Annahme einer sofortigen und auf das gesamte poröse Medium ausgedehnten Kopplung zwischen Potentialgradient und Wasserbewegung, besonders für Fälle von lokaler Sättigung des Bodens (etwa bei Infiltration), kritisiert (SPOSITO, 1986; GERMANN, 1990a). Eine Kopplung der Bodenmatrix mit einem zweiten porösen Medium, welches nicht durch das Potentialfeld in der Matrix beeinflusst wird, bietet die pragmatische Möglichkeit, dieser Kritik gerecht zu werden.

Obwohl der Anteil der Makroporen am Gesamtporenvolumen sehr gering ist, vermögen sie aufgrund der hohen Transportkapazität doch große Wassermengen abzuleiten. Für manche Böden und/oder bei zeitweiser reduzierter Leitfähigkeit der Bodenmatrix an der Oberfläche (durch Verschlammung, Verkrustung oder Verdichtung) wird ein Großteil der Infiltration über dieses Porensystem erfolgen und das Wasser schnell in tiefere Bodenschichten unter Umgehung der Bodenmatrix geleitet („bypass-flow“). GERMANN (1981) beobachtete beispielsweise einen 100 bis 400 mal schnelleren Fluß im Makroporensystem als in der Bodenmatrix. Von hohen Fließgeschwindigkeiten berichten auch BOUMA ET AL. (1982) (bis 25 cm/s) und BEVEN & GERMANN (1982) (bis 20 cm/s).

Es wurde experimentell nachgewiesen, (z.B. von WORRESCHK, 1985 oder SCHIFFLER, 1992), daß bis an die Oberfläche reichende Makroporen die Infiltrationskapazität des Bodens stark erhöhen können. Dies ist die Hauptursache für die in der Natur häufig

auftretenden hohen Infiltrationsraten bei Starkregen. Die alleinige Wirkung der Bodenmatrix genügt für solch hohe Infiltrationswerte nur bei sehr grobkörnigem Boden.

Bilden sich Makroporen auch in lateraler (hangparalleler) Richtung aus, oder besteht durch horizontale Verbindungen der vertikalen Makroporen ein (teil-)vernetztes Makroporensystem, so besteht die Möglichkeit zur lateralen Fließbewegung in bevorzugten (da besonders leistungsfähigen) Fließwegen. Diese „preferential pathways“ können aber nur dann wirksam sein, wenn sie Verbindungen zu oberflächlich endenden Makroporen haben, oder wenn sie im Bereich von Stauwasser liegen.

Eine andere Möglichkeit des schnellen lateralen Abflusses im Boden besteht, wenn ein grobes Korngerüst bzw. ein sehr skelettreicher Boden oberhalb eines nicht- oder nur geringdurchlässigen Bodens auftritt (ZUIDEMA, 1985). Diese Schicht wirkt dann als Drainage des Hanges und führt über diffuse (aber trotzdem nichtkapillare) Fließwege das Wasser hangabwärts.

Die beiden letztgenannten Bodeneigenschaften — ausgeprägtes Makroporensystem und/oder grobkörniger Bodenaufbau oberhalb einer Stauschicht — sind hauptverantwortlich für ein Auftreten von lateralen, oberflächennahen unterirdischen Fließbewegungen. Da diese Fließprozesse im Boden im Vergleich zum Matrixwasserfluß in kürzeren Zeiträumen und direkt gekoppelt mit Niederschlägen auftreten, spricht man auch von schnellreagierendem, oberflächennahem Zwischenabfluß. In anderen Literaturquellen wird die Bezeichnung „hypodermischer Abfluß“ verwendet (DYCK, 1980a).

Aber auch weitere Phänomene können zu einer hangparallelen Wasserbewegung in Oberflächennähe führen. So wird neben der oben schon beschriebenen Abnahme der Makroporosität über die Tiefe häufig auch eine Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeiten der Bodenmatrix über die Tiefe beobachtet, (SCHEFFER, 1989). In Verbindung mit den oft anisotropen Böden in Hanglagen (MCCORD ET AL. (1989) berichten von Bodenleitfähigkeiten, die in Hangrichtung bis zu 17 mal über dem der vertikalen Richtung liegen) kann dies eine bedeutende Fließkomponente in Hangrichtung auch in der Bodenmatrix bewirken. Auch die Erhöhung der ungesättigten Leitfähigkeiten im Oberboden bei Zunahme der Bodenfeuchte nach Infiltration von Niederschlägen sowie die Änderung der oberen Randbedingung des Strömungsfeldes nach Beendigung eines Regenereignisses (JACKSON, 1992) können die laterale Komponente verstärken.

Eine Messung der lateralen Flüsse ist nur mit sehr großem Aufwand möglich, wobei zudem — abgesehen von Tracerversuchen — in den Wasserhaushalt des Hanges eingegriffen wird (ATKINSON, 1978; FLÜGEL, 1979). Genauso ist eine Messung des aktuellen Wassergehaltes im Makroporensystem kaum möglich, auch fehlt hier ein direkter Zusammenhang mit einer einfacher meßbaren Größe, wie das in der Bodenmatrix (bei Gültigkeit des Potentialkonzeptes) zwischen Wassergehalt und Saugspannung der Fall ist.

Wahrscheinlich sind die schwierigen Meßbedingungen dafür verantwortlich, daß bisher die Modellierung des Bodenwasserhaushalts oft nur auf eine Beschreibung der Matrixwasserflüsse beschränkt blieb. Trotzdem müssen sowohl für eine umfassende Beschreibung der Hydrologie eines Hanges als auch für die Komposition von Hochwasser in Einzugsgebieten die auf Makroporen zurückführbaren Prozesse (Starkregeninfiltration, schneller Zwischenabfluß) berücksichtigt werden (ANDERSON & BURT, 1990b; BEVEN, 1991a).

#### 2.1.4.2 Das Gesetz von Richards zur Berechnung der Wasserbewegung in der Bodenmatrix

Auf Basis des im letzten Abschnitt geschilderten Potentialkonzeptes leitete RICHARDS (1931) das Gesetz zur Berechnung des Wassertransportes in gesättigt-ungesättigten porösen Medien her. Die allgemeine, also auch für ungesättigte Verhältnisse gültige Darcy-Gleichung für horizontalen Fluß lautet:

$$v_x = -k_{xx}(\theta) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (2.24)$$

und für vertikalen Fluß:

$$v_z = -k_{zz}(\theta) \cdot \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \quad (2.25)$$

Die (dreidimensionale) Kontinuitätsgleichung lautet:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = -\frac{\partial \theta}{\partial t} - S' \quad (2.26)$$

Die Kombination der Gleichungen 2.24 bis 2.26 ergibt die partielle Differentialgleichung für ungesättigten Fluß in der Bodenmatrix („Richards-Gleichung“):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_{xx}(\theta) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_{yy}(\theta) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_{zz}(\theta) \cdot \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right) = \frac{\partial \psi}{\partial t} \cdot C - S' \quad (2.27)$$

In Gl. 2.24 bis Gl. 2.27 bedeuten:

$v_x, v_y, v_z$	=	Filtergeschwindigkeit
$k_{xx}, k_{yy}, k_{zz}$	=	ungesättigte Leitfähigkeit
$\psi$	=	Saugspannungspotential
$C$	=	spezifische Feuchtekapazität
$\theta$	=	aktuelle Bodenfeuchte
$S'$	=	Senken- bzw. Quellenterm.

Ein Problem bei der Lösung der Richards-Gleichung ist, daß die Leitfähigkeits-Wassergehaltsbeziehungen  $k_{xx}(\theta)$ ,  $k_{yy}(\theta)$ ,  $k_{zz}(\theta)$  („ $k_u$ -Kurve“) und die Saugspannungs-Wassergehaltsfunktion („ $pF$ -Kurve“) bekannt sein müssen. Es handelt sich um stark nichtlineare Funktionen, deren Ermittlung mit hohem experimentellen Aufwand verbunden ist.

Gl. 2.27 kann nur für bestimmte Anfangs- und Randbedingungen bei homogenen Bodeneigenschaften analytisch gelöst werden. Für allgemeinere Fälle muß auf numerische Lösungsverfahren zurückgegriffen werden. Diese Lösungsverfahren sind insbesondere für mehrdimensionale Aufgabenstellungen sehr aufwendig (BINLEY & BEVEN, 1992), was außer für eindimensionale Fragestellungen (z.B. bei BELMANS ET AL. (1983)a oder SMITH & FERREIRA (1989)) eine Anwendung in der hydrologischen Praxis bisher verhindert hat.

Diese Schwierigkeiten haben in der Vergangenheit oft dazu geführt, daß in operationellen hydrologischen Modellen anstatt des Potentialkonzeptes bzw. der Richards-Gleichung konzeptionelle Vorstellungen wie Speicherelemente zur Beschreibung der Bodenwasserdynamik angewendet wurden, so z.B. von BEVEN ET AL. (1984), LEDOUX ET AL. (1989) und HENNING & ZEPP (1992).

#### 2.1.4.3 Modellansätze für Makroporenfluß

Die quantitative Beschreibung des Makroporenflusses ist aufgrund der komplexen Geometrie und der Interaktion mit der Bodenmatrix außerordentlich schwierig. In diesem Abschnitt wird ein Überblick über Approximationen des Makroporenflusses gegeben.

Verschiedentlich wird das Potentialkonzept auch auf das makroporöse Medium angewendet, obwohl dessen Definition gerade auf der Ungültigkeit des Potentialkonzeptes basiert. Die Leitfähigkeiten werden für hohe Sättigungsgehalte im Vergleich zur Matrix als sehr groß angesetzt, so daß sich im makroporösen Medium schnelle Fließprozesse einstellen können. Zwei verschiedene Methoden werden dabei angewendet:

DURNER (1991) unterscheidet nicht explizit zwischen zwei Medien, sondern verändert die  $pF$ - und  $k_u$ -Kurven des gesamten mittleren Mediums insofern, daß für Wassergehalte nahe Sättigung die Leitfähigkeiten sehr stark erhöht werden. Dieser Ansatz hat den Vorteil, daß die Modellierung des gesamten Bodens mit nur einem Medium erfolgt, allerdings kann nicht mehr zwischen den Fließvorgängen in der Bodenmatrix und den Makroporen unterschieden werden.

Dagegen bietet das Doppelt-Porositäts-Konzept diese Möglichkeit, durchgeführt z.B. von ZUIDEMA (1985), DIEKKRÜGER (1992) und GERKE & VAN GENUCHTEN (1993). Diese berücksichtigen zwei getrennte Medien, mit jeweils eigenen  $pF$ - und  $k_u$ -Kurven und einem zusätzlichen Austauschterm zwischen den beiden Medien. Neben dem hohen (mindestens verdreifachten) Rechenzeitbedarf dieser Methode bleibt der Nachteil, daß für trockene Böden das Makroporensystem inaktiv bleibt, weshalb für den Fall eines ausgetrockneten, aber mit vielen Makroporen versehenen Bodens viel zu geringe Infiltrationsraten berechnet werden.

Neben dem Ansatz der Anwendung des Potentialkonzeptes auf beide poröse Medien wurden auch Konzepte vorgestellt, welche die Fließvorgänge im Makroporensystem detailliert hydraulisch betrachten (SCOTTER, 1978; MILLER & MISHRA, 1989). Dies bedeutet, daß die Strömung in jeder einzelnen Makropore inklusive deren Vernetzungen mikroskopisch berechnet werden muß. Die Autoren nennen auch die Mängel dieses Konzeptes: prinzipielle Unkenntnis der komplexen Geometrie und Vernetzung, sowie fehlende hydraulische Grundlagen. Hinzu käme selbst bei Kenntnis der Geometrie eine sehr hohe Rechenzeit, welche für eine mikroskopisch-hydraulische Simulation des Makroporensystems erforderlich wäre. So ist die Aussage von DIESTEL (1986) weiterhin gültig, wonach eine physikalische (mikroskopisch-hydraulische) Berechnung der Fließvorgänge im Makroporensystem nicht erreichbar ist.

Ein Ansatz, welcher weder das Potentialkonzept auf das Makroporensystem überträgt, noch dessen detaillierte Geometrie benötigt, ist die Anwendung des Konzeptes der kinematischen Welle auf die schnellreagierenden, oberflächennahen Fließvorgänge im Boden. Dieses Konzept, das für den Oberflächenabfluß verbreitet ist (siehe Abschnitt 2.1.3), wird zwischenzeitlich sowohl für die Infiltration in das Makroporensystem (GERMANN, 1985; GERMANN & BEVEN, 1985) als auch zur Berechnung der schnellen lateralen Fließvorgänge im Hang exemplarisch angewendet (EAGELSON, 1970; JAYAWARDENA & WHITE, 1977; BEVEN, 1982; GERMANN ET AL., 1986).

Im folgenden wird die Anwendung dieses Ansatzes auf den lateralen Fluß besprochen. Die Frage der Infiltrationsmodellierung wird im nächsten Abschnitt (2.1.5) behandelt.

Die grundlegenden Gleichungen (2.18 und 2.20) bleiben unverändert, wobei anstelle des Oberflächenabflusses  $q_0$  der schnellreagierende laterale Abfluß (kurz „Zwischenabfluß“)  $q_z$  tritt. Anstelle des seitlichen Zuflusses tritt der Anteil der Infiltration in das Makroporensystem, der unterirdisch abfließt („Matrixüberschuß“  $i_z$ ):

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} + \frac{\partial(v_z h_z)}{\partial x} = i_z(x, t) \quad (2.28)$$

mit  $v_z$  = mittlere laterale Fließgeschwindigkeit.

Gl. 2.20 wird zu:

$$S_{fz} = S_0 \quad (2.29)$$

Es wird also die Annahme getroffen, daß das Reibungsgefälle des Zwischenabflusses  $S_{fz}$  durch die Neigung der Geländeoberfläche ausgedrückt werden kann.

Die Bedingung von WOOLHISER & LIGGET (1967) zur Anwendbarkeit der kinematischen Welle (Gl. 2.21) wird hier noch deutlicher erfüllt, da zur Ermittlung des Anwendbarkeitskriteriums die gleichen Eingangsgrößen wie beim Oberflächenabfluß eingehen, mit Ausnahme der Fließgeschwindigkeiten, die noch geringere Werte aufweisen. Somit wird

die kinematische Zahl  $\mathbf{K}$  nach Gl. 2.21 noch wesentlich größere Werte als 10 (Grenzwert) annehmen.

Die Bestimmung des Reibungsgefälles des Zwischenabflusses ist aufgrund des immer nur bedingt abschätzbaren aktuellen Zustandes des Makroporensystems sehr schwierig. Derzeit existieren zwei Ansätze, welche das Reibungsgefälle integral beschreiben:

EAGELSON (1970) und JAYAWARDENA & WHITE (1977) geben die Verluste als direkt proportional zur Geländeneigung und unabhängig von der Zwischenabflußmenge an, d.h. die Fließgeschwindigkeit des hangparallelen Zwischenabflusses wird nach einer Gleichung ähnlich der Darcy-Formel berechnet. Dieser Ansatz basiert auf der Dupuit-Annahme für gesättigte und ungespannte Verhältnisse.

$$v_Z = S_{f_Z} \cdot k_Z \quad (v_Z \sim S_{f_Z}) \quad (2.30)$$

$k_Z$  ist ein Faktor, welcher integral den mittleren lateraler Fließwiderstandsbeiwert in Oberflächennähe („Zwischenabflußleitfähigkeit“) erfaßt. Die Bewegungsgleichung hat dann folgende verallgemeinerte Form:

$$q_Z = k_Z \cdot S_{f_Z} \cdot h_Z = \alpha_Z \cdot h_Z^{\beta_Z} \quad (2.31)$$

mit

$$\alpha_Z = k_Z \cdot S_{f_Z}; \quad \beta_Z = 1$$

Die Einheit des Rauigkeitsparameters  $k_Z$  ist  $[\frac{m}{s}]$ . Die Abflußrate  $q_Z$  verhält sich linear zur „Fließtiefe“  $h_Z$ .

Auch BEVEN, (1982) und SMITH & HEBBERT (1983) geben vergleichbare Ansätze zur Ermittlung der lateralen Fließgeschwindigkeit  $v_Z$  an. Wie oben bereits erwähnt, wird dabei die Annahme eines Abflusses in gesättigten Bodenbereichen zugrunde gelegt.

GERMANN (1990)b leitete für hangparallelen Wasserfluß in einem Makroporensystem, welches von einer wasseraufnehmenden, ungesättigten Bodenmatrix umgeben ist, folgenden Ansatz her:

$$v_Z = S_{f_Z} \cdot k_Z \cdot h_Z^{1.5} \quad (v_Z \sim S_{f_Z} \cdot h_Z^{1.5}) \quad (2.32)$$

bzw. als verallgemeinerte Form:

$$q_Z = k_Z \cdot S_{f_Z} \cdot h_Z^{2.5} = \alpha_Z \cdot h_Z^{\beta_Z} \quad (2.33)$$

mit

$$\alpha_Z = k_Z \cdot S_{f_Z}; \quad \beta_Z = 2.5$$

GERMANN (1990)b ermittelte für drei Beregnungsexperimente auf einem Waldhang (Podsol, Gefälle = 10%) einen Wertebereich von  $0.02 \frac{m^{-0.5}}{s} < \alpha_Z < 1.0 \frac{m^{-0.5}}{s}$ , woraus sich für

$k_Z$  ein Bereich von  $0.2 \frac{m^{-0.5}}{s} < k_Z < 10.0 \frac{m^{-0.5}}{s}$  ableiten läßt. Die Analyse der Versuchsergebnisse ergab für den Exponenten  $\beta_Z$  einen Bereich von  $2 < \beta_Z < 4$ . Der hier gewählte Wert von 2.5 stellt den von GERMANN (1990)b angegebenen Mittelwert dar.

Es muß beachtet werden, daß in Gl. 2.31 und Gl. 2.33 die „Zwischenabflußleitfähigkeit“  $k_Z$  verschiedene Einheiten aufweist, und damit die Zahlenwerte von  $k_Z$  auch prinzipiell verschieden voneinander sind.

Grundsätzlich gilt aber, daß  $k_Z$  als integraler Wert der bodenhydraulischen Leitfähigkeit in Oberflächennähe um einige Größenordnungen höher als die Darcy-Leitfähigkeit der Matrixporen  $k$  ist.

#### 2.1.4.4 Interaktion zwischen den Porensystemen

Die Interaktion zwischen den Porensystemen, also die Rate des Wasseraustausches, wird bestimmt von den Wassergehalten im Makroporensystem und der Matrix. Falls das Makroporensystem teilgefüllt ist, wird der Fluß von den Makroporen in die Matrix erfolgen. Für den Fall, daß die Matrix gesättigt ist und das Makroporensystem nicht, kann das Wasser in umgekehrter Richtung fließen (BEVEN & GERMANN, 1982).

Genaugenommen muß allerdings beachtet werden, daß das Eindringen von Matrixwasser in die Makroporen nur bei einem positiven Potential in der Matrix (also leichtem Überdruck) stattfinden kann, da sonst der Kapillarsperreneffekt entgegensteht. Daraus kann gefolgert werden, daß in den natürlichen Verhältnissen des ungesättigten Bodens der Austausch normalerweise von den Makro- in die Mikroporen stattfindet. Die Versorgung des Makroporensystems mit Wasser erfolgt durch Eindringen von Niederschlagswasser an der Oberfläche (Makroporeninfiltration).

Die Berechnung der Austauschrate  $I_{mik}^Z$  erfolgt üblicherweise mit der ungesättigten Darcy-Gleichung (BEVEN & GERMANN, 1981; ZUIDEMA, 1985; DIEKKRÜGER, 1992, GERKE & VAN GENUCHTEN, 1993), die Gravitation bleibt dabei unberücksichtigt, es wird also „im Mittel“ horizontaler Fluß angenommen.

$$I_{mik}^Z = \bar{k}(\theta)_{mik-mak} \cdot \frac{\Delta\psi_{mik-mak}}{\bar{r}_{mik-mak}} \quad (2.34)$$

Die mittlere Leitfähigkeit der beiden Porensysteme  $\bar{k}(\theta)_{mik-mak}$  wird aus dem geometrischen Mittel der aktuellen Leitfähigkeiten der beiden Porensysteme bestimmt. Der „mittlere Abstand beider Porensysteme“  $\bar{r}_{mik-mak}$  wird als mittlere Entfernung zwischen Mikro- und Makroporen angenommen. GERKE & VAN GENUCHTEN (1993) erwähnen eine detailliertere Ermittlung dieser Parameter in Abhängigkeit von der Aggregatgeometrie des Bodens, wobei die Frage der Verfügbarkeit der Informationen über die jeweilige Aggregatgeometrie offen bleibt.

### 2.1.5 Infiltration

Infiltration wird als das Eindringen von Wasser in den Boden definiert (KNAPP, 1978). Im folgenden wird aber der Begriff Infiltration auf das Eindringen von Wasser in die Bodenoberfläche begrenzt. Als Infiltrationskapazität eines Bodens wird der maximal mögliche Wasserfluß in die Bodenoberfläche bezeichnet.

Die Infiltration ist der hydrologische Prozeß, der den Wasserhaushalt ländlicher Gebiete maßgeblich (mit-)beeinflusst. Die aktuelle Infiltrationsrate steuert die Oberflächenabflußbildung, die Aufwechtlung des Oberbodens, sowie unter bestimmten Bedingungen das Auftreten von schnellreagierendem, oberflächennahem Abfluß („Zwischenabfluß“).

Infiltration in natürliche Böden ist ein äußerst komplexer Vorgang, der von vielen ereignisabhängigen und -unabhängigen Faktoren beeinflusst wird. Tabelle 2.2 faßt diese Einflußfaktoren zusammen. Abbildung 2.8 gibt einen schematischen Überblick über die hydrologischen Prozesse während des Infiltrationsvorgangs.

Ereignisunabhängige Einflußfaktoren: (Boden und Topographie)	Ereignisabhängige Einflußfaktoren: (Niederschlag, Boden, Vegetation)
Bodentextur, Bodenstruktur Körnung (Ton, Schluff, Sand) Porengrößenverteilung Gesamtporenvolumen Wasserspannungskurve Ungesättigte Leitfähigkeit Mächtigkeit der Humusauflage Humusgehalt Verdichtungsintensität Schichtung des Bodens Hangneigung	Anfangswassergehalt und -spannung Niederschlagsintensität Zeitlich Abfolge von Niederschlägen Energie der Regentropfen Verkrustung, Verschlammung Quellen und Schrumpfen Makroporen (Wurzelkanäle, Wurmkanäle, Risse) Einschlüsse und Strömung der Bodenluft Hysterese der Bodenkennlinien Bodennutzung, Bewuchs, Wachstumsstadium

Tabelle 2.2: Einflußfaktoren für die Infiltration (aus SCHIFFLER, 1992)

Eine Unterscheidung von zwei porösen Medien des Bodens (entsprechend der in Abschnitt 2.1.4.1 gegebenen Definition) führt zu der Einteilung des Infiltrationsvorganges in zwei verschiedene Teilprozesse:

- Einsickern des Wassers in die Mikroporen (Bodenmatrix) direkt an der Bodenoberfläche. Die maximale Rate dieser Einsickerung wird durch die vorhandene Bodenfeuchte an der Oberfläche und die jeweilige hydraulische Leitfähigkeit der Matrix bestimmt.

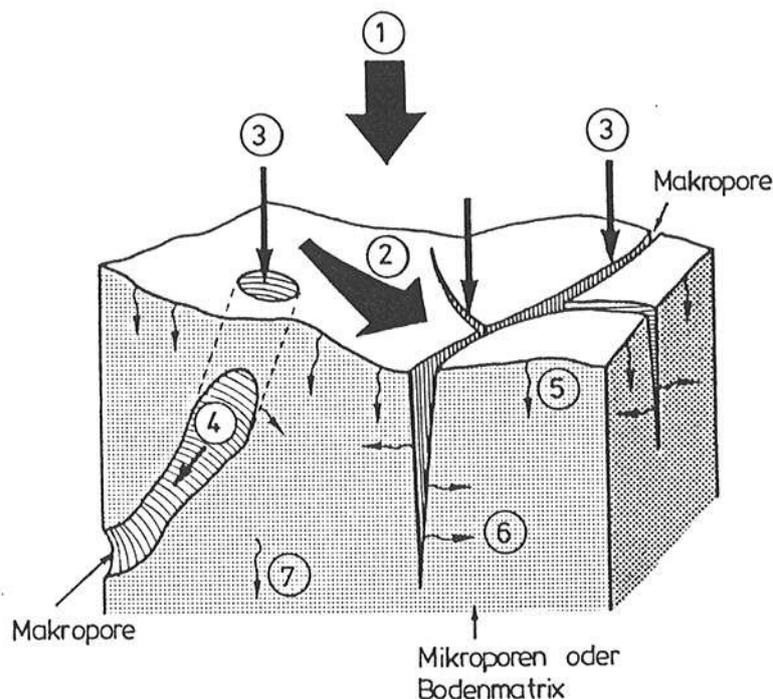


Abbildung 2.8: Hydrologische Prozesse bei der Infiltration, 1) Niederschlag; 2) Oberflächenabfluß; 3) Sickerung in die Makroporen; 4) Sickerung in den Makroporen; 5) Sickerung in die Mikroporen durch die Bodenoberfläche; 6) Sickerung von den Makroporen in die Mikroporen; 7) Sickerung in den Mikroporen; (aus GERMANN (1981), verändert)

- Falls (zumindest kurzfristig und mikroskalig) ein Überstau vorhanden ist, d.h. das zur Infiltration verfügbare Wasser die mögliche Rate der Mikroporeninfiltration überschreitet, kann das überschüssige Wasser in das Makroporensystem infiltrieren. Dadurch wird ein im Vergleich zur Mikroporeninfiltration schnelles Eindringen von Oberflächenwasser ermöglicht.

Falls auch die Aufnahmemöglichkeit der Makroporen überschritten wird, bildet sich Überstau, bzw. nach der in Abschnitt 2.1.3 gegebenen Definition Oberflächenabfluß infolge Infiltrationsüberschuß.

Sind beide Porensysteme der oberen Bodenschicht schon fast oder vollständig gesättigt, so limitiert das noch freie („auffüllbare“) Porenvolumen die Infiltration. Übertrifft das zur Verfügung stehende Wasser das auffüllbare Porenvolumen, so tritt entsprechend der zuvor gegebenen Definition Oberflächenabflußbildung infolge Sättigungsüberschuß auf.

### 2.1.5.1 Mikroporeninfiltration

Über die Berechnung der Infiltration in ein poröses Medium besteht eine umfangreiche Literatur und eine große Anzahl von empirischen oder semi-physikalischen Ansätzen. Eine

ausführliche Übersicht über verschiedenen Ansätze ist in SCHIFFLER (1992) enthalten.

Einer der ältesten (und weitverbreiteten) Ansätze stammt von GREEN & AMPT (1911), welcher von einer vereinfachten Anwendung des ungesättigten Darcy-Gesetzes auf die wassergesättigte Bodenoberfläche abgeleitet wird. Die Infiltration wird in Form einer gesättigten Feuchtefront angenommen, d.h. die Feuchteerhöhung im Boden erfolgt durch Ausdehnung des gesättigten Bereiches von der Oberfläche aus. Demnach werden nur zwei Feuchtegehalte des Bodens unterschieden, gesättigter Wassergehalt in der Feuchtefront und der Anfangswassergehalt im darunter liegenden Teil der Bodensäule.

Für diesen Ansatz gilt, so wie für eine Reihe der anderen klassischen Infiltrationsformeln auch, die Beschränkung für Fälle von

- homogenem (ungeschichtetem) Boden
- gleichförmigem Anfangswassergehalt über die Bodentiefe
- konstanten Niederschlagsintensitäten, welche (von Ereignisbeginn an) über der Infiltrationskapazität des Bodens liegen.

Eine Reihe von Modifizierungen der klassischen Infiltrationsansätze wurden vorgenommen, um diese Beschränkungen zumindest teilweise aufzuheben. Der Ansatz von PESCHKE (1987) kommt ohne alle genannten Einschränkungen aus, die Idee einer gesättigten Feuchtefront wird aber noch zugrunde gelegt. SCHIFFLER (1992) entwickelte einen weiter verbesserten Ansatz, der auch die Möglichkeit einer ungesättigten Feuchtefront zuläßt.

Ein Defizit aller erwähnten Infiltrationsformeln und deren Modifikationen bleibt, daß der Boden als homogenes Medium betrachtet wird, also kein Makroporensystem berücksichtigt wird. Daraus folgt die grundsätzliche Inkompatibilität dieser Ansätze mit Modellansätzen für die Bodenfeuchte, d.h. die Infiltrationsformeln können im Sinne einer Beschreibung der in der Natur auftretenden Infiltrationsraten nur erfolgreich angewendet werden, wenn für die gesättigte Leitfähigkeit sehr hohe Werte angesetzt werden. Mit diesen hohen Parameterwerten ist aber der Feuchtefluß im Boden, vor allem in der Phase nach Niederschlagsende, nicht sinnvoll durchführbar. Das infiltrierte Wasser könnte nicht im Boden gehalten werden, es würde sehr schnell dem unteren Rand zusickern.

Ein Ansatz, der die traditionellen Infiltrationsformeln mit einem Makroporenteil verbindet wurde von WORRESCHK (1985) vorgestellt. Allerdings ist auch hier eine direkte Kopplung mit der Bodenfeuchteberechnung nicht durchführbar.

Ein Ansatz zur Infiltrationsberechnung, welche die Kopplungsmöglichkeit mit der Modellierung der Bodenfeuchte beinhaltet, ist die Anwendung der eindimensional-vertikalen Richards-Gleichung, wobei die obere Randbedingung von der Infiltration kontrolliert wird

(RÖMKENS ET AL., 1990). Diese wird als Flußrandbedingung (Zufluß = Intensität des Bestandsniederschlags) bis zum Erreichen des Überstaus angesetzt, danach wird eine Druckrandbedingung vorgegeben (Druck = Höhe des Überstaus). Gegebenenfalls kann so eine häufige Änderung der Randbedingung notwendig werden, wodurch numerische Instabilitäten verursacht werden können.

Eine Anwendung der Richards-Gleichung, bzw. der Ansatz des Potentialkonzeptes zur Beschreibung der Mikroporeninfiltration ist aber nur sinnvoll, wenn damit eine Berücksichtigung der Makroporeninfiltration gekoppelt wird. Bei Überschreitung der Infiltrationskapazität der Matrix kann das Überschußwasser zumindest teilweise in die Makroporen infiltrieren.

Wird keine Kopplung vorgenommen, liefert dieser Ansatz für natürliche Böden viel zu kleine Infiltrationskapazitäten.

### 2.1.5.2 Makroporeninfiltration

Wie oben beschrieben, erfolgt eine Infiltration in das Makroporensystem, wenn das verfügbare Wasser die maximale Rate der Mikroporeninfiltration überschreitet.

Wie auch für die Hydraulik der Fließvorgänge innerhalb der Makroporen, gilt für die Infiltration in dieses Porensystem, daß die mikroskopische Hydraulik nicht detailliert berechnet werden kann. In Abbildung 2.9 sind die verschiedenen Phasen der Infiltration in eine vertikale Makropore prinzipiell dargestellt.

Für einen praktikablen Berechnungsansatz kann aber nicht jede dieser Phasen nachgebildet, geschweige denn Betrachtungen einzelner Poren durchgeführt werden. Vielmehr müssen Ansätze aufgestellt werden, welche diesen Prozeß integral betrachten.

WORRESCHK (1985) stellte einen empirischen Ansatz zur Ermittlung der Makroporeninfiltrationsrate  $I_{mak}$  als Funktion der Vegetationsart, Sättigungsfeuchte und des Oberflächenabflusses  $q_O$  vor:

$$I_{mak} = \kappa \cdot q_O^{5/6} \quad (2.35)$$

Der Faktor  $\kappa$  wurde aus Berechnungsversuchen in Abhängigkeit der Sättigungsfeuchte und Vegetation bestimmt. Dabei wurde Winterweizen und Zuckerrüben untersucht.

Eine andere Methode zur Ermittlung von  $I_{mak}$  ist die Anwendung der Richards-Gleichung auch auf das makroporöse Medium, also die Anpassung der oberen Randbedingung des Potentialfeldes, wie bereits im letzten Abschnitt für die Mikroporeninfiltration erläutert. Dieses Verfahren verwenden alle dualporösen Modellansätze, welche beide Porensysteme nach dem Potentialkonzept modellieren (ZUIDEMA, 1985; DIEKKRÜGER, 1992).

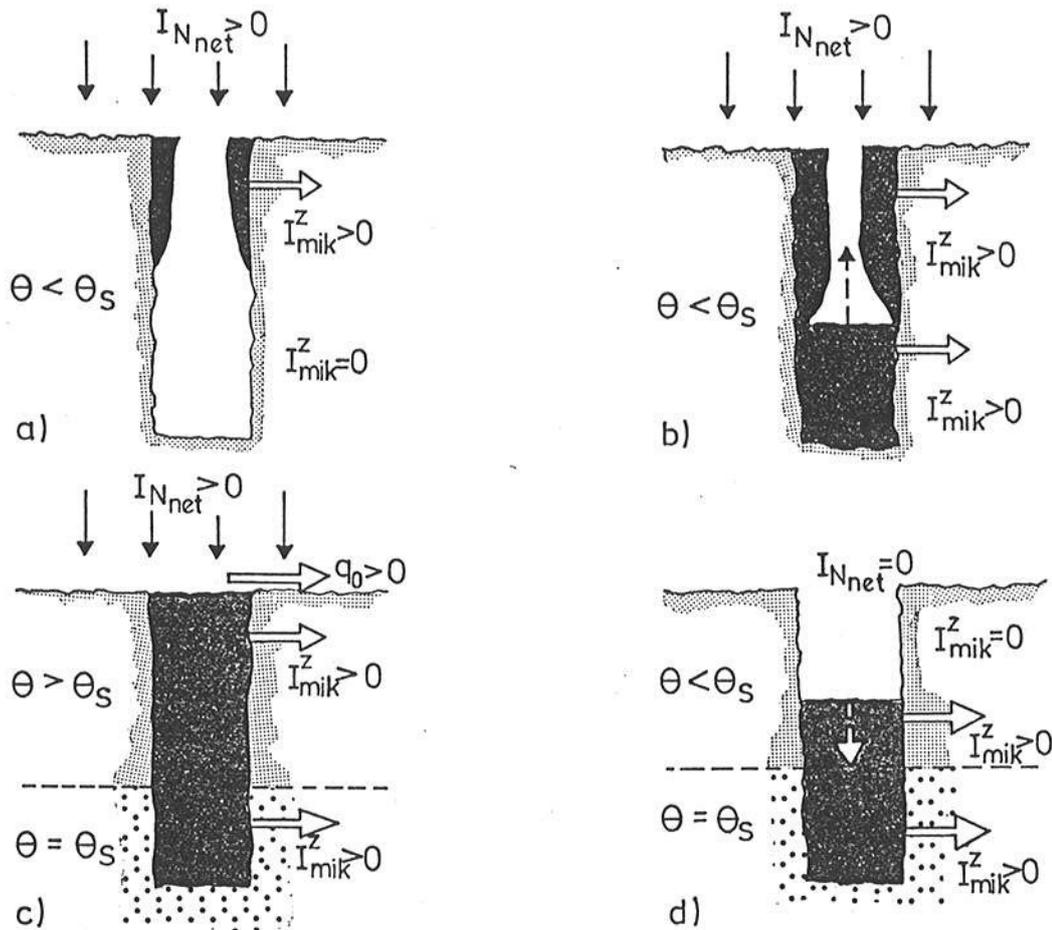


Abbildung 2.9: Verschiedene Phasen der Infiltration in eine vertikale Makropore: a) Infiltration in eine trockene Makropore; b) steigender Wasserspiegel in der Makropore; c) vollständig gesättigte Makropore, Beginn des Oberflächenabflusses; d) fallender Wasserspiegel in der Makropore nach Niederschlagsende; zunehmende Sättigung in der Matrix. Erklärung der Symbole im Text. (nach BEVEN & GERMANN (1981), verändert)

Der Nachteil einer Ermittlung der Makroporeninfiltration nach dem Potentialkonzept wurde bereits erwähnt: Die Makroporeninfiltration  $I_{mak}$  für trockene Böden wird wegen der zu gering angesetzten Leitfähigkeiten des makroporösen Mediums bei hohen Saugspannungen deutlich zu gering bestimmt.

GERMANN (1985) beschreibt die Infiltration in ein makroporöses Medium, welches von einer gesättigten Matrix umgeben ist nach dem Ansatz der kinematischen Welle. Die Grundgleichung hat dieselbe Form wie Gl. 2.33:

$$I_{mak} = \alpha_{mak} \cdot \theta_{mak}^{\beta_z} \quad (2.36)$$

mit  $\theta_{mak}$  = Wassergehalt im Makroporensystem  
 $\alpha_{mak}$  = Makroporenlleitfähigkeit.

Die Bestimmung der Parameter  $\alpha_{mak}$  und  $\beta_Z$  erfolgte anhand von Beregnungs-Drainageexperimenten auf einen mit Polyesterharz eingefassten Sandblock.

GERMANN & BEVEN (1985) beschreiben den allgemeinen Fall der Infiltration in ein von einer wasseraufnehmenden Matrix umgebenes makroporöses Medium. Die Grundgleichung ist identisch mit Gl. 2.36. Die Aufnahmezeit der Matrix  $I_{mik}^Z$  wird angegeben mit

$$I_{mik}^Z = -\frac{1}{\beta_Z I_{mak}} \frac{\partial I_{mak}}{\partial t} \quad (2.37)$$

Die Bestimmung der Modellparameter  $\alpha_{mak}$  und  $\beta_Z$  erfolgte exemplarisch anhand eines Infiltrations-Entwässerungsversuches auf einen ungestörten Block eines Waldbodens (Typic Hapludult, nach der amerikanischen Bodenklassifikation). Die am unteren Ende der Bodenblöcke gemessenen Drainageraten stimmten für alle Experimente gut überein mit den durch den Modellansatz berechneten Ganglinien. Allerdings müssen die Modellparameter jeweils angepaßt werden.

GERMANN & BEVEN (1986) erweiterten den Ansatz noch für Infiltration in Gruppen vertikaler Makroporen, wobei jeder Gruppe durch einen bestimmten Porenradius gekennzeichnet ist. Die Unterschiede der Porenradien und die Modellparameter der kinematischen Welle werden durch Verteilungsfunktionen beschrieben.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß der Ansatz der kinematischen Welle die Infiltration in ein Makroporensystem bei verschiedenen exemplarischen Versuchen gut beschrieben hat. Allerdings muß der Modellparameter der Makroporenleitfähigkeit  $\alpha_{mak}$  jeweils angepaßt werden, weswegen die allgemeine Einsetzbarkeit dieses Ansatzes bislang beschränkt ist. GERMANN (1990)<sup>a</sup> gibt den möglichen Wertebereich für die Makroporenleitfähigkeit als Funktion des Porendurchmessers und des Volumenanteils der Makroporen am Boden mit  $0 < \alpha_{mak} < 160 \text{ m/s}$  an.

## 2.2 Gegenstand dieser Arbeit

Im vorhergehenden wurde die Vielfalt der hydrologischen Prozesse in und auf einem Hang und die Komplexität der Interaktionen deutlich. Obwohl in den letzten Jahren eine große Zahl von Untersuchungen, Modellformulierungen und -entwicklungen über den Wasserhaushalt ländlicher Gebiete — in geringerer Zahl auch zur Hanghydrologie — durchgeführt wurden, ist bisher kein Modell bekannt, welches alle relevanten hydrologischen Prozesse am Hang inklusive deren Interaktionen nach dem aktuellen Stand des Wissens und der Forschung erfaßt. Das Ziel dieser Arbeit ist, diese Lücke möglichst weitgehend zu schließen.

### 2.2.1 Anforderungen

Die Anforderungen, welche ein solches Modell (bzw. Modellsystem, da es sich um die Kopplung vieler Modellbausteine handeln wird) erfüllen muß, sind die folgenden:

- Modellierung der einzelnen Prozesse und deren Interaktionen auf physikalischer Grundlage, d.h. den verwendeten Modellparametern soll eine physikalische Bedeutung zugewiesen werden können. Diese Anforderung ist notwendig, um eine prinzipielle Übertragbarkeit des Modells auf die Bedingungen anderer Einzugsgebiete zu gewährleisten.
- Flächendetaillierte und instationäre (dynamische) Modellierung, was eine Berücksichtigung raum- und zeitvariabler Gebietsgrößen, Randbedingungen und Wasserflüsse ermöglicht. Weiterhin soll dadurch (zusammen mit der Bedingung einer physikalischen Modellierung) eine Ermittlung der Fließwege und damit gekoppelt eine Abschätzung der Aufenthaltszeiten des Wassers möglich sein.
- Erfassung der Topographie im Modell, um laterale Fließprozesse auf der Oberfläche und im Boden simulieren zu können. Daraus folgt, daß das zu erstellende Modell zumindest zweidimensional, für sehr unregelmäßige Topographie auch dreidimensional arbeiten muß.
- Entwicklung als operationelles Modell, um eine Anwendbarkeit für Aufgabenstellungen aus der hydrologischen Praxis mit nicht zu hohen Anforderungen an Modellnutzer und Rechner zu gewährleisten. Daraus folgt, möglichst einfache und schnelle Lösungsverfahren zu verwenden und gegebenenfalls Vereinfachungen (allerdings unter Beibehaltung der zuvor genannten Bedingungen) der Modellansätze zu verwirklichen.
- Modularer Aufbau des Modells sowohl für Eingabe, Ausgabe und für die Programmierung der Modellkomponenten. Dadurch soll für eine eventuelle — einfach und transparent durchführbare — Weiterentwicklung des Modells Vorsorge getroffen werden und der Austausch einzelner Modellkomponenten möglich sein. Durch eine in Art und Umfang steuerbare Ausgabe (fast) aller Modellergebnisse (inklusive der Zwischenergebnisse) soll eine externe Kopplung mit anderen Modellen, insbesondere zur Simulation von Stofftransport, ermöglicht werden.

### 2.2.2 Schwerpunkt

Der Schwerpunkt der Arbeiten zur Modellentwicklung wird auf die Weiterentwicklung der Modellierung von Infiltration, Oberflächenabfluß und Wasserbewegung im Boden (inkl. Zwischenabfluß) gelegt. Eine Konzentration auf diese Prozesse erfolgt, weil einerseits Oberflächenabfluß und Zwischenabfluß für die laterale Verlagerung des Wassers am Hang hauptverantwortlich sind und andererseits in bisherigen Modellumsetzungen diese Prozesse (oder Teile davon) nicht befriedigend, d.h. nicht dem aktuellen Stand der Forschung entsprechend, modelliert werden.

- **Infiltration**

Eine Berücksichtigung von sowohl Mikro- als auch Makroporeninfiltration soll die Modellierung der Infiltration entsprechend den natürlichen Bedingungen ermöglichen. Zudem soll dadurch eine direkte Kopplung von Infiltration und Bodenfeuchte gewährleistet werden.

- **Oberflächenabfluß**

In Verbindung mit dem Infiltrations- und dem Zwischenabflußmodellteil soll sowohl Abflußbildung infolge Infiltrationsüberschuß als auch infolge Sättigungsüberschuß erfaßt werden. Der Abflußvorgang soll nach dem Ansatz der kinematischen Welle modelliert werden, wobei raumzeit-variable Niederschläge und Infiltrationsraten zu berücksichtigen sind

- **Bewegung des Bodenwassers, auch Berücksichtigung schneller Fließprozesse**

Die Wasserbewegung in den Mikroporen (Bodenmatrix) sollen nach dem Potentialkonzept, bei Aufrechterhaltung der Modelloperationalität, beschrieben werden. Die Effekte der im Vergleich dazu schnellen Fließbewegungen im Makroporensystem müssen einerseits durch die Bereitstellung einer Makroporenkomponente bei der Infiltration (wie oben erwähnt), andererseits durch die Möglichkeit eines lateralen, oberflächennahen Abflusses im Makroporensystem im Modell Eingang finden.

- **Kopplung der Prozesse**

Auf die Notwendigkeit einer Kopplung der verschiedenen Prozesse wurde vielfach hingewiesen. Dadurch werden die Interaktionen der Wasserbewegungen in beiden Porensystemen, von Infiltration und Oberflächenabfluß, Infiltration und Zwischenabflußbildung, Oberflächenabflußbildung und Bodenfeuchte aber auch die gegenseitige Abhängigkeit von Wasserentzug durch Pflanzenwurzeln und Bewegungen der Matrixfeuchte erfaßbar.

- **Mehrdimensionale Betrachtung**

Der Einfluß der Geländetopographie ist, soweit erforderlich, durch eine mehrdimensionale Betrachtungsweise der hydrologischen Prozesse zu berücksichtigen.

Für die Prozesse der Interzeption, der Verdunstung und des Wasserentzuges der Pflanzenwurzeln wird weitgehend auf anerkannte schon existierende Verfahren zurückgegriffen, die auch schon in verschiedenen anderen Modellen implementiert sind.

Das Grundwasser soll nur eingeschränkt mit einbezogen werden, und zwar in Form einer unteren Randbedingung der Bodenfeuchteberechnungen. Eine eigene Grundwassermodellierung würde den Modellumfang erheblich steigern und damit (möglicherweise) ein Verlust an Operationalität bewirken. Zudem erfolgen normalerweise (bei entsprechendem Flurabstand) die Grundwasserfließvorgänge so langsam, daß die Grundwasserreaktionen nicht mit der aktuellen hydrologischen Situation des Hanges in Verbindung stehen und eine direkt gekoppelte Grundwassermodellierung nicht praktikabel ist.

Die Prozesse der Schneeschmelze und des Bodenfrostes werden hier nicht behandelt.

Neben den Arbeiten zur Weiterentwicklung bestimmter Teilmodelle und der Aufstellung eines alle Teilmodelle beinhaltenden und die Interaktionen berücksichtigenden Modellsystems bilden ausführliche Tests und die breite Anwendung dieses Modellsystems den zweiten Schwerpunkt dieser Arbeit. Dafür werden hauptsächlich Experimente und Meßdaten aus dem hydrologischen Forschungs- und Untersuchungsgebiet Weiherbach, als Ergänzung aber auch Daten aus anderen Gebieten verwendet (siehe Kapitel 4).

Für das in den folgenden Kapiteln beschriebene neuentwickelte Modellsystem wurde der Name HILLFLOW gewählt.

# Kapitel 3

## Modellansätze und Lösungsverfahren im Modellsystem HILLFLOW

### 3.1 Aufbau des Modellsystems

Ein physikalisch begründetes und flächendetailliertes hydrologisches Modell sollte folgende Anforderungen erfüllen:

- Modellierung der hydrologischen Prozesse anhand physikalischer Gesetzmäßigkeiten mit übertragbaren Modellparametern
- Eine an die untersuchte Fragestellung und den signifikanten hydrologischen Prozessen angepaßte Zeitdiskretisierung
- Eine räumliche Diskretisierung, die die Variabilität der gebiets- und ereignisspezifischen Parameter (Topographie, Vegetation, Bodendaten, Niederschläge, Klimadaten) berücksichtigt, und ein Modellergebnis in der gewünschten räumlichen Auflösung ermöglicht
- Falls signifikante zwei- oder dreidimensionale Fließeffekte auftreten, Wiedergabe dieser Einflüsse im Modell
- Verwendung weitgehend einfacher Modellansätze (unter Beachtung der obigen Punkte) und rechenzeitsparender Lösungsverfahren zur Gewährleistung der Operationalität des Modells.

Die Erstellung des Modellsystems HILLFLOW orientierte sich an diesem Anforderungsprofil. In Abschnitt 3.1 wird der Aufbau des Modellsystems unter Beachtung dieser Vorgaben beschrieben. Die verwendeten Modellansätze zur Beschreibung der verschiedenen hydrologischen Prozesse sowie die angewendeten Lösungsverfahren werden in den Abschnitten 3.2 bis 3.7 behandelt.

### 3.1.1 Zeitliche Diskretisierung / Zeitschrittsteuerung

Die Frage, in welcher zeitlichen Diskretisierung hydrologische Modellierungen durchgeführt werden, ist direkt mit der zu untersuchenden Aufgabe verbunden.

Handelt es sich um schnellreagierende Systeme und/oder um Fragestellungen, bei denen die schnellen Prozesse von besonderem Interesse sind, so müssen die Zeitschritte im Modell auch entsprechend kurz gewählt werden. Beispielsweise werden zur Bemessung von urbanen Entwässerungssystemen in der Regel  $r_{15,1}$  Niederschläge (Bemessungsregen von 15 min Dauer und einem Wiederkehrintervall von einem Jahr) als Modelleingabe gewählt. Aufgrund der sehr schnellen Reaktion des Systems (Entwässerungsnetz) und der alleinigen Bedeutung schneller hydrologischer Prozesse (Oberflächenabfluß) werden daher kurze Modellzeitschritte notwendig, im gewählten Beispiel in der Größenordnung von einer Minute. Ein anderes Beispiel ist die Erosionsmodellierung an Hängen, wo die interessierenden Prozesse (Oberflächenabflußbildung und Oberflächenabfluß) sehr schnell ablaufen und das System aufgrund des Hanggefälles schnell reagiert. Hier werden Zeitschritte von deutlich unter einer Minute erforderlich (SCHRAMM, 1994). Handelt es sich dagegen um langsam reagierende Systeme oder um Fragestellungen, für die nur die langsameren Prozesse bedeutsam sind, so können lange Zeitschritte gewählt werden. Beispielsweise werden Abschätzungen der Grundwasserneubildungsraten in Zeitschritten von 10 Tagen oder größer durchgeführt. Bei Modellierungen von langfristigen Bodenwasserhaushaltberechnungen für agrohydrologische Fragestellungen wie Simulationen der Bewässerungsgaben werden Zeitschritte von 1 – 10 Tage gewählt (DE LAAT, 1985).

Auch spielt im allgemeinen der gewählte räumliche Maßstab für die adäquate Zeitdiskretisierung eine Rolle. Mit zunehmender Ausdehnung des betrachteten Gebiets sinkt die Reaktionsgeschwindigkeit, was bei Simulationen für das gesamte Gebiet längere Zeitschritte ermöglicht. So wählte HRISSANTHOU (1987) Zeitschritte von einem Tag zur Simulation der Feststofflieferungen aus Einzugsgebieten. Dies war möglich, weil trotz des schnellen grundlegenden Prozesses (Erosion) die gewählte räumliche Diskretisierung groß (25 ha bis 25 km<sup>2</sup>) und damit die Reaktionsgeschwindigkeit klein war.

Der Zusammenhang zwischen zu wählendem Zeitschritt und Größe des Simulationsgebietes hat sich bei flächendetaillierten Modellen insofern relativiert, als die zu berücksichti-

gende Raumskala nicht mehr das gesamte Gebiet selbst, sondern die (kleinste) räumliche Diskretisierungseinheit ist. Da diese Einheiten üblicherweise nicht über Hektargröße hinausgehen, bleibt bei schnellreagierenden Prozessen die Reaktionsgeschwindigkeit hoch, die zu wählenden Zeitschritte also klein.

In HILLFLOW wurde eine variable zeitliche Diskretisierung gewählt. So wird gewährleistet, daß sowohl Ereignissimulationen mit kurzen Zeitschritten als auch Langzeitsimulationen mit gegebenenfalls langen Zeitschritten mit dem gleichen Modellsystem durchgeführt werden können. Die Zeitschrittsteuerung erfolgt — für alle Modellversionen gleich — auf zwei verschiedenen Ebenen:

- Festlegung der Zeitschrittlänge  $\Delta t$  vor Beginn der Abarbeitung eines Zeitschritts. Dem Modell stehen mehrere — vom Benutzer auszuwählende — Zeitschrittlängen zur Verfügung. Aus praktischen Gründen, welche vor allem die Erstellung des Fuzzy-Regelwerkes zur Beschreibung des Matrixflusses betreffen (siehe Abschnitt 3.5.2), ist die Anzahl der verschiedenen Zeitschrittlängen auf vier begrenzt. Diese sollten so ausgewählt werden, daß sowohl sehr kurze (etwa 30 s) als auch lange (etwa 6 h) Zeitschritte zur Verfügung stehen. Das Modell wählt dann vor jeder Abarbeitung eines Zeitschrittes die aktuelle Zeitschrittlänge  $\Delta t_{act}$  so, daß folgende Bedingungen erfüllt werden (siehe Abbildung 3.1):
  1. Trat nach dem letzten Zeitschritt ein Oberflächen- oder Zwischenabfluß auf ( $h_O > 0$  oder  $h_Z > 0$ ), so wird für den nächsten Zeitschritt die kürzeste zur Verfügung stehende Zeitschrittlänge  $\Delta t_1$  gewählt.
  2. Tritt während des nächsten Zeitschrittes eine Niederschlagsintensität größer als 2.4 mm/h auf, so wird die kürzeste Zeitschrittlänge  $\Delta t_1$  gewählt.
  3. Tritt während des nächsten Zeitschrittes eine Niederschlagsintensität zwischen 1.2 mm/h und 2.4 mm/h auf, so wird die zweite Zeitschrittlänge  $\Delta t_2$  gewählt.
  4. Tritt während des nächsten Zeitschrittes eine Niederschlagsintensität zwischen 0 mm/h und 1.2 mm/h auf, so wird die dritte Zeitschrittlänge  $\Delta t_3$  gewählt.
  5. Tritt während des nächsten Zeitschrittes kein Niederschlag auf und ist der letzte Niederschlag weniger als 2 Tage zuvor beendet worden, so wird die dritte Zeitschrittlänge  $\Delta t_3$  gewählt.
  6. Für alle anderen Fälle wird die vierte (längste) Zeitschrittlänge  $\Delta t_4$  gewählt.

Aus Bedingung 2 bis 4 wird ersichtlich, daß die Niederschlagsintensität eine entscheidende Bedeutung auf die Zeitschrittsteuerung hat. Daher müssen Niederschläge auch in der entsprechend hohen zeitlichen Auflösung als Modelleingabe zur

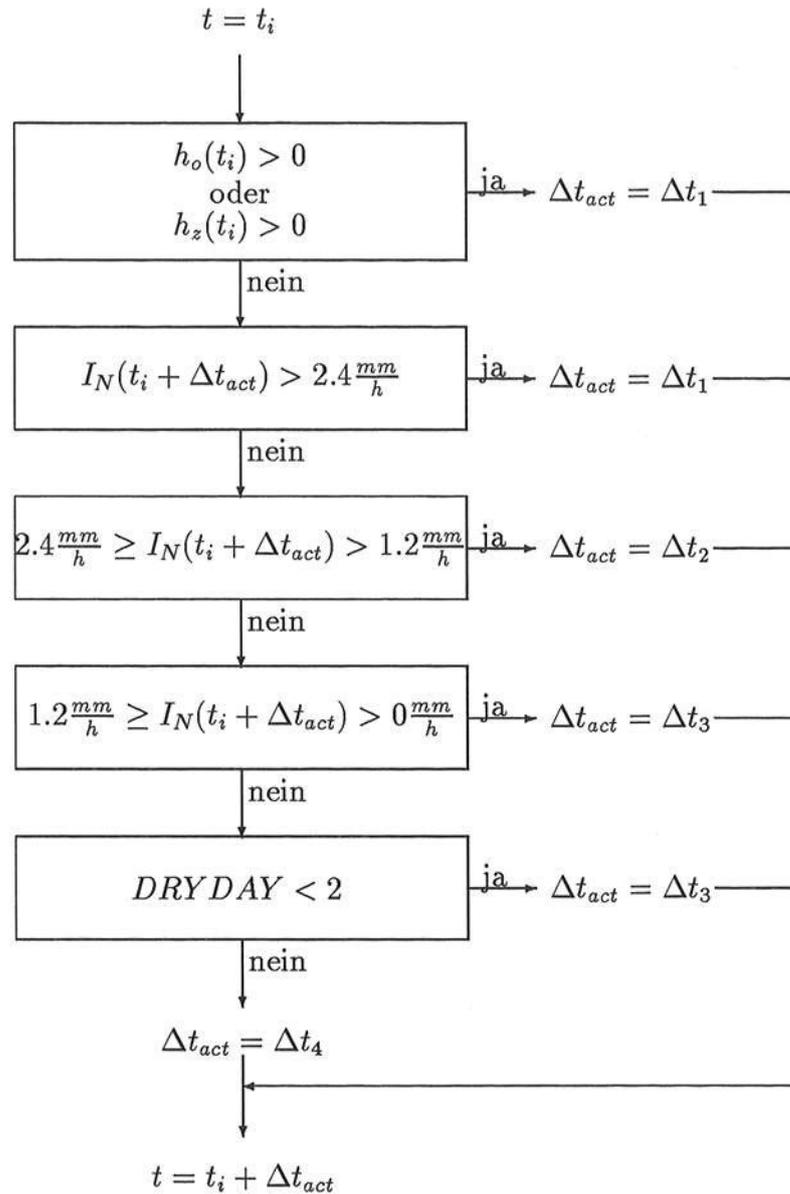


Abbildung 3.1: Schema der Zeitschrittsteuerung

Verfügung stehen, will man Starkregenereignisse mit den natürlichen Intensitäten modellieren. Die Richtwerte der Niederschlagsintensität zur Steuerung der Zeitschritte von 1.2 mm/h und 2.4 mm/h sind Erfahrungswerte, welche auf einer Reihe von Simulationen mit deutlich variierenden bodenhydraulischen Parametern basieren.

- Anpassung (Verkürzung) der Zeitschrittlänge bei der Modellierung schneller Prozesse.

Die nach dem obigen Schema gewählten Zeitschrittlängen können sich bei der Modellierung einzelner Prozesse als noch zu lang erweisen. In dieser Situation wird die

Zeitschrittlänge nur für die Berechnung des betreffenden Prozesses verringert:

1. Wird bei der Oberflächen- oder Zwischenabflußberechnung (siehe Abschnitt 3.6.3) das Courant-Kriterium verletzt, so wird die Berechnung mit halbierten Zeitschrittlängen wiederholt. Diese Verkürzung wird so oft vorgenommen, bis das Kriterium nicht mehr verletzt wird.
2. Ist bei der Berechnung des Fließvorganges in der Bodenmatrix (siehe Abschnitt 3.5) Die Feuchteänderung in einem Matricelement größer als ein bestimmter Grenzwert, so wird dieser Prozeß mit den nächst kürzeren Zeitschrittlängen berechnet. Damit werden modellbedingte Schwingungen des Wassergehaltes zwischen benachbarten Elementen verhindert. BELMANS ET AL. (1983)a gegeben einen solchen Grenzwert mit  $\Delta\theta_{max} \leq 0.03$  an.

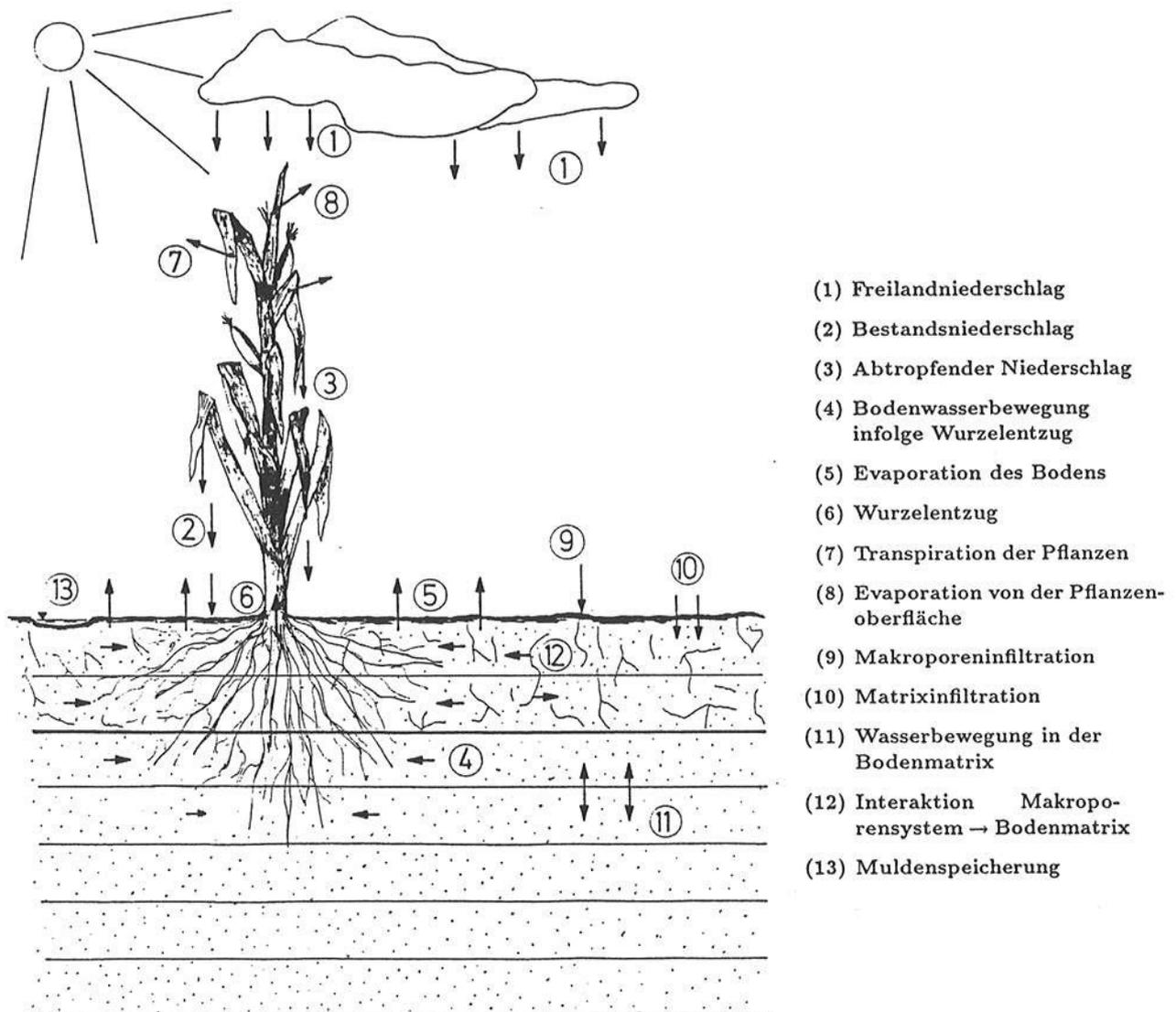
### 3.1.2 1-D-Version

Die eindimensionale Modellversion HILLFLOW-1D wurde entwickelt, um einfach und schnell Simulationen des Bodenwasserhaushaltes durchführen zu können, bei denen nur die vertikale Fließrichtung von Bedeutung ist. Horizontale oder hanglaterale Effekte können nicht berücksichtigt werden. Dieses Modell kann also Anwendung finden für Simulationen der Bodenwasserbewegung von Standorten in flachem Gelände und für Situationen in beliebigem Gelände, wo nur die vertikale Fließrichtung auftritt bzw. von Interesse ist. Weiterhin eignet sich dieses eindimensionale Modell besonders gut zur Entwicklung und Überprüfung von einzelnen Modellkomponenten. So können Modellteile, für die nur die vertikale Richtung von Belang ist (z.B. Modellierung der aktuellen Evapotranspiration) an diesem Modell erstellt, ergänzt oder verändert werden und anschließend in die mehrdimensionalen Modelle eingebaut werden.

Zudem ist mit HILLFLOW-1D ein Modell vorhanden, dessen Ergebnisse direkt mit denen anderer eindimensional-ungesättigter Bodenwassermodelle, wie beispielsweise SWATTRE (BELMANS ET AL., 1983A) oder DESIM (DIEKKRÜGER, 1992). vergleichbar sind. Weiterhin können auch Modelle für die Simulation von Starkregeninfiltration, wie z.B. SUMKIM von SCHIFFLER (1992), verglichen werden.

In Abbildung 3.2 ist schematisch die Struktur des eindimensionalen Modells dargestellt, und es werden die modellierten Prozesse aufgelistet.

Oberflächen- und Zwischenabfluß werden nicht spezifisch modelliert, da es sich nicht um vertikale Prozesse handelt. Die Bildung von Oberflächen- oder Zwischenabfluß kann nur durch zwei — vom Modellbenutzer anwählbare — Optionen berücksichtigt werden:



- (1) Freilandniederschlag
- (2) Bestandsniederschlag
- (3) Abtropfender Niederschlag
- (4) Bodenwasserbewegung infolge Wurzelentzug
- (5) Evaporation des Bodens
- (6) Wurzelentzug
- (7) Transpiration der Pflanzen
- (8) Evaporation von der Pflanzenoberfläche
- (9) Makroporeninfiltration
- (10) Matrixinfiltration
- (11) Wasserbewegung in der Bodenmatrix
- (12) Interaktion Makroporensystem → Bodenmatrix
- (13) Muldenspeicherung

Abbildung 3.2: Struktur des Modells HILLFLOW-1D

- Bei Überschreitung der möglichen Infiltration wird Oberflächeneinstau (Ponding) und bei Überschreitung der Aufnahmekapazität der Zwischenschicht wird Einstau des Makroporensystems angenommen.
- Bei Überschreitung der möglichen Infiltration wird der Überschuß vollständig abgeführt, also als sofortiger Abfluß gedeutet. Die gleiche Annahme wird bei Überschreitung der Aufnahmekapazität der Zwischenschicht getroffen (sofortiger Zwischenabfluß).

Die gewählten Modellansätze zur Interzeption, Verdunstungsberechnung, Infiltration und Wasserbewegung in der Bodenmatrix sind in den Abschnitten 3.2 bis 3.5 enthalten. Die Unterteilung des Bodens im Modell ist in Abschnitt 3.1.5 beschrieben.

### 3.1.3 2-D-Version

Die zweidimensionale Modellversion HILLFLOW-2D ermöglicht Simulationen der Wasserdynamik von vertikal-ebenen Fragestellungen. Sie eignet sich somit für die Simulation der Abflußbildung und -konzentration an Hängen sowie zur Berechnung der Bodenwasserflüsse im Hang. Auch alle anderen Problemstellungen vertikal-ebener Art — also bei einem Auftreten einer horizontalen Fließkomponente neben der vertikalen — sind für eine Modellierung mit dieser Version geeignet.

Wie schon bei der eindimensionalen Version, werden die Prozesse Interzeption, Verdunstung und Infiltration vertikal modelliert. Allerdings werden für jeden Abschnitt der Oberflächendiskretisierung (siehe Abschnitt 3.1.6) diese Prozesse berechnet, so daß Variabilitäten der Vegetation, Bodenparameter, Bodenwassergehalte und Klimadaten sich in variierenden Interzeptions-, Verdunstungs- und Infiltrationswerten wiederfinden. Da bei der Berechnung des Bodenwassergehaltes zweidimensionale Effekte berücksichtigt werden, können diese Fließvorgänge hierdurch auch Einfluß auf die oben genannten vertikalen Prozesse haben.

In Ergänzung zu den oben genannten Prozessen beinhaltet das zweidimensionale Modell noch eine horizontale Komponente der Wasserbewegung in der Bodenmatrix sowie eine detaillierte Berechnung des Oberflächenabflusses und des Zwischenabflusses.

Falls Oberflächenabfluß auftritt, wird dadurch die Infiltrationsverteilung am Hang maßgebend beeinflusst, bei Auftreten von Zwischenabfluß besteht eine direkte Interaktion mit der Matrixfeuchte in der oberen Bodenschicht (Abschnitt 3.7).

In Abbildung 3.3 ist schematisch die Struktur des zweidimensionalen Modells dargestellt, und die modellierten Prozesse werden aufgelistet.

Zur Berechnung der Abflußvorgänge auf der Bodenoberfläche und des Zwischenabflusses stehen bei HILLFLOW-2 wiederum zwei Versionen zur Auswahl. Einerseits können die grundlegenden Gleichungen numerisch nach der Methode der Finiten Elemente gelöst werden (Abschnitt 3.6.2) oder mit einem vereinfachten Berechnungsverfahren (Abschnitt 3.6.3) angenähert werden. Während der Modellanwendung hat sich gezeigt, daß das vereinfachte Verfahren genügend genaue Ergebnisse liefert bei gleichzeitiger Überlegenheit hinsichtlich der numerischen Robustheit gegenüber dem FE-Ansatz (siehe Abschnitte 3.6.2 und 3.6.3).

Die Ansätze zur Interzeption, Verdunstungsberechnung, Infiltration, Wasserbewegung in der Bodenmatrix sowie Oberflächen- und Zwischenabfluß sind in den Abschnitten 3.2 bis 3.7 enthalten. Die Einteilung des Bodens im Modell und die durchzuführende horizontale und vertikale Diskretisierung sind in den Abschnitten 3.1.5 und 3.1.6 beschrieben.

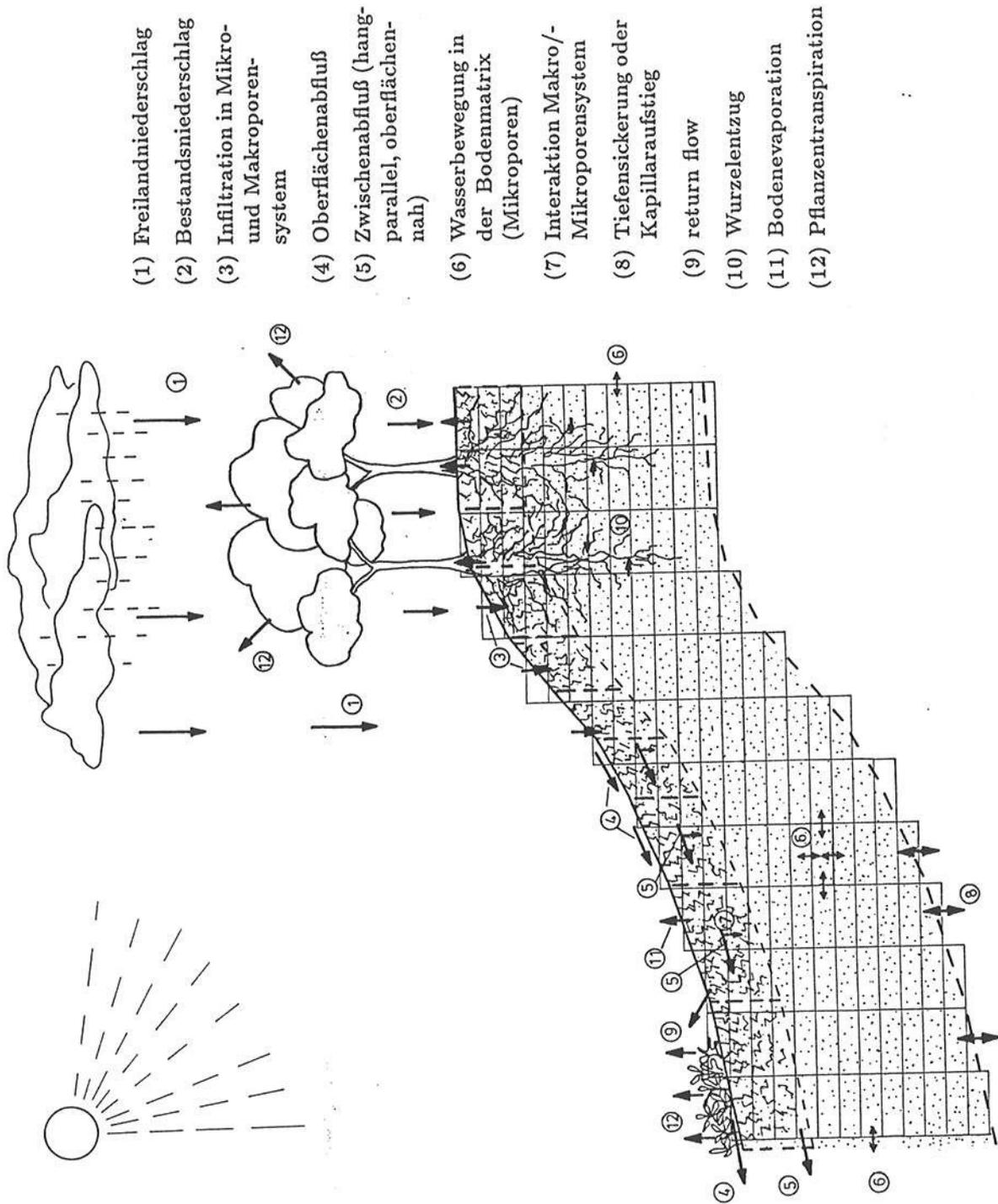


Abbildung 3.3: Struktur des Modells HILLFLOW-2D

### 3.1.4 3-D-Version

HILLFLOW-3D ermöglicht Simulationen der Wasserdynamik in allen drei Dimensionen. Es eignet sich für die Simulation der Abflußbildung und -konzentration auf der Bodenoberfläche als auch zur Berechnung der Wasserdynamik im Boden bei beliebiger Topographie des betrachteten Geländes. Allerdings eignet sich diese Modell noch nicht zur Simulation eines beliebigen Einzugsgebietes. Dies ist darin begründet, daß

- urbanhydrologische Effekte bisher nicht erfaßt werden,
- Abflußvorgänge im Vorfluter nicht simuliert werden,
- und die Rechenzeiten für größere Einzugsgebiete bei gleichzeitiger hoher räumlicher Auflösung des Gebietes noch zu hoch sind.

Es handelt sich somit um die erste Version eines in Weiterentwicklung befindlichen Modells. Trotz der genannten Beschränkungen (näheres dazu in Abschnitt 4.5.2) lassen sich hiermit räumlich detaillierte Studien kleiner ländlicher Einzugsgebiete durchführen, bei denen dreidimensionale Effekte zu beachten sind. Fließeffekte dieser Art treten etwa bei divergenten oder konvergenten Geländeformen auf, welche in einer natürlichen Landschaft eher die Regel als die Ausnahme darstellen.

Der Unterschied zur zweidimensionalen Modellversion besteht in der Hinzunahme einer weiteren horizontalen Fließrichtung sowohl bei der Berechnung der Wasserbewegung in der Bodenmatrix als auch bei der Berechnung des Oberflächen- und des Zwischenabflusses. Letztere werden mit einem einfachen Verfahren berechnet, eine numerische Behandlung nach der FE-Methode, wie bei der zweidimensionalen Version, wurde hier nicht entwickelt. Wie auch bei der zweidimensionalen Version werden die Prozesse Interzeption, Verdunstung und Infiltration für jeden Abschnitt der horizontalen Diskretisierung vertikal modelliert, so daß räumliche Variabilitäten in den Eingangsdaten sich in den Simulationsergebnissen wiederfinden. Da die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte durch Oberflächen- und Zwischenabfluß deutlich geprägt werden kann, werden damit auch indirekt die räumlichen Muster der Infiltrations- und aktuellen Verdunstungsraten beeinflusst.

In Abbildung 3.4 werden schematisch die Struktur des dreidimensionalen Modells dargestellt und die modellierten Prozesse aufgelistet.

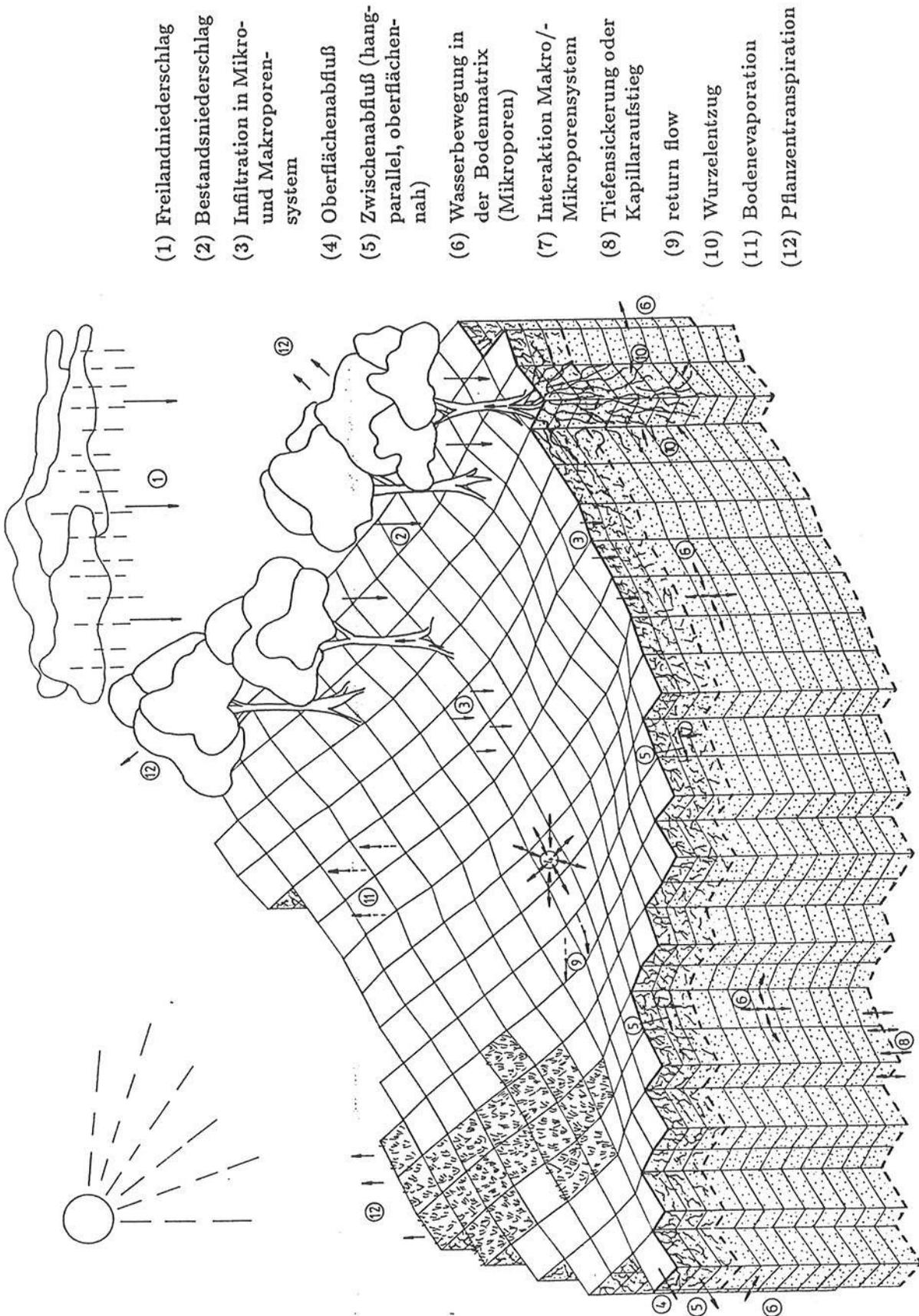


Abbildung 3.4: Struktur des Modells HILLFLOW-3D

### 3.1.5 Unterteilung des Bodens

Die in Abschnitt 2.1.4.1 beschriebene Veränderung der mittleren Bodenleitfähigkeiten über die Tiefe und die Konzentration der Grob- und Makroporen auf einen oberflächennahen Bereich wird im Modellsystem HILLFLOW (schematisch dargestellt in Abbildung 3.5) folgendermaßen abstrahiert:

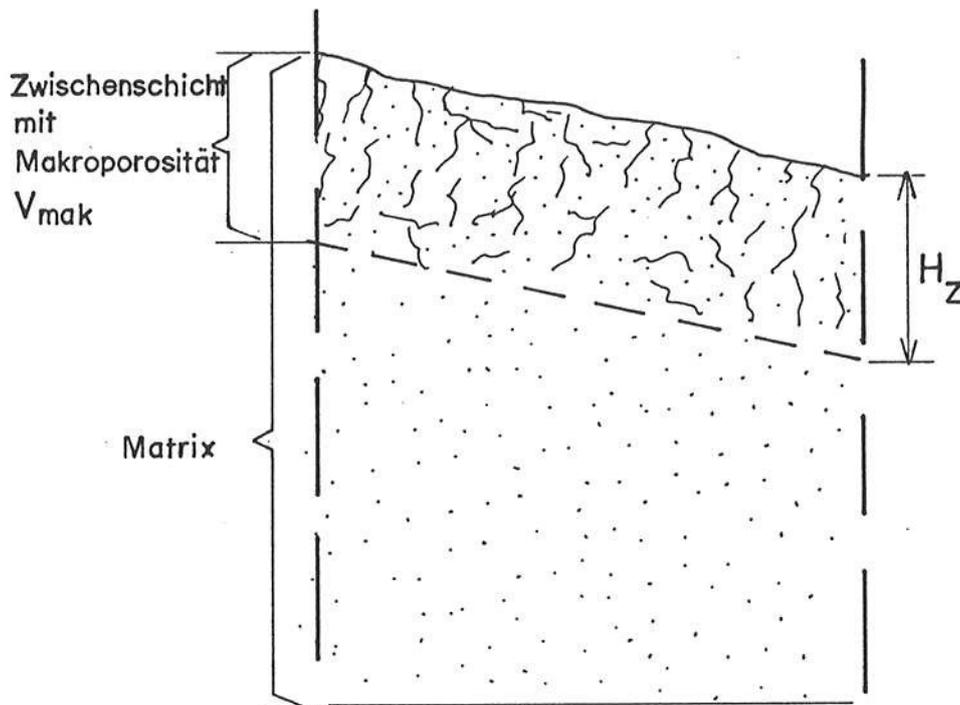


Abbildung 3.5: Unterteilung eines makroporösen Bodens im Modell

- Der Boden kann ein Makroporensystem beinhalten. Dieses System beschränkt sich auf eine Schicht nahe der Bodenoberfläche und verläuft parallel zur Bodenoberfläche. Diese Schicht wird von nun an als Zwischenschicht bezeichnet. Kennzeichnende Parameter des Makroporensystems sind die Schichtdicke  $H_Z$  und die effektive Makroporosität  $V_{mak}$ .  $H_Z$  kann bei Ermangelung detaillierter Informationen mit der Tiefe des Pflughorizonts oder der Wurzeltiefe angesetzt werden. Unter effektiver Makroporosität wird der Volumenanteil der hydraulisch aktiven Makroporen am Bodenvolumen verstanden.
- Die Makroporen werden innerhalb der Zwischenschicht als gleichverteilt angenommen.
- Der in Abschnitt 2.1.4.1 definierte Zwischenabfluß fließt hangparallel in der Zwischenschicht.

- Das Makroporensystem beeinflusst sowohl das Infiltrationsvermögen des Bodens als auch Auftreten und Ausmaß des Zwischenabflusses.
- Die Bodenmatrix erstreckt sich von der Bodenoberfläche bis zum Ende des Berechnungsraumes, also bis zum vom Modellbenutzer zu definierenden unteren Rand.
- Der Matrix können in jeder Diskretisierungseinheit spezifische Parameter zugewiesen werden. Die Diskretisierung wird im folgenden Abschnitt beschrieben, die Parameter zur Berechnung der Bodenwasserflüsse sind in Abschnitt 3.5 aufgeführt.
- Bodenmatrix und Makroporensystem stehen in der Zwischenschicht in direkter Interaktion.

### 3.1.6 Räumliche Diskretisierung

Die räumliche Diskretisierung erfolgt auf zwei Ebenen:

- Diskretisierung der Oberfläche und der Zwischenschicht
- Diskretisierung der Bodenmatrix

Da im eindimensionalen Fall keine Oberflächen- und Zwischenabflußberechnung erfolgen kann, ist die erste Diskretisierungsebene nur im 2-D- und 3-D-Fall durchzuführen.

Bei der 2-D-Modellversion werden dabei die Längen der Oberflächenunterteilung und die der (horizontalen) Matrixdiskretisierung unabhängig voneinander gehalten. Hierdurch wird eine größere Flexibilität bei der Wiedergabe der Topographie eines Hangs im Modell ermöglicht. Im Feld aufgenommene Polygondaten in variablen Abständen können ohne weitere Interpolationen oder Umformungen übernommen werden. Die Diskretisierungsabschnitte der Bodenmatrix müssen dagegen äquidistant sein, da die Berechnungsmethode der Matrixflüsse konstante Abstände erfordert (siehe Abschnitt 3.5.2).

Die vertikale Diskretisierung der Bodenmatrix erfolgt ebenfalls in konstanten Abständen. Diese werden normalerweise wesentlich kleiner als die horizontalen gewählt, da für eine befriedigende Genauigkeit zur Simulation der schnellen vertikalen Prozesse, also insbesondere der Infiltration, eine hohe räumliche Auflösung erforderlich ist. Abbildung 3.6 verdeutlicht das Prinzip der Diskretisierung im zweidimensionalen Fall.

Bei der 3-D-Version sind die Diskretisierungslängen von Oberfläche und Bodenmatrix (in der Horizontalen) identisch gewählt, was konstante Unterteilungen der Oberfläche bedingt. Dadurch wird eine zu komplizierte Berechnung von Oberflächen- und Zwischenabfluß sowie Probleme bei der Zuordnung Matrixelement  $\leftrightarrow$  Oberflächenabschnitt vermieden.

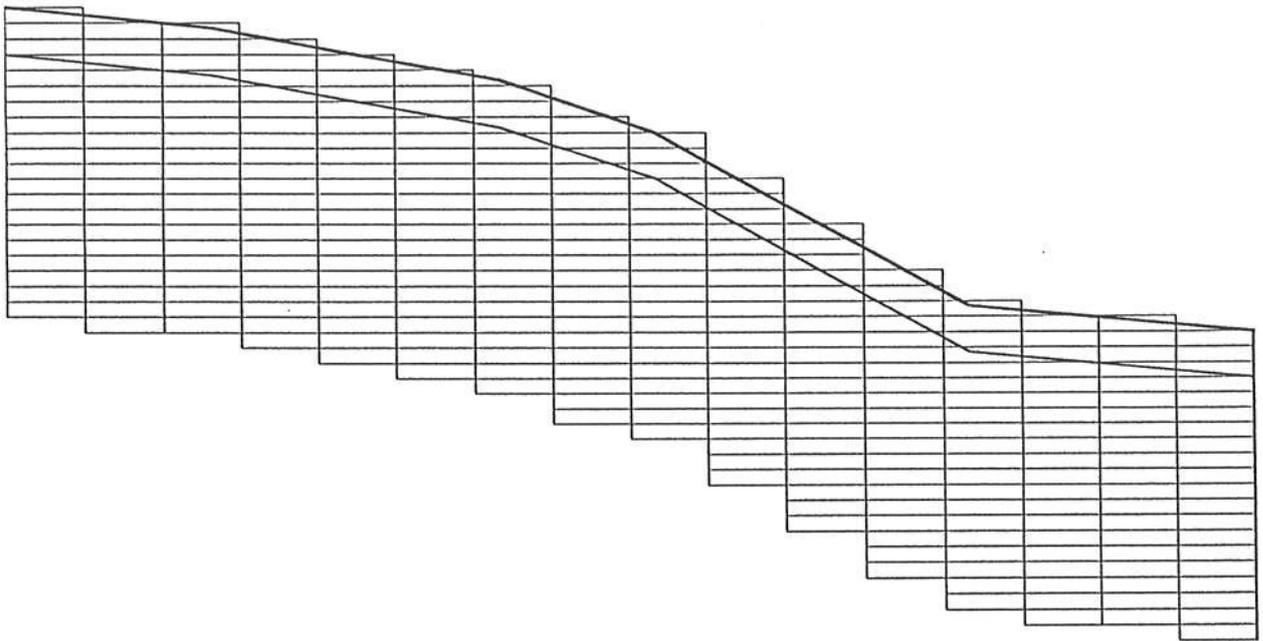


Abbildung 3.6: Prinzip der räumlichen Diskretisierung im 2-D-Fall

Die vertikale Diskretisierung der Bodenmatrix erfolgt analog zum zweidimensionalen Fall in konstanten Abständen, welche deutlich kleiner als die horizontalen gewählt werden sollten. Abb. 3.7 verdeutlicht das Prinzip der Diskretisierung im dreidimensionalen Fall.

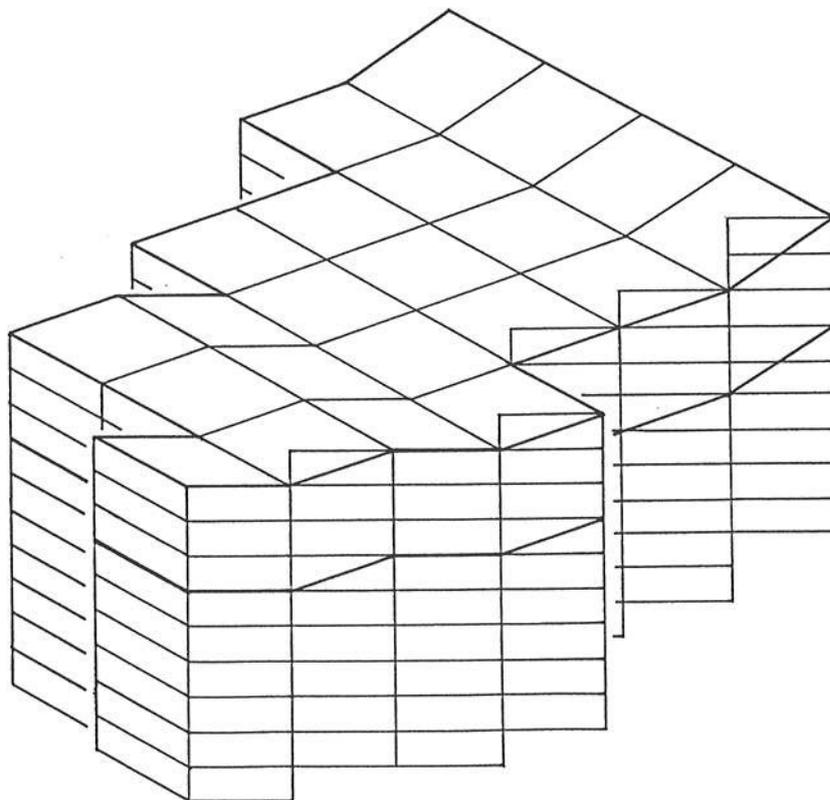


Abbildung 3.7: Prinzip der räumlichen Diskretisierung im 3-D-Fall

## 3.2 Interzeption

Wie in Abschnitt 2.2.2 erklärt, wird im Rahmen dieser Arbeit keine eigene Modellkomponente der Interzeption entwickelt. Stattdessen wurden verschiedene existierende physikalisch-hydrologische Modelle der Interzeption verglichen und auf ihre Anwendungsmöglichkeit für das Hangmodell überprüft. Es wurden zwei Optionen in das Modell eingebaut: ein detailliertes Modell zur Beschreibung der Teilprozesse der Interzeption und ein vereinfachter Ansatz. Grundsätzlich sind weitere Ansätze ohne Probleme in das Modell hinzufügar.

Als detaillierter Ansatz wurde das Rutter-Modell ausgewählt (siehe Abschnitt 2.1.1), welches u.a. im SHE-Modell (DHI, 1986) eingesetzt wird. Die Modellparameter (Blattflächenindex, Bodenbedeckungsgrad und pflanzenspezifische Speicher- und Drainageparameter) müssen aus der Literatur entnommen werden, z.B. aus RUTTER ET AL. (1975) und GASH & MORTON (1978) oder experimentell bestimmt werden. Der Vorteil des Rutter-Modells ist, daß es international weit verbreitet ist und somit für eine Reihe verschiedener Vegetationsbedingungen angewendet und parametrisiert wurde. Der Nachteil liegt — wie bei anderen detaillierten physikalischen Interzeptionsmodellen auch — in der hohen Anzahl der Modellparameter.

Sollten die notwendigen Modellparameter nicht zur Verfügung stehen, so ist die Möglichkeit gegeben, die Interzeption als einfache Speicherfüllung (durch Niederschlag) und -entleerung (durch die Verdunstung) zu betrachten. Ist der Speicher gefüllt, d.h. wird die maximale Speicherkapazität der Vegetationsdecke  $S_{veg}$  erreicht, so führt zusätzlicher Niederschlag zum Überlaufen des Speichers und trifft als Bestandsniederschlag auf die Bodenoberfläche. Entleerungsvorgänge des Interzeptionsspeichers durch Drainage der Blattflächen oder durch Stammabfluß bleiben unberücksichtigt. Nach einem Niederschlag entleert sich der Interzeptionsspeicher mit der potentiellen Verdunstungsrate.

Durch die zweite Modelloption ist die Möglichkeit gegeben, Literaturwerte des mittleren Interzeptionsspeichers etwa nach MITSCHERLICH (1971); HOYNINGEN-HUENE (1983); MANIAK (1992) und BRECHTEL (1990) ohne Kenntnis weiterer Pflanzenparameter zu verwenden.

Die Interzeptionsansätze und die benötigten Eingabedaten sind in Tabelle 3.1 zusammengestellt, die zugehörigen Gleichungen sind in Abschnitt 2.1.1 enthalten.

Lfd.-Nr.	Verfahren	benötigte Eingabedaten
1	Rutter et al. (1975)	$BFI$ $BBG$ $S_{veg}$ $D_{veg}$ $b$ [%] [%] [mm] [mm/min] [1]
2	Überlaufmodell	$S_{veg}$ , abhängig vom Vegetationsstadium [mm]

Tabelle 3.1: Optionen zur Interzeptionsmodellierung. Symbolerklärung in Abschn. 2.1.1

### 3.3 Verdunstung

#### 3.3.1 Modellkonzept

HILLFLOW unterscheidet die drei Verdunstungskomponenten Interzeptionsverdunstung, Bodenevaporation und Pflanzentranspiration. Die Pflanze bezieht das von ihr benötigte Wasser aus der Wurzelzone des Bodens.

Folgende Bilanzierung wird für jeden Zeitschritt durchgeführt (siehe auch Abbildung 3.8):

- Der Interzeptionsspeicher kann bis zu dem Maximalwert  $S_{veg}$  vom (Freiland)-Niederschlag  $N$  gefüllt werden. Der darüber hinaus auftretende Niederschlag erreicht als Bestandsniederschlag  $N_{net}$  die Bodenoberfläche. Bei Wahl des Rutter-Ansatzes zur Interzeptionsmodellierung (s.o.) erhöht sich der Bestandsniederschlag um die Drainagerate von der Vegetationsoberfläche  $Q_{INT_{ab}}$  (Gl. 2.7).
- Der Interzeptionsspeicher wird entleert durch die Interzeptionsverdunstung  $IV_{act}$  und (beim Rutter-Modell) durch den Abfluß von der Vegetationsoberfläche  $Q_{INT_{ab}}$ .
- Übertrifft die potentielle Verdunstungsrate die Interzeptionsverdunstung, evaporiert die Feuchte an der Bodenoberfläche bis zu einem Maximalwert (potentielle Evaporation des Bodens  $EV_{pot}$ ). Bei sehr trockener Bodenoberfläche ermittelt sich die aktuelle Bodenevaporation  $EV_{act}$  durch eine Abminderung der potentiellen Rate, bei genügender Feuchte erfolgt keine Abminderung.
- Übersteigt die potentielle Verdunstungsrate die Summe aus Interzeptionsverdunstung und aktueller Bodenevaporation, bildet die Differenz die potentielle Transpiration  $TR_{pot}$ . Die aktuelle Transpiration  $TR_{act}$  errechnet sich als Summe der auf die einzelnen Diskretisierungsabschnitte der Wurzelzone aufgeteilten potentiellen Transpirationsrate  $TR_{pot,j}$ , welche ab einer bestimmten Trockenheit des Bodenabschnittes  $j$  um den Faktor  $f_j$  reduziert werden.

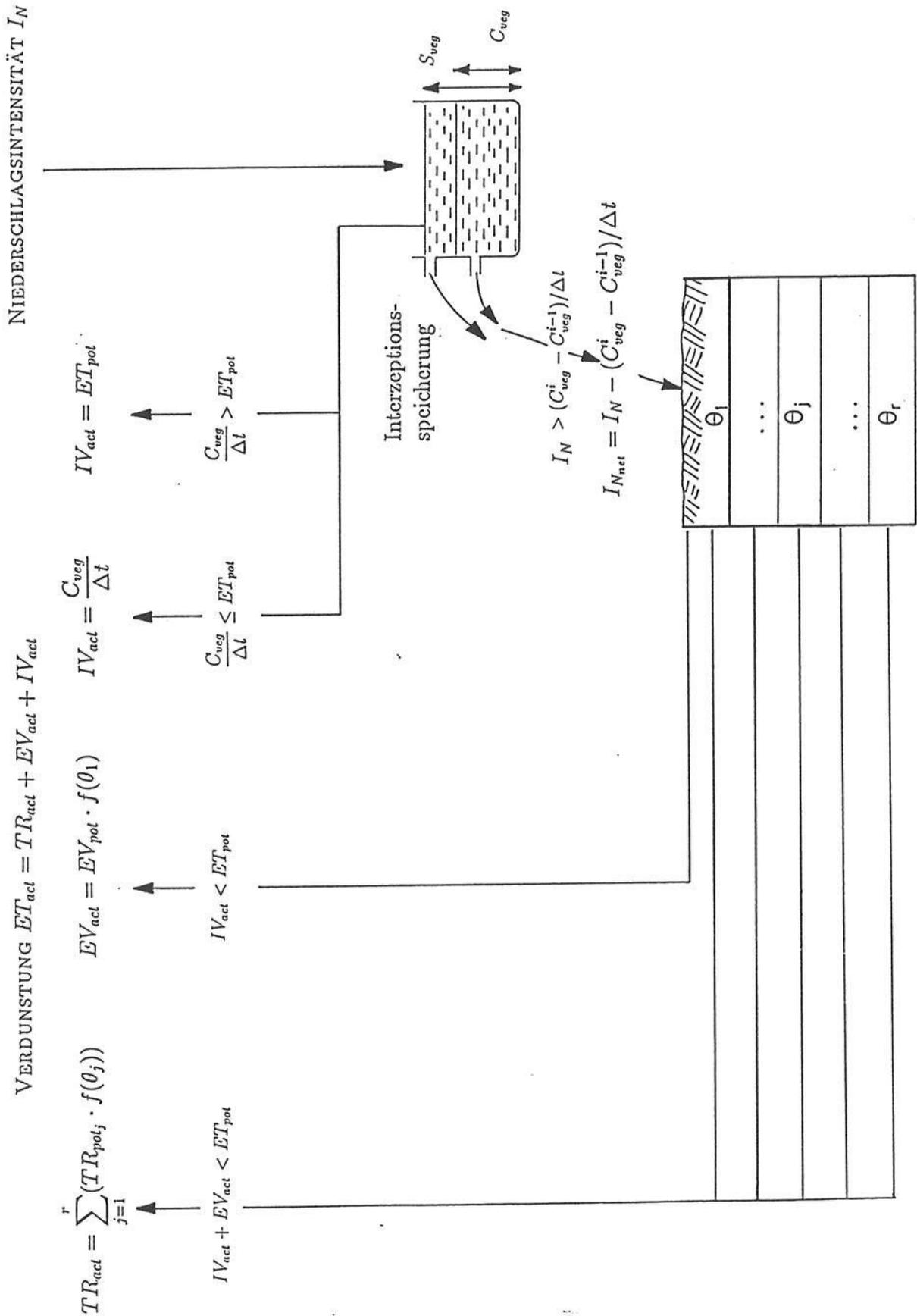


Abbildung 3.8: Schema der Verdunstungsmodellierung; Erläuterung der verwendeten Symbole im Text. (Der Index  $i$  bezieht sich auf den Zeitschritt, der Index  $j$  auf die vertikale Diskretisierung der Bodenmatrix)

- Die Reduktionsfaktoren  $f_j(\theta_j)$  werden in einem ersten Schritt nach dem Ansatz von FEDDES ET AL. (1978) (s. Abschnitt 2.1.2.4) berechnet. Falls demzufolge in einem Diskretisierungsabschnitt die anteilige Transpirationsrate abgemindert werden soll, wird in einem zweiten Schritt überprüft, ob in einem anderen Abschnitt der Wurzelzone genügend Bodenfeuchte vorhanden ist, um den geforderten Wasserentzug zu befriedigen. Ist dies der Fall, werden die Reduktionsfaktoren aller Abschnitte entsprechend korrigiert und somit der Wasserentzug der Pflanzen in die feuchteren Abschnitte der Wurzelzone gelenkt.

Die Aufteilung der einzelnen Komponenten entspricht dem Standard der Verdunstungsmodellierung. Eine wichtige Ergänzung dazu stellt allerdings die mögliche Umverteilung des Wurzelentzuges bei Trockenheit dar (s.o.). Dadurch werden zu geringe Raten der aktuellen Transpiration bei nur teilausgetrockneten Wurzelzonen vermieden. Die implementierten Berechnungsansätze der potentiellen Evapotranspiration und der potentiellen Bodenevaporation sind im nächsten Abschnitt zusammengestellt.

### 3.3.2 Implementierte Modellansätze

Um eine möglichst große Flexibilität des Modells beizubehalten, wurden in HILLFLOW verschiedene Ansätze zur Berechnung der potentiellen Evapotranspirationsrate  $ET_{pot}$  und der potentiellen Evaporationsrate  $EV_{pot}$  mit unterschiedlichen Ansprüchen an die Datenverfügbarkeit eingebaut. Damit ist es möglich, den Verdunstungsansatz nach der jeweils vorhandenen Datenlage auszuwählen. Neben den Berechnungsansätzen der Verdunstungsraten ist auch die Möglichkeit der direkten Eingabe von  $ET_{pot}$  oder der aktuellen Evapotranspiration  $ET_{act}$  gegeben, um beispielsweise Simulationen mit künstlich generierten potentiellen Raten oder mit im Feld gemessenen aktuellen Raten zu ermöglichen.

Die implementierten Verdunstungsansätze und die benötigten Eingabedaten sind in Tabelle 3.2 zusammengestellt, die zugehörigen Berechnungsformeln sind in den Abschnitten 2.1.2.1 und 2.1.2.3 enthalten.

Die zur Anwendung der Penman-Monteith Formel (Gl. 2.13) notwendige Berechnung des aerodynamischen Widerstandes  $r_a$  erfolgt nach dem Ansatz von FEDDES ET AL. (1978). Der Oberflächen- oder Pflanzenwiderstand  $r_s$  wird als Funktion der potentiellen Verdunstung ermittelt, wobei ein Minimalwert von  $r_{s_{min}} = 30$  s/m, ein Maximalwert von  $r_{s_{max}} = 100$  s/m und eine exponentielle Übergangsfunktion gewählt wurde. Diese Art der Bestimmung des Pflanzenwiderstandes entspricht der im Modell SWATRE (FEDDES ET AL., 1978) angewendeten Praxis. Die genannten Grenzwerte erwiesen sich während der Modellanwendung auf Standorte im Weiherbachgebiet als die plausibelsten und stimmen gut mit dem von KABAT (1989) empfohlenen Wertebereich überein.

Lfd.-Nr.	Verfahren	benötigte Eingabedaten	Modelloutput
1	Penman-Monteith (1965)	$R_n$ $\vartheta$ $\varphi$ $\vec{u}_{2m}$ $h_{pl}$ [W/m <sup>2</sup> ]    [°C]    [%]    [m/s]    [cm]	$ET_{pot}$
2	Makkink (1957)	$R_g$ $\vartheta$ $\varphi$ $f_M$ [W/m <sup>2</sup> ]    [°C]    [%]    [1]	$ET_{pot}$
3	Haude (1958)	$\vartheta_{14}$ $\varphi_{14}$ $f_H$ [°C]    [%]    [1]	$ET_{pot}$
4	Vorgabe $ET_{pot}$	$ET_{pot}$ für beliebiges Zeitintervall [mm]	$ET_{pot}$
5	Vorgabe $ET_{act}$	$ET_{act}$ für beliebiges Zeitintervall [mm]	$ET_{act}$
6	Belmans et al. (1983)b	$BFI$ [%]	$EV_{pot}$
7	Ritchie (1972)	$R_n$ $\vartheta$ $BFI$ [W/m <sup>2</sup> ]    [°C]    [%]	$EV_{pot}$
8	Black et al. (1969)	Anzahl d. Trockentage (modellintern)	$EV_{act}$

Tabelle 3.2: Optionen zur Verdunstungsmodellierung. Symbolerklärung im Text

Der Wasserentzug der Pflanzen in der Wurzelzone  $\Delta z_r$  erfolgt — bei ausreichender Feuchte in dem jeweiligen Abschnitt der Bodentiefe — entsprechend der vertikalen Verteilung der Wurzelmassen, welche durch drei Ansätze angenähert werden kann:

- gleichförmige Verteilung (nach FEDDES ET AL., 1978)
- Dreiecksverteilung (nach PRASAD, 1988)
- Trapezverteilung (nach HOFFMAN & VAN GENUCHTEN, 1983)

Die Berechnung der aktuellen Transpiration erfolgt nach der geschilderten Vorgehensweise:

- Reduktionsfaktoren  $f_j(\theta_j)$  für jeden Abschnitt der Wurzelzone nach dem Ansatz von FEDDES ET AL. (1978).
- Umverteilung des Wurzelentzuges bei ungleicher Bodenfeuchteverteilung.

### 3.4 Infiltration

Das im folgenden vorgestellte Teilmodell der Infiltration basiert auf der Annahme eines dualen Porensystems in den oberen Bodenschichten und beinhaltet die Bestimmung der potentiellen und aktuellen Infiltrationsraten in die Bodenoberfläche, und zwar sowohl in das Mikro- als auch in das Makroporensystem. Die gesamte Infiltration in die Bodenoberfläche  $I$  wird aufgeteilt in die aktuellen Raten der Infiltration in die Bodenmatrix (oder Mikroporensystem)  $I_{mikact}$  und der Infiltration in das Makroporensystem  $I_{makact}$ .

$$I = I_{mikact} + I_{makact} \quad (3.1)$$

In Abbildung 3.9 ist das Schema des Infiltrationsteilmodells dargestellt. Um die Klarheit der Darstellung zu erhöhen, sind die beiden Porensysteme — entgegen den tatsächlichen Bodeneigenschaften — räumlich getrennt gezeichnet, und die Unterscheidung zwischen potentiellen und aktuellen Raten wurde nicht aufgeführt.

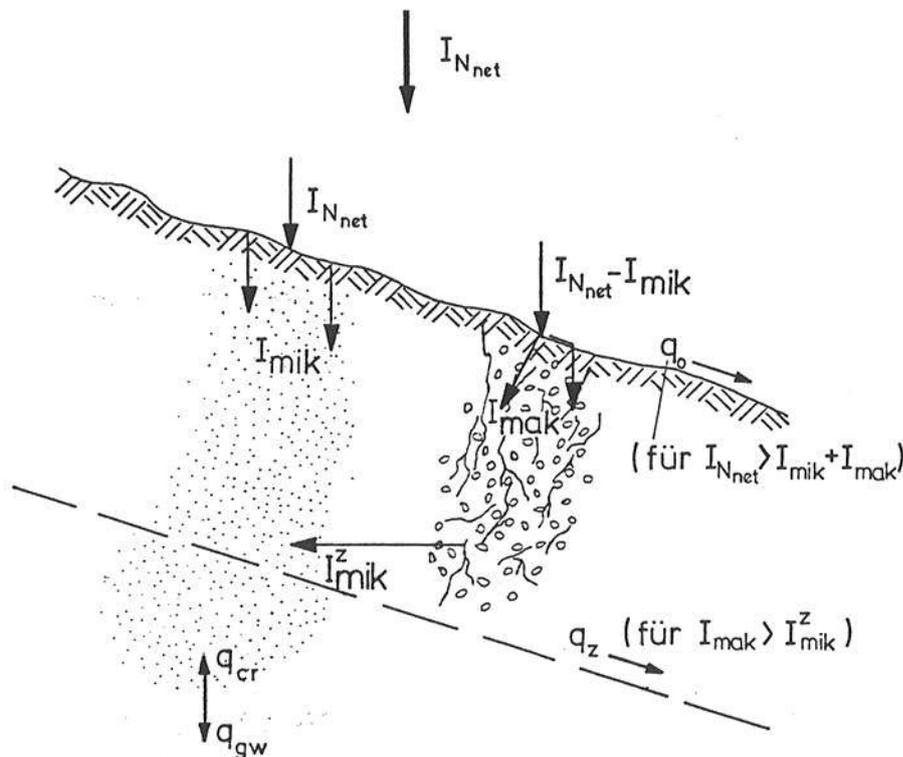


Abbildung 3.9: Schema der Infiltrationsmodellierung (Erklärung der Symbole im Text)

Das Wasser im Makroporensystem und die Matrixfeuchte stehen in Interaktion, d.h. das Makroporenwasser kann im Bereich der Zwischenschicht ebenfalls in die Bodenmatrix eintreten, die Eintrittsrate  $I_{mik}^z$  wird von der aktuellen Matrixfeuchte kontrolliert, siehe dazu Abschnitt 3.7.1. Oberflächenabfluss tritt auf, wenn das verfügbare Oberflächenwasser pro Zeitschritt die aktuelle Gesamtinfiltrationsrate übersteigt.

### 3.4.1 Mikroporeninfiltration

Die potentielle Infiltration in das Mikroporensystem richtet sich sowohl nach der maximalen Infiltrationsrate der oberen Bodenschicht als auch nach dem freien Mikroporenvolumen (= aktuelles Sättigungsdefizit) der oberen Bodenschicht. Wird die erste Bedingung erschöpft, sprechen wir von Infiltrationsüberschuß, bei der zweiten von Sättigungsüberschuß.

Die potentielle Infiltrationsrate in die Mikroporen  $I_{mikpot}$  wird nach dem Ansatz von FEDDES ET AL. (1978) ermittelt:

$$I_{mikpot} = k(\theta_1) \cdot \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \quad (3.2)$$

Die aktuelle Bodenleitfähigkeit der oberen Bodenschicht  $k(\theta_1)$  wird nach VAUCLIN ET AL. (1979) als geometrisches Mittel der hydraulischen Leitfähigkeiten am unteren Rand der oberen Bodenschicht  $k(\psi_1)$  und in Schichtmitte  $k(\psi_{\frac{1}{2}})$  bestimmt:

$$k(\theta_1) = \sqrt{k(\psi_{\frac{1}{2}}) \cdot k(\psi_1)} \quad (3.3)$$

Die Potentialdifferenz  $\partial \psi$  läßt sich folgendermaßen ermitteln:

$$\partial \psi = \psi_{\frac{1}{2}} - \psi_1 \quad (3.4)$$

Der zugehörige Abstand in z-Richtung beträgt

$$\partial z = \frac{\Delta z}{2} \quad (3.5)$$

Die Werte der ungesättigten Leitfähigkeit  $k(\psi_1)$  und der zugehörigen Saugspannung  $\psi_1$  wird dabei über den Ansatz von VAN GENUCHTEN (1980) zur Parametrisierung der  $pF$ - und  $k_u$ -Kurven ermittelt.

Um die zugehörige aktuelle Infiltrationsrate  $I_{mikact}$  zu erhalten, muß noch ein Vergleich mit dem an der Bodenoberfläche maximal verfügbarem Wasser  $I_{max}$  durchgeführt werden:

$$I_{mikact} = \min(I_{mikpot}, I_{max}) \quad (3.6)$$

wobei

$$I_{max} = h_0 / \Delta t + I_{N_{net}} \quad (3.7)$$

mit  $h_0$  = Wasserspiegelhöhe auf der Bodenoberfläche

$I_{N_{net}}$  = Intensität des Bestandsniederschlags nach Gl. 2.9.

### 3.4.2 Makroporeninfiltration

Die Frage, in welchem Umfang Niederschlagswasser von der Bodenoberfläche in das Makroporensystem infiltrieren kann, hängt von dem verfügbaren (also „leeren“) Makroporenvolumen des Bodens ab. In dem hier beschriebenen Modell werden die Annahmen zugrunde gelegt, daß

- das Makroporensystem erst zur gesamten Infiltrationsrate  $I$  beiträgt, wenn die potentielle Infiltration in die Mikroporen von dem zur Verfügung stehenden Oberflächenwasser überschritten wird. Mit anderen Worten, das Makroporensystem „springt erst dann an“, wenn das Mikroporensystem „überlastet“ ist.
- das Makroporensystem bis zu seiner Völlfüllung „unbegrenzt“ (also ohne zeitliche Verzögerung) Wasser aufnehmen kann. Der hydraulische Fließvorgang im Makroporensystem bleibt in diesem Zusammenhang also unberücksichtigt. Diese Vereinfachung wird getroffen, da diese Infiltrationskomponente im Vergleich zur Mikroporeninfiltration ein sehr schneller Prozeß ist.
- das Makroporensystem sich im wesentlichen auf die Zwischenschicht  $H_Z$ , wie in Abb. 3.5 definiert, erstreckt. Also werden auch nur in dieser Schicht entsprechende Effekte modelliert.

Die potentielle Infiltrationsrate in das Makroporensystem  $I_{makpot}$  läßt sich somit folgendermaßen berechnen:

$$I_{makpot} = \frac{V_{makleer} \cdot H_Z}{\Delta t} \quad (3.8)$$

wobei:

$$V_{makleer} = V_{mak} \cdot (H_Z - h_Z) / H_Z$$

mit  $V_{makleer}$  = freier (=leerer) Makroporenraum (ausgedrückt in Vol.%)  
 $h_Z$  = Wassergehalt im Makroporensystem  
 (= „Fließtiefe“ in der Zwischenschicht).

Die aktuelle Infiltrationsrate in das Makroporensystem  $I_{makact}$  läßt sich dann über folgende Bilanzierung ermitteln:

$$I_{makact} = \begin{cases} \frac{V_{makleer} \cdot H_Z}{\Delta t} & \text{für } I_{max} - I_{mikact} > \frac{V_{makleer} \cdot H_Z}{\Delta t} \\ I_{max} - I_{mikact} & \text{für } 0 < I_{max} - I_{mikact} < \frac{V_{makleer} \cdot H_Z}{\Delta t} \\ 0 & \text{für } I_{max} - I_{mikact} = 0 \end{cases} \quad (3.9)$$

### 3.5 Wasserbewegung in der Bodenmatrix

Für die Simulation der Wasserbewegung in der Bodenmatrix wird davon ausgegangen, daß für die Beschreibung der Fließvorgänge das Potentialkonzept angewendet werden kann und daß eine Betrachtung des mikroporösen Mediums als Ganzes erfolgt. Dieser „makroskopische“ Ansatz führt zu dem von RICHARDS (1931) aufgestellten Zusammenhang zwischen der (mittleren) Filtergeschwindigkeit und dem Saugspannungsgradienten (Gl. 2.27).

Die Fließvorgänge im Makroporensystem, die nach der in Abschnitt 2.1.4.1 gegebenen Definition nicht dem Potentialkonzept unterliegen, werden vom Mikroporensystem getrennt modelliert: Bei der Infiltrationsberechnung wird der Effekt der Makroporen berücksichtigt (Abschnitt 3.4.2) und eine mögliche laterale Bewegung des Wassers im makroporösen Medium durch die Zwischenabflußmodellierung erfaßt.

Die Kopplung der beiden Porensysteme erfolgt über die Bodenwasserspannung, welche im Mikroporensystem eine Funktion des aktuellen Wassergehaltes ist und in den Makroporen als Atmosphärendruck angenommen wird. Durch diese Differenz der Bodenwasserspannungen kann ein Fluß vom Makro- in das Mikroporensystem erzeugt werden (Abschnitt 3.7.1).

Wie in Abschnitt 2.1.4.2 dargelegt sind einerseits analytische Lösungen der Richards-Gleichung nur für bestimmte Ausnahmbedingungen vorhanden, andererseits bereiten numerische Lösungsverfahren prinzipielle und rechentechnische Schwierigkeiten. Das hat bisher verhindert, daß das Gesetz von Richards in zwei- oder gar dreidimensionalen operationellen bodenhydrologischen Modellen Eingang gefunden hat. Daher wurde in dieser Arbeit versucht, eine Methode zu entwickeln, welche die numerischen Probleme umgehen kann und es trotzdem erlaubt, das Gesetz von Richards anzuwenden.

#### 3.5.1 Anwendung der Fuzzy Logik zur Beschreibung der Bodenwasserbewegung

Um die oben genannten Schwierigkeiten umgehen zu können, wurde ein auf Fuzzy-Regeln basierendes Modell zur Berechnung der Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenmatrix entwickelt. *Fuzzy Logic* oder *unscharfe Logik* wurde 1962 von L.A. Zadeh definiert und hat im letzten Jahrzehnt einen rasanten Einzug insbesondere in die Regelungstechnik und Unternehmungsforschung gefunden (KLEEBLATT, 1992). Eine Anwendung auf Systeme in den Natur- oder Ingenieurwissenschaften ist dagegen weitgehend neu.

In der Hydrologie wurde ein auf Fuzzy-Regeln basierendes Modell erstmals von BÁRDOSSY & DISSE (1993) zur Beschreibung des Infiltrationsvorganges vorgestellt. Prinzipiell bie-

ten sich Simulationen nach der unscharfen Logik für alle hydrologischen Prozesse an, wie das beispielsweise von MERZ (1992) für Oberflächenabfluß gezeigt wurde. Die größten Vorteile sind allerdings bei stark nichtlinearen Prozessen zu erwarten, in der Bodenphysik also vor allem bei der ungesättigte Sickerungsbewegung nach dem Richards Gesetz.

Im folgenden sollen — in Anlehnung an MERZ (1992) — einige Grundbegriffe kurz erklärt werden. Für eine ausführliche Darstellung der Grundlagen der unscharfen Logik und der unscharfen Mengenlehre sei auf DUBOIS & PRADE (1980), ZIMMERMANN (1985) und auf MAYER ET AL. (1993) verwiesen.

Ein *fuzzy set* oder die *unscharfe Menge* ist eine Menge mit unscharfen Grenzen, etwa die Menge der Tage mit schönem Wetter oder die Menge der sehr feuchten Bodenzustände. Ein solche Menge ist dadurch gekennzeichnet, daß jedem Objekt  $x$  der Menge ein Zugehörigkeitsgrad zugewiesen werden kann.

Dieser wird durch eine *Zugehörigkeitsfunktion* oder *membership function*  $g(x)$  beschrieben, wobei gilt:

$$0 \leq g(x) \leq 1 \quad (3.10)$$

Eine unscharfe Menge wird als *unscharfe Zahl* (*fuzzy number*)  $A$  bezeichnet, wenn die sogenannte Konvexitätsannahme erfüllt ist, d.h. wenn mindestens ein  $x$  existiert, für das gilt:

$$g_A(x) = 1 \quad (3.11)$$

und falls für alle  $a > c > b$  gilt:

$$g_A(c) \geq \min(g_A(a), g_A(b)). \quad (3.12)$$

Der *support* einer Fuzzy-Zahl  $\text{supp}(A)$  ist der Bereich aller  $x$  für die gilt  $g_A(x) > 0$ :

$$\text{supp}(A) = \{x; g_A(x) > 0\} \quad (3.13)$$

Die *Defuzzifizierung* einer Fuzzy-Zahl erfolgt üblicherweise, um das Rechnen mit Fuzzy-Mengen zu erleichtern, und besteht in der Zuweisung einer reellen Zahl zur fuzzy number, beispielsweise der Berechnung des Flächenschwerpunktes einer Fuzzy-Zahl.

Oft genügt es, für Fuzzy-Zahlen die Form eines Dreiecks zu wählen, womit sie durch lediglich drei Werte ( $\alpha^{\min}, \alpha^1, \alpha^{\max}$ ) beschrieben wird, zwischen denen linear interpoliert wird. Abbildung 3.10 zeigt eine Fuzzy-Zahl, ihren support und den Flächenschwerpunkt.

Eine *Fuzzy Regel*  $A_k \rightarrow B$  besteht aus  $K$  Voraussetzungen  $A_k; k = 1, \dots, K$  und einer Konsequenz  $B$ :

$$(A_k; k = 1, \dots, K) \rightarrow B. \quad (3.14)$$

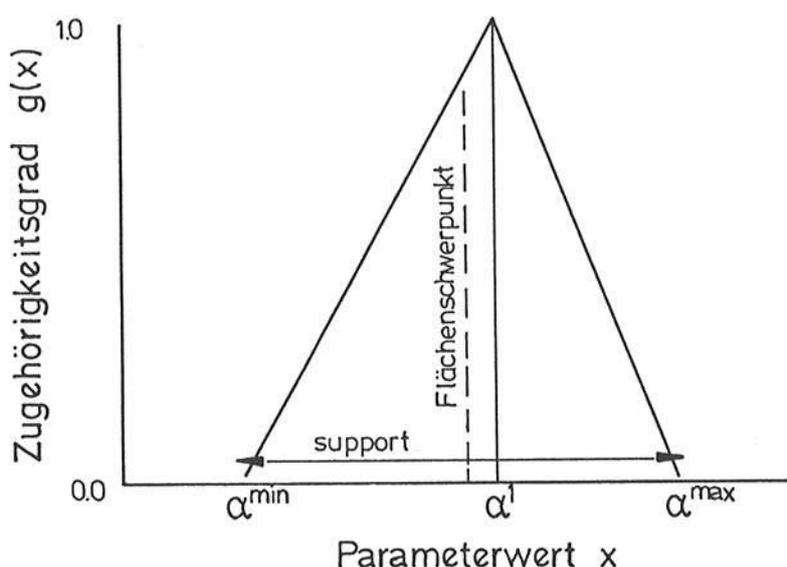


Abbildung 3.10: Dreiecks-Fuzzy-Zahl mit support und Flächenschwerpunkt

Ein *Fuzzy Regelsatz*  $A_{i,k}$  ist eine Kombination von  $I$  Regeln:

$$(A_{i,k}; i = 1, \dots, I; k = 1, \dots, K) \longrightarrow B_i, \quad (3.15)$$

die zusammen den ganzen interessierenden Bereich der beschriebenen Variable abdecken. Die supports der einzelnen Regeln können sich dabei überlappen.

Für jede Konstellation der Eingangsparameter  $(x_1, \dots, x_k)$  kann der *Erfüllungsgrad* (*degree of fulfillment*)  $\nu_i$  einer Regel  $i$  als Produkt der Zugehörigkeitsgrade der Voraussetzungen  $g_{A_{i,k}}$  definiert werden:

$$\nu_i = \prod_{k=1}^K g_{A_{i,k}}(x_k) \quad (3.16)$$

Die defuzzifizierten Regelantworten werden bestimmt, indem von der Konsequenz  $B_i$  der *gewichtete Flächenschwerpunkt* (*weighted center of gravity*)  $C(B_i)$  bestimmt wird.

Die Antwort aller zutreffenden Regeln  $R$  (d.h. aller Regeln mit einem Erfüllungsgrad  $\nu_i > 0$ ) kann als direkte Kombination der einzelnen defuzzifizierten Konsequenzen definiert werden:

$$R(x_1, \dots, x_K) = \frac{\sum_{i=1}^I \nu_i C(B_i)}{\sum_{i=1}^I \nu_i} \quad (3.17)$$

Im vorliegenden Fall der Feuchtemodellierung besteht eine Fuzzy Regel aus zwei Voraussetzungen  $A_1$  und  $A_2$  und einer Konsequenz  $B$ , wobei Voraussetzungen und Konsequenzen als Dreiecks-Zahlen definiert werden.  $A_1$  und  $A_2$  stehen für die relativen Bodenfeuchten benachbarter Matrixelemente, die Konsequenz  $B$  für den resultierenden Flux zwischen den Elementen.

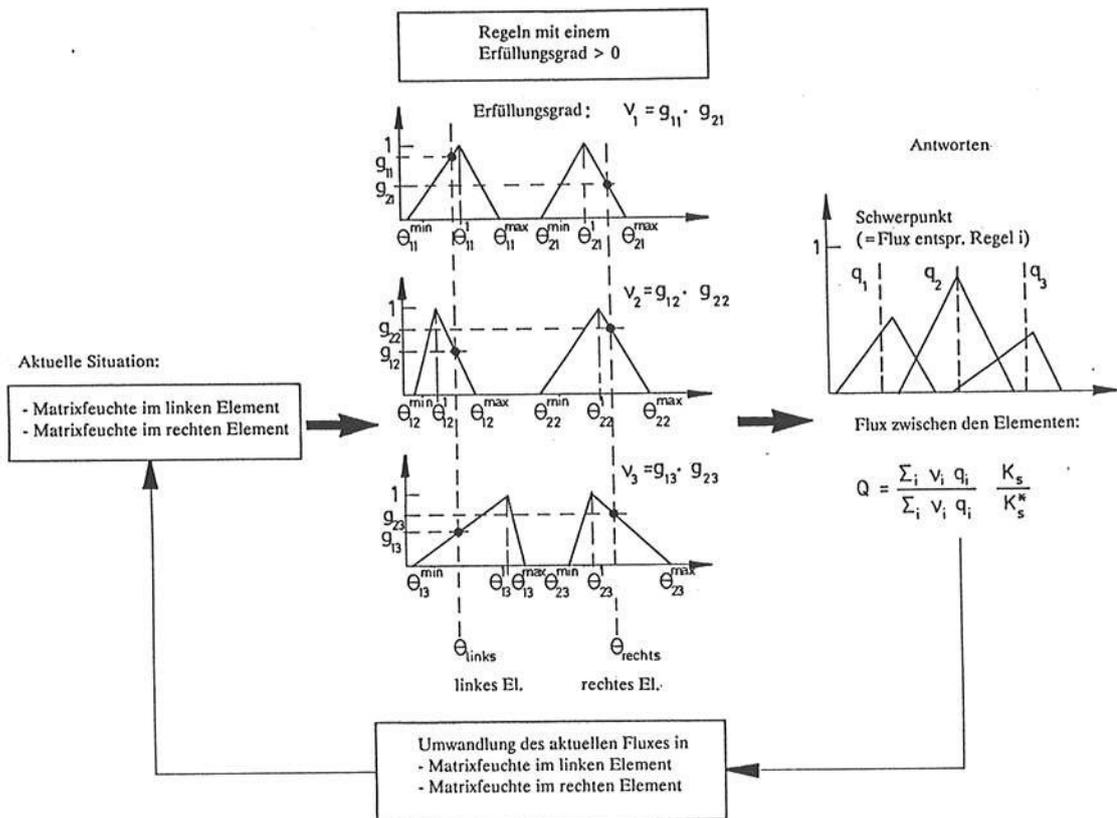


Abbildung 3.11: Ablaufschema beim Fuzzy-Modell zur Matrixfeuchtemodellierung

Abb. 3.11 zeigt schematisch, wie der Fluß zwischen zwei Matrixelementen innerhalb eines Rechenzeitschrittes berechnet wird. Beispielhaft wird die horizontale Fluxberechnung zweier benachbarter Bodenelemente dargestellt. Beim Anwenden der Regeln werden alle Regeln eines Regelsatzes daraufhin untersucht, ob sie zumindest teilweise zutreffen. Falls dies der Fall ist, d.h. falls

$$g_{A_{i,1}}((\theta/\theta_s)_{links}) > 0$$

und

$$g_{A_{i,2}}((\theta/\theta_s)_{rechts}) > 0$$

- mit  $A_{i,1}$  = Voraussetzung 1 der Regel  $i$
- $A_{i,2}$  = Voraussetzung 2 der Regel  $i$
- $g_{A_{i,1}}((\theta/\theta_s)_{links})$  = Zugehörigkeitsgrad der Feuchte im linken Element zu  $A_{i,1}$
- $g_{A_{i,2}}((\theta/\theta_s)_{rechts})$  = Zugehörigkeitsgrad der Feuchte im rechten Element zu  $A_{i,2}$

wird der Flux zwischen den zwei Elementen berechnet. Dazu wird zuerst für jede auf die Feuchtekombination  $\theta_{links}, \theta_{rechts}$  zutreffende Regel  $A_{i,1}, A_{i,2} \rightarrow B_i$  der Erfüllungsgrad  $\nu_i$  nach Gl. 3.16 berechnet und die defuzzifizierte Regelantwort  $q_i$  gespeichert. Der Flux zwischen den Elementen ergibt sich als gewichtete Summe aller zutreffenden Regeln. Die allgemeine Gl. 3.17 hat für diesen Fall der Feuchtemodellierung folgendes Aussehen:

$$Q(\theta_{links}, \theta_{rechts}) = \frac{\sum_{i=1}^I \nu_i q_i}{\sum_{i=1}^I \nu_i} \cdot \frac{k_s}{k_s^*} \quad (3.18)$$

Der Parameter  $k_s^*$  ist der Referenzwert der gesättigten Leitfähigkeit, mit der die Trainingsmenge erstellt wurde.

Diese Berechnung wird für alle Elemente in vertikaler und horizontaler Richtung durchgeführt, woraus anschließend für jedes Element die neue Feuchte berechnet wird:

$$\begin{aligned} \theta_{links}(t + \Delta t) &= \theta_{links}(t) - Q(\theta_{links}, \theta_{rechts}) \\ \theta_{rechts}(t + \Delta t) &= \theta_{rechts}(t) + Q(\theta_{links}, \theta_{rechts}) \end{aligned} \quad (3.19)$$

Nach Gl. 3.18 sind für die Berechnung der Flüsse neben den Regeln nur noch der Modellparameter  $k_s$  und, da mit relativen Feuchtegehalten gerechnet wird, für die Bestimmung der absoluten Feuchtegehalte der Modellparameter  $\theta_s$  erforderlich. Die Voraussetzungen der Regeln werden durch Dreieckszahlen  $(\theta_{ik}^{min}, \theta_{ik}^1, \theta_{ik}^{max})$  beschrieben, als Regelantwort genügt der defuzzifizierte Wert  $q_i$ , siehe auch Abb. 3.11.

Der Einfluß der schwierig zu erhebenden Funktionen  $k(\theta)$  (ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit) und  $\psi(\theta)$  (Wasserspannungskurve), welche bei der direkten Anwendung der Richardsgleichung (analytisch oder numerisch) noch parametrisiert werden müssen, ist in den Antworten des jeweiligen Regelsatzes direkt enthalten. Somit ist die Anzahl der Modellparameter (für die numerische Lösung mit der üblichen Parametrisierung nach VAN GENUCHTEN (1980): 5; für den Fuzzy Ansatz: 2) um 60% reduziert worden.

Der Flux zwischen zwei Elementen ist neben den erwähnten Bodenparametern abhängig von der zeitlichen und räumlichen Diskretisierung. Da letztere Abhängigkeiten stark nichtlinear sind, gelten die Regeln nur für die bei der Regelerstellung verwendeten Diskretisierungseinheiten. Das heißt, daß für jede gewünschte räumliche und zeitliche Diskretisierungseinheit der Bodenmatrix auch ein zugehöriger Regelsatz zur Verfügung stehen muß. Umgekehrt können nur die Diskretisierungsschritte gewählt werden, für die Regelsätze erstellt wurden. Diese Einschränkung reduziert die Flexibilität der fuzzy Bodenfeuchteberechnung. Auch eine Kombination verschiedener räumlicher Diskretisierungsabstände ist nur mit recht hohem Aufwand durchführbar, Kombinationen verschiedener zeitlicher Abstände sind aber problemlos.

Diese beiden Einschränkungen sind neben der bei der Fuzzy Logik immer etwas geringeren Genauigkeit die einzigen Nachteile gegenüber der numerischen Berechnung. In der Praxis zeigt sich allerdings, daß der Verlust an Genauigkeit irrelevant ist, da die Unsicherheiten bei der Parameterschätzung und deren Variabilitäten wesentlich schwerer wiegen. Auch kann durch eine sinnvolle Wahl der Zeitschrittlängen und einer adäquaten Zeitschrittsteuerung (siehe Abschnitt 3.1.1) die zeitliche Flexibilität gewährleistet werden. Schließlich kann der Übergang zwischen verschiedenen räumlichen Diskretisierungseinheiten oder gar zwischen verschiedenen Raumskalen wiederum durch Anwendung der Fuzzy Logik erreicht werden, was von PLATE ET AL. (1993) schon exemplarisch gezeigt wurde.

Die Vorteile der Berechnung der Feuchteflüsse mithilfe von Fuzzy Regeln lassen sich in zwei Bereiche unterteilen:

1. Einerseits stellt die in Gl. 3.19 vorgestellte Feuchtebilanzierung der Flüsse zwischen benachbarten Bodenelementen eine wesentlich robustere Berechnungsmethode als die numerische Lösung der Richards-Gleichung dar. Die Robustheit beruht in erster Linie auf der direkten Ermittlung der Feuchteflüsse zwischen den Bodenelementen als Funktion der Bodenfeuchte.

Dies steht im Gegensatz zur numerischen Lösung der Richards-Gleichung, wo das Potentialfeld in jedem Zeitschritt neu berechnet wird und daraus im Nachlauf die Feuchteflüsse abgeleitet werden. Da für manche Feuchtezustände geringe Änderungen des Bodenwassergehaltes sehr große Änderungen des Potentialunterschiedes und der Leitfähigkeit bewirken können, bilden diese Situationen ein grundsätzliches Problem bei der numerischen Lösung. Um das Lösungsverfahren stabil zu halten, muß dann der Zeitschritt extrem kurz angesetzt werden. So berichtet MONTENEGRO (persönliche Mitteilung 1993) von der Notwendigkeit, die Zeitschrittlängen bis auf 1/100 s zu reduzieren, um für den Fall eines Niederschlags auf sehr trockenem Lößboden die numerische Lösung stabil zu halten. Solche hydrologische Situationen sind aber nicht ungewöhnlich, etwa bei Starkniederschlägen nach längeren Trockenperioden (Sommergewitter!).

Bei der hier vorgestellten Berechnungsmethode wird die Größe der jeweiligen Flüsse von dem Regelsatz abgeleitet, welcher auch die Werte für die kritischen Feuchtezustände beinhaltet. Das Potentialfeld bzw. die Bodenwasserspannung wird nur für die (einmalige) Regelerstellung benötigt (s.u.), wobei hier bei Bedarf sehr kurze Zeitschritte gewählt werden können.

Neben der hohen numerischen Robustheit ist mit der Bilanzierung der Flüsse eine wesentliche Beschleunigung gegenüber der numerischen Berechnungsmethode ver-

bunden. Ein weiterer nicht zu unterschätzender Vorzug ist die einfache und transparente Programmiermöglichkeit.

2. Die in 1. erwähnten Vorteile könnten anstelle der Fuzzy Logik auch mit anderen Methoden zur Beschreibung der Funktion zwischen Wassergehalten und Feuchteflüssen erreicht werden. So könnte zur Beschreibung der Trainingsmenge (= linearisierte Lösung der Richards-Gleichung für einen bestimmten Bodentyp, siehe nächster Abschnitt) auch ein Polynom angepaßt werden oder die Trainingsmenge selbst detailliert abgespeichert werden.

Allerdings bietet die Anwendung der Fuzzy Logik zur Beschreibung der Trainingsmenge bestimmte Vorteile:

- Das Abspeichern der Regelsätze erfordert im Vergleich zur vollständigen, tabellarischen Abspeicherung der Trainingsmenge in der dann erforderlichen Genauigkeit nur ein Bruchteil des Speicherplatzes.
- Die Fuzzy Regeln sind wesentlich weniger fehleranfällig als etwa eine Beschreibung durch ein hochgradiges Polynom (BÁRDOSSY & DUCKSTEIN, 1994), eine Ungenauigkeit in den Regeln hat also deutlich kleinere Fehler in den zugehörigen Flüssen zur Folge als eine Ungenauigkeit in der Wahl der Koeffizienten des Polynoms.
- Die Fuzzy Methode stellt eine schnelle und gute Interpolationsmethode zur Bestimmung der Flüsse für die aktuellen Feuchtezustände dar. Unstetigkeiten und Singularitäten werden vermieden.  
Diese zweifache Beschleunigung (aufgrund der Bilanzierungsmethode **und** der schnellen Interpolation) bewirkt einen im Vergleich mit der numerischen Lösung um über zwei Größenordnungen schnelleren Berechnungsvorgang, siehe dazu auch Abschnitt 4.5.2.1.
- Die Regeln sind „verständlich“, d.h. alle Zahlenwerte einer Regel haben eine sofort erkennbare Bedeutung. Den Koeffizienten eines Polynoms kann keine physikalische Bedeutung zugewiesen werden.
- Bei Anwendung der Fuzzy Logik können auch mit unvollständigen Trainingssets der ganze interessierende Berechnungsbereich zuverlässig abgedeckt werden. Dies ist bei der tabellarischen Abspeicherung nicht und bei einer Polynom Anpassung nur mit großen Unsicherheiten möglich.
- Die Fuzzy Logik bietet die Möglichkeit einer einfachen Berücksichtigung weiterer Einflüsse auf die Dynamik der Matrixfeuchte, wie z.B. der Variabilität der Bodenparameter, ebenfalls unter Anwendung der Fuzzy Logik (PLATE ET AL., 1993).

Die Bodenfeuchteberechnungen erfordern die Bereitstellung von Randbedingungen an allen Rändern des Berechnungsraumes. Bei HILLFLOW stellt die obere Randbedingung eine Flußrandbedingung dar, wobei die Größe des Fluxes sich aus der Evaporations- und der Transpirationsberechnung bzw. bei Niederschlag durch das Infiltrationsteilmodell ergibt. Als untere Randbedingung sind drei Optionen anwählbar:

1. noflow-Bedingung, entsprechend einer undurchlässigen Schicht oder des Grundwassers am unteren Berechnungsrand.
2. freeflow-Bedingung, entsprechend einer nur durch Gravitation hervorgerufenen Sickerung am unteren Rand. Dafür wird eine Feuchte als Randbedingung vorgegeben, die identisch mit der Feuchte der tiefsten Berechnungsschicht ist, was dem hydraulischen Gradienten automatisch den Wert 1 zuweist (MCCORD, 1991).
3. Vorgabe einer konstanten Feuchte als untere Randbedingung. Der kapillare Aufstieg  $q_{cr}$  oder die Rate der Grundwasserneubildung  $q_{gw}$  (s. Abb. 3.9) werden dann in Abhängigkeit der vorgegebenen Feuchte berechnet.

Für die seitlichen Ränder der Berechnungsräume (2 Ränder beim 2-D-Fall, 4 Ränder beim 3-D-Fall), können jeweils noflow Bedingungen oder Feuchtevorgabe angewählt werden.

### 3.5.2 Aufstellung des Fuzzy-Regelwerkes

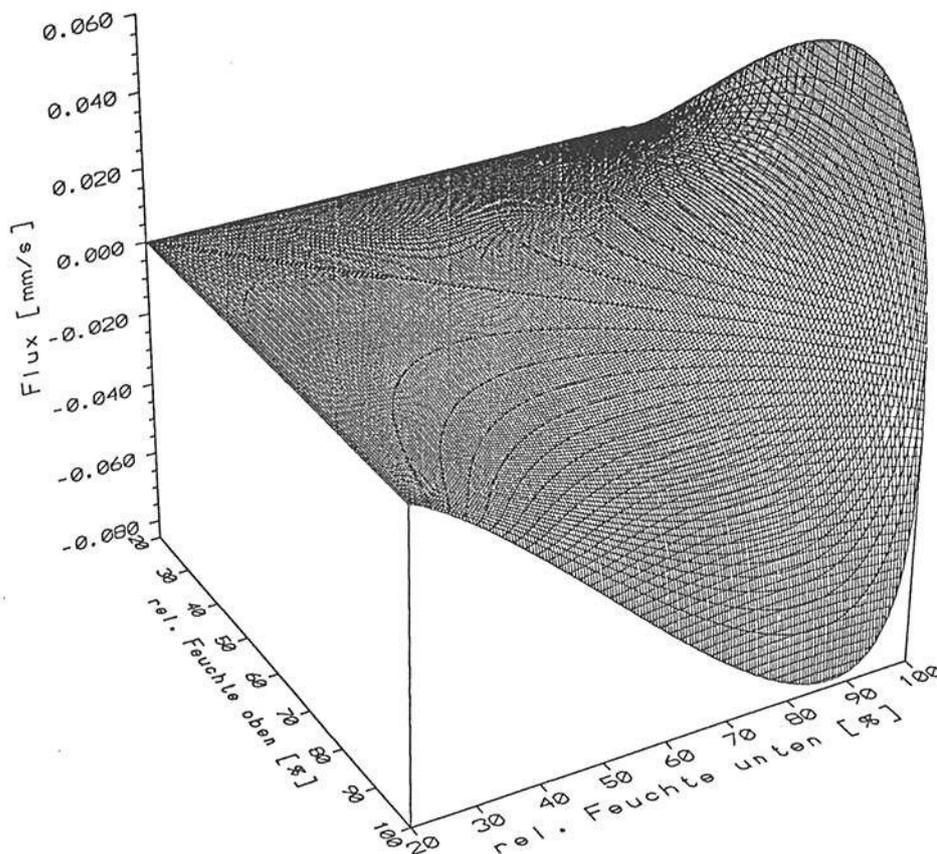
Die Anwendung von Fuzzy-Regeln erfordert natürlich, daß diese Regeln vorher aufgestellt wurden. In einfachen Fällen können diese aus Erfahrungswerten abgeleitet werden, bei komplexeren Problemstellungen — z.B. auch der Feuchtemodellierung — empfiehlt sich dagegen das Ableiten der Regeln aus *Trainingsmengen* oder *training sets*. Die Trainingsmengen können entweder aus Messungen oder durch Modellanwendungen bestimmt werden. Um eine umfassende Menge aller möglichen Feuchtekombinationen zur Verfügung zu haben, ist im hier besprochenen Fall der Matrixfeuchtebewegung die Anwendung eines Modells der Auswertung von Messungen überlegen.

Liegt die Trainingsmenge vor, können die Regelsätze unter Festlegung der supports der Voraussetzungen (also der Feuchtebereiche) und daraus folgender Identifizierung der Konsequenzen (Flux zwischen den beiden Elementen) ermittelt werden. Da Dreiecks-Fuzzy-Zahlen gewählt werden, ist die Berechnung der Zugehörigkeitsfunktionen als Mittelwerte aller zutreffenden Fälle einfach, siehe dazu BÁRDOSSY & DISSE (1993).

Eine entscheidende Rolle bei der Erstellung der Fuzzy-Regelsätze spielen die Festlegung der supports der Voraussetzungen. Kurze supports bedingen eine größere Anzahl von Regeln pro Regelsatz zur Abdeckung des ganzen möglichen Bereiches von Feuchtekombinationen. Eine hohe Anzahl von Regeln erhöht (bei sinnvoller Wahl der supports) die Genauigkeit der Fuzzy-Berechnung, reduziert andererseits die Rechengeschwindigkeit. Es gilt also einen Kompromiß zwischen gewünschter Rechengenauigkeit und -geschwindigkeit zu finden, wofür es notwendig ist, das System, das durch die Regeln beschrieben werden soll, zu kennen. Durch einen Vergleich der Antworten des erstellten Regelsystems mit der Trainingsmenge läßt sich die Güte des Regelsatzes beurteilen.

Zur Erstellung der Trainingsmenge wurde das Modell SWATRE (FEDDES ET AL., 1978) benutzt, welches die Richards-Gleichung eindimensional-vertikal numerisch löst. Die horizontalen Flüsse  $q_h$  können dabei aus den vertikalen  $q_v$  mit umgekehrt geschichteten Ausgangsfeuchten abgeleitet werden

$$q_h(\theta_1, \theta_2) = 0.5 \cdot | (q_v(\theta_1, \theta_2) - q_v(\theta_2, \theta_1)) | \quad (3.20)$$



a)

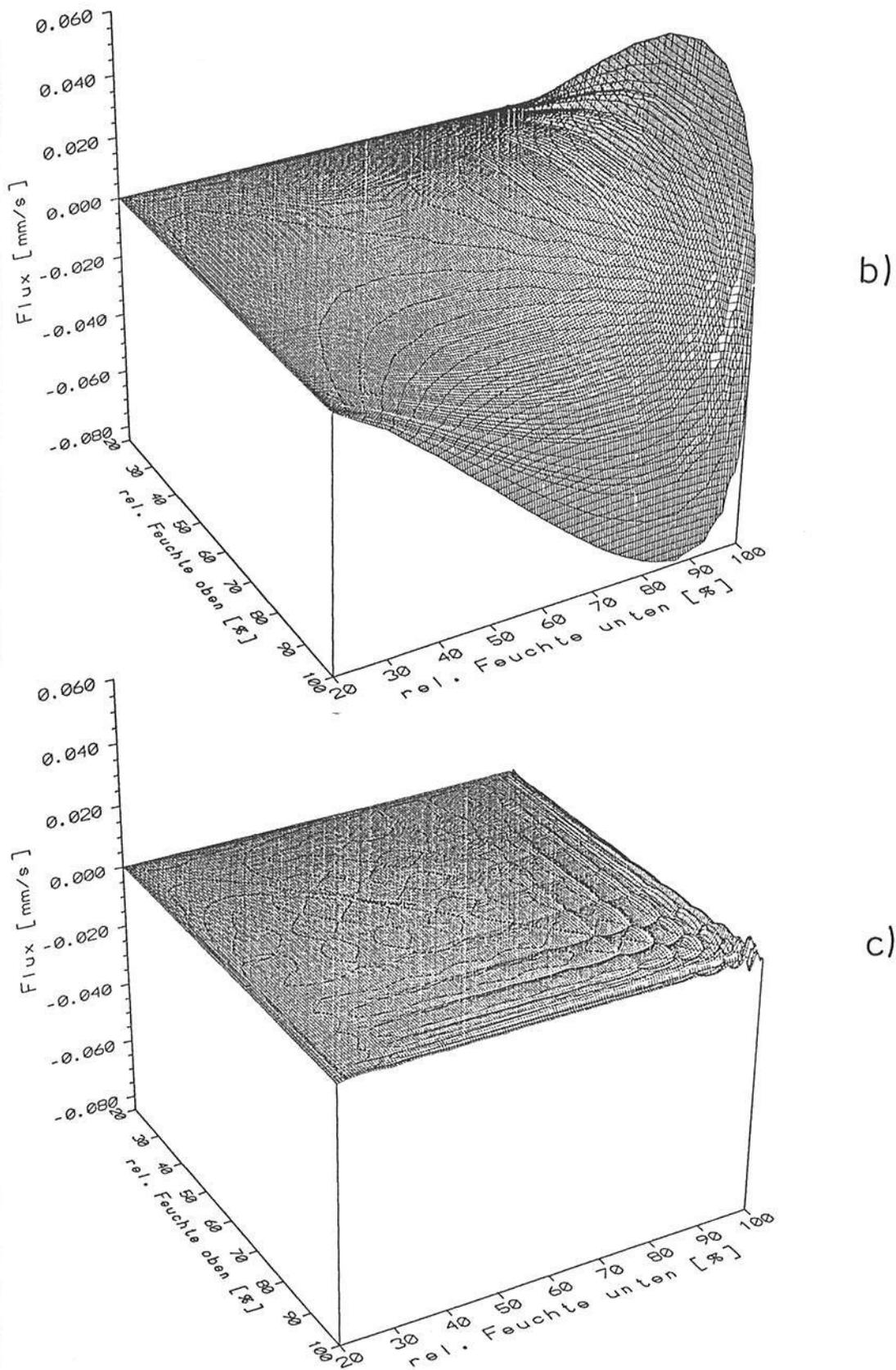


Abbildung 3.12: Ergebnis der Regelerstellung für einen beispielhaften Regelsatz: Lößboden, vertikaler Flux,  $\Delta t = 30$  sec,  $\Delta z = 5$  cm ( $k_s^* = 115$  mm/h). a) Trainingset; b) Ergebnisse durch Fuzzy Regelsatz; c) Differenz a)-b);

Die Verwendung der numerischen Lösung der Richards-Gleichung ist nicht zwingend. Falls die Berechnungsdauer (= die den Regelsatz kennzeichnende Zeitschrittlänge) in sehr kurze Zeitabschnitte unterteilt und nach jedem Zeitschritt eine neue Ausgangsfeuchte ermittelt wird, bleibt das Kontinuitätsgesetz erfüllt, und die Anwendung der ungesättigten Darcy-Gleichung (Gl. 2.24 bzw. 2.25) liefert identische Ergebnisse wie die Richards-Gleichung. Diese Methode hat den Vorteil, daß alle gewünschten Kombinationen der Anfangsfeuchten direkt vorgegeben werden können und die Berechnung schneller erfolgt.

Zum Automatisieren der Regelerstellung und zur optimierten Festlegung der supports, wurde ein Programm entwickelt, welches zuerst mit der ungesättigten Darcy-Gleichung die Trainingsmenge erstellt und anschließend das Regelwerk unter Einhaltung einer maximalen Abweichung zwischen „genauem“ Wert der Trainingsmenge und „unscharfem“ fuzzy Wert ableitet. Der Regelsatz kann weiter verbessert werden, indem die Abweichung zwischen Trainingsmenge und Regelantworten nach dem kleinsten Quadrateverfahren minimiert wird (BÁRDOSSY & DUCKSTEIN, 1994).

Eine graphische Ausgabe von Trainingsmenge und der Regelantworten als dreidimensionale Darstellung ermöglicht die visuelle Einschätzung der Güte des Regelsatzes. Abbildung 3.12a-c zeigt das beispielhafte Ergebnis einer solchen Regelsatzerstellung.

Dieser Abschnitt und die bei der Erstellung der Regelsätze gewonnenen Erfahrungen werden nachfolgend zusammengefaßt:

- Die Trainingsmengen lassen sich sowohl direkt aus numerischen Lösungen der Richards-Gleichung als auch aus der ungesättigten Darcy-Gleichung bei sehr feiner zeitlicher Diskretisierung ableiten. Letztes bietet programmtechnische Vorteile.
- Die Genauigkeit der Regelsätze hängt von der Definition der supports der Voraussetzungen ab, was gekoppelt ist mit der Anzahl der Regeln pro Regelsatz.
- Bei etwa 100 – 150 Regeln pro Regelsatz lassen sich schon sehr hohe Genauigkeiten erreichen (siehe Abb. 3.12).
- Je ein Regelsatz ist erforderlich für jede mögliche Kombination von gewünschtem Modellzeitschritt, vertikale oder horizontale Flüsse, gewünschte räumliche Diskretisierungseinheit und betrachteter Bodenart.
- Die Variabilitäten innerhalb der Bodenarten können mit der Anpassung der linearen Modellparameter  $\theta_s$  und  $k_s$  erfaßt werden. Hierfür sind also keine eigenen Regelsätze erforderlich.



Entsprechend der in Abschnitt 3.1.5 vorgeschlagenen Modellabstrahierung fließt der Zwischenabfluß in der Zwischenschicht parallel zur Geländeoberfläche hangabwärts. Diese Zwischenschicht befindet sich in Oberflächennähe und verläuft parallel zur Geländeoberfläche. Demzufolge weisen die Abschnitte der Zwischenschicht dasselbe Gefälle und dieselbe Länge wie die zugehörigen Oberflächenabschnitte auf.

Die hydraulische Berechnung von Oberflächen- und Zwischenabfluß verläuft daher auch analog. Die Unterschiede liegen lediglich in der Definition der seitlichen Zuflüsse  $i(x, t)$  zur kinematische Kaskade sowie in der Ermittlung der Reibungsgefälle  $S_f$  bzw.  $S_{fz}$ .

Seitlicher Zufluß zur Oberflächenkaskade  $i_O(x, t)$  tritt auf, wenn die Intensität des Bestandsniederschlags  $I_{N_{net}}$  die aktuelle Gesamteinfiltrationsrate  $I(x, t)$  übersteigt:

$$i_O(x, t) = I_{N_{net}}(x, t) - I(x, t) \quad (3.21)$$

Der Zufluß zur Zwischenschichtkaskade  $i_Z(x, t)$  setzt sich zusammen aus der Wassermenge, die von der Bodenoberfläche direkt in die Makroporen eindringt  $I_{makact}$ , abzüglich des Fluxes von dem Makroporensystem in das Mikroporensystem  $I_{mikact}^Z$ :

$$i_Z(x, t) = I_{makact}(x, t) - I_{mikact}^Z(x, t) \quad (3.22)$$

Für die Berechnung des Reibungsgefälles beim Oberflächenabfluß wird meist die Manning-Strickler-Formel (Gl. 2.22) angewendet, z.T. werden auch vereinfachte Ansätze benutzt (Abschnitt 2.1.3). Da aber genügend Erfahrungswerte für die Oberflächenrauigkeit nur bei der Manning-Strickler-Formel zur Verfügung stehen, wird diese auch hier verwendet. Für die Berechnung der Energieverluste des Zwischenabflusses werden im Modell die zwei in Abschnitt 2.1.4.3 beschriebenen Ansätze optional zur Verfügung gestellt:

- Annahme des Reibungsgefälles als direkt proportional zur Geländeneigung und unabhängig von der Fließtiefe bzw. vom Wassergehalt im Makroporensystem (Ansatz nach EAGELSON (1970) für ungespannt-gesättigte Verhältnisse, Gl. 2.31).
- Ansatz für hangparallelen Wasserfluß in einem Makroporensystem, welches von einer wasseraufnehmenden Matrix umgeben ist (nach GERMANN (1990), Gl. 2.33).

Zur Lösung der kinematischen Welle Gleichungen wurde ein numerisches Verfahren angewendet, welches im nächsten Abschnitt behandelt wird. Dieses Verfahren löst die eindimensionalen Abflußgleichungen (in lateraler Richtung) und ist daher zugeschnitten auf den Oberflächen- und Zwischenabfluß des (zweidimensionalen) Hangmodells.

Um numerische Instabilitäten zu umgehen, und um zusätzlich eine einfache Berechnungsmethode für den Fall eines beliebig geformten Geländes zur Verfügung zu stellen, wurden parallel dazu vereinfachte Verfahren für die zwei- und dreidimensionale Modellierung entwickelt. Diese Ansätze werden in Abschnitt 3.6.3 beschrieben.

### 3.6.2 Numerische Lösung nach der Methode der Finiten Elemente

Zur Anwendung gelangt die Finite Elemente Methode für die räumliche Diskretisierung und das Differenzenverfahren für die zeitliche Diskretisierung. Das Finite Elemente Verfahren zur numerischen Lösung der räumlich diskretisierten Differentialgleichungen wurde gewählt, um bei der Repräsentierung der Hangoberfläche im Modell möglichst variabel vorgehen zu können. Damit ist man in der Wahl der räumlichen Diskretisierungslänge unabhängig vom gewählten Lösungsverfahren, was beim sonst üblichen Differenzenverfahren mit großem Aufwand verbunden ist.

Die den Vorgang des Oberflächenabflusses und des schnellreagierenden Zwischenabflusses beschreibenden Gleichungen sind, wie in Abschnitt 2.1.3 schon beschrieben, die Kontinuitätsgleichung und die Bewegungsgleichung. Zur besseren Übersichtlichkeit sind sie hier noch einmal aufgeführt. Die Indizierung des Oberflächen- und des Zwischenabflusses wird dabei weggelassen, um die numerischen Gemeinsamkeiten bei der Berechnung der beiden Abflußprozesse hervorzuheben. Der Unterschied liegt bei der Berechnung der Reibungsgefälle.

Die Kontinuitätsgleichung lautet:

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} - i(x, t) = 0 \quad (3.23)$$

mit  $q$  = spezifischer Abfluß = Abfluß pro Breitereinheit

(auf der Oberfläche oder hangparallel unterirdisch)

$x$  = Koordinate in Fließrichtung

$h$  = jeweils zugehörige Fließhöhe

$t$  = Zeitkoordinate

$i$  = effektiver seitlicher Zufluß (Infiltrationsüberschuß oder Matrixüberschuß)

Die vereinfachte Bewegungsgleichung lautet:

$$S_f = S_0 \quad (3.24)$$

mit  $S_0$  = Hanggefälle

$S_f$  = Reibungsgefälle.

Das Reibungsgefälle  $S_f$  wird für den Oberflächenabfluß nach der Manning-Strickler-Formel (Gl. 2.22) und für den Zwischenabfluß optional mit den Ansätzen von Egelson (Gl. 2.31) oder Germann (Gl. 2.33) berechnet.

Die unabhängige Variable ist jeweils die Fließhöhe  $h$ , mit der über Gl. 2.22 bzw. Gl. 2.31 oder Gl. 2.33 die Fließgeschwindigkeit und der Abfluß  $q$  bestimmt wird.

In Anhang A ist das angewendete Verfahren zur numerischen Lösung der Gleichungen der kinematischen Welle zusammengefaßt.

Die kinematische Welle erfordert als Randbedingung die Beschreibung der Abflußsituation am oberen Rand (Hangtop). Es wird für Fließgeschwindigkeit und Durchflußhöhe als Anfangswert  $v(x=0) = 0$  und  $h(x=0) = 0$  angenommen.

Zur Berechnung der Abflußganglinie am unteren Ende des Hangs ( $n$ -ter Abschnitt) wird  $q_{n,t}$  im Nachlauf berechnet:

$$q_n(t) = v_n(t) \cdot h_n(t) \quad (3.25)$$

### 3.6.2.1 Beschränkungen

Wie oben bereits erwähnt, benötigt das Modell der kinematischen Welle nur die Vorgabe einer oberen Randbedingung. Am unteren Ende des Hanges kann keine Randbedingung vorgegeben werden, da der zugrunde gelegte Ansatz der kinematischen Welle keine Effekte von Unterwasser berücksichtigen kann. Anders ausgedrückt heißt dies, daß als untere Bedingung immer ungehinderter Abfluß angenommen wird. Diese Bedingung ist für die üblichen Verhältnisse auch richtig, da Rückstauereffekte bei flächenhaftem Oberflächenabfluß und erst recht bei Zwischenabfluß an Hängen keine Rolle spielen.

Es ist aber nicht richtig für horizontale „Hänge“ bzw. für den Fall, daß der Hang in seinem unterem Bereich horizontal ausläuft. Tritt dieser Fall eines ausgeprägten horizontalen Hangfußes auf, so werden die Fließeigenschaften von Unterwasser beeinflusst und der Abfluß in diesem Bereich kann durch die kinematische Welle Gleichungen nicht korrekt beschrieben werden.

Dies äußert sich beispielsweise dadurch, daß bei konkaven Hängen (nach unten abnehmendes Gefälle) und geringem Gefälle am Hangfuß deutliche Bilanzfehler auftreten, und die Wellenform merklich von der räumlichen Diskretisierung abhängig wird.

Ein anderes numerisches Problem kann entstehen, falls sich ein sogenannter „kinematischer Schock“ bildet, welcher verursacht wird durch einen abrupten Wasserspiegelanstieg bei plötzlichen Gefälleverminderungen oder Rauigkeitserhöhungen. Diese Anstiege bedingen kleine nacheinanderfolgende Schwerewellen, welche sich mit erhöhenden Geschwindigkeiten fortbewegen, so daß frühere Wellen evtl. von späteren eingeholt werden und sich eine „Schockwelle“ durch die Verschmelzung der einzelnen Wellenfronten bilden kann.

KIBLER & WOOLHISER (1970) untersuchten die Wirkung des kinematischen Schocks und definierten die Schockzahl  $P_s$ :

$$P_s = \frac{\alpha_{k-1}}{\alpha_k} \quad (3.26)$$

Bei Anwendung der Manning-Strickler Gleichung zur Reibungsberechnung berechnet sich  $\alpha$  nach:

$$\begin{aligned}\alpha_{k-1} &= \sqrt{S_{O_{k-1}} \cdot k_{St_{k-1}}} \\ \alpha_k &= \sqrt{S_{O_k} \cdot k_{St_k}}\end{aligned}\quad (3.27)$$

Der Index  $k - 1$  steht für den oberen, der Index  $k$  für den unteren zweier benachbarter Abschnitte.

Für alle Fälle  $\mathbf{P}_s > 1$  kann sich im unteren Abschnitt ein kinematischer Schock entwickeln. Bei der numerischen Berechnung der kinematischen Kaskade können bei solchen Abflußbedingungen Bilanzprobleme auftreten, die umso größer werden, je größer die Schockzahl  $\mathbf{P}_s$  ist. Prinzipiell ist für jede konkave Gefälleänderung der Wert von  $\mathbf{P}_s$  größer als 1 (bei angenommener unveränderter Rauigkeit), so daß für diese Hangform bei der numerischen Lösung der kinematischen Welle Gleichungen Ungenauigkeiten auftreten können.

### 3.6.3 Vereinfachte Berechnungsverfahren

Um die genannten numerischen Probleme zu umgehen, wurde — optional zur numerischen Berechnung — ein vereinfachter Ansatz für die Berechnung des Oberflächen- und Zwischenabflusses dem Hangmodell hinzugefügt. Bei HILLFLOW-3D erfolgt die Berechnung ausschließlich mit dem vereinfachten Verfahren.

Dieser Ansatz beinhaltet ein „Herunterrouten“ des seitlichen Zuflusses  $i$  in die benachbarten tieferliegenden Hangabschnitte. Für das zweidimensionale Modell ist dabei die Zuweisung des benachbarten tieferliegenden Abschnittes trivial, bei der dreidimensionalen Modellversion stehen alle orthogonal und diagonal benachbarten Rasterabschnitte, die tiefer als der Ausgangsabschnitt liegen, zur Aufnahme des Abflusses zur Verfügung.

Das Reibungsgefälle wird wie bei der numerischen Lösung nach der Manning-Strickler-Gleichung (Oberflächenabfluß) oder nach Egelson bzw. Germann (Zwischenabfluß) ermittelt.

In Erweiterung zur numerischen Berechnung wird bei der Bewegungsgleichung neben der Gravitation auch die Wasserspiegeldifferenz mit in das Kräftegleichgewicht einbezogen. Es wird also nicht mehr das Sohlgefälle, sondern das Wasserspiegelgefälle als Berechnungsgrundlage genommen:

$$S_f = S_0 - \frac{\Delta h}{\Delta x}\quad (3.28)$$

Dieser Ansatz, welcher üblicherweise als „Diffusions Analogie“ bezeichnet wird, hat gegenüber der kinematischen Welle den Vorteil, daß sehr flache, ebene oder gar adverse Gefälleabschnitte in die Hangabflußberechnung mit einbezogen werden können. Dies ist vor allem bei beliebig geformtem Gelände (3-D-Modell), mit den häufig auftretenden lokalen Senken von Wichtigkeit.

Da ein explizites Herunterrouten von einem Abschnitt in den darunterliegenden erfolgt, muß auf die Einhaltung des Courant-Kriteriums geachtet werden. Wird bei einem Zeitschritt dessen Verletzung festgestellt, so wird die Abflußberechnung mit halbiertem Zeitschritt durchgeführt, bis keine Verletzung mehr auftritt (siehe Abschnitt 3.1.1).

### 3.6.3.1 Zweidimensionales Modell

In Abbildung 3.14 ist das Prinzip des vereinfachten Berechnungsverfahrens für die 2D-Version schematisch dargestellt.

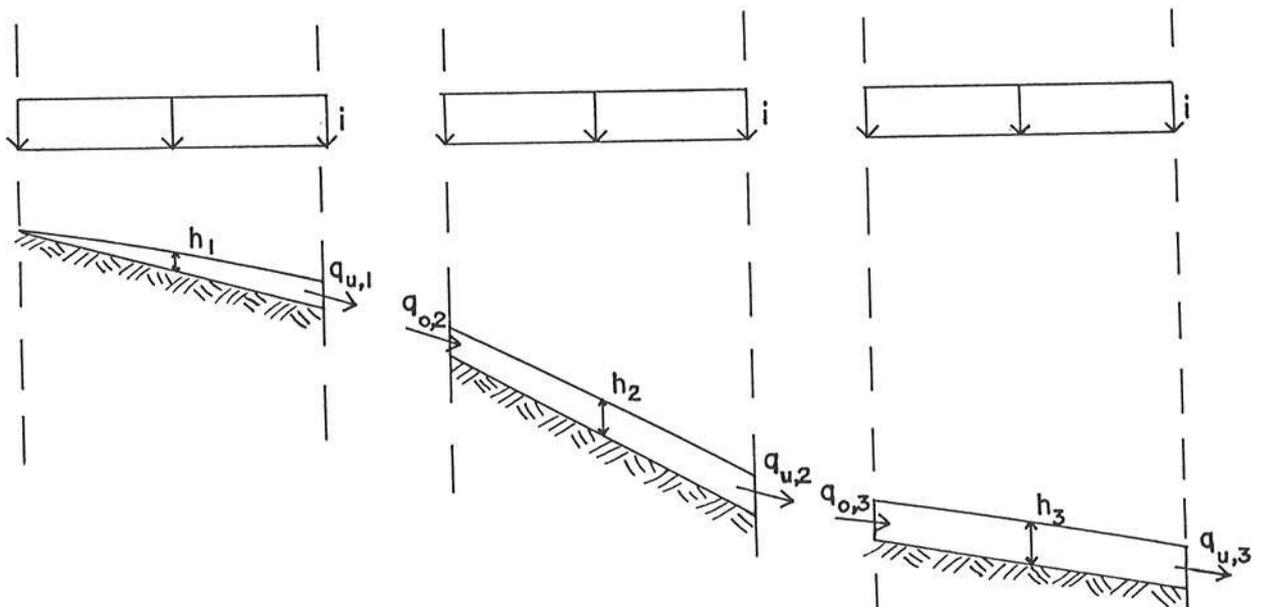


Abbildung 3.14: Vereinfachtes Berechnungsverfahren im 2-D-Fall.  $h$ : Wasserspiegelhöhe;  $q_o$ : Zufluß aus dem oberliegenden Abschnitt;  $q_u$ : Abfluß zu dem unterliegenden Abschnitt;

Zur Überprüfung der verwendeten Verfahren wurde das Experiment von ROSS ET AL. (1979) sowohl mit der numerischen Lösungsmethode als auch dem vereinfachten Verfahren nachgerechnet. Bei dem Experiment handelte es sich um eine betonierete quadratische Fläche mit einer Seitenlänge von 142.35 m, einem konstanten Gefälle von 2% und einem Rauheitsbeiwert  $k_{St} = 71.4 \frac{m^{1/3}}{s}$ . Die Fläche wurde mit einer Intensität von 18.9 cm/h acht Minuten lang beregnet, was einem Gesamtniederschlag von 25.2 mm entspricht.

Wie in Abbildung 3.15 zu erkennen ist, stimmen die Ergebnisse der beiden Lösungsansätze für die Abflußberechnung mit den experimentellen Daten sehr gut überein. Unterschiede zwischen den beiden Berechnungsmethoden sind praktisch nicht erkennbar.

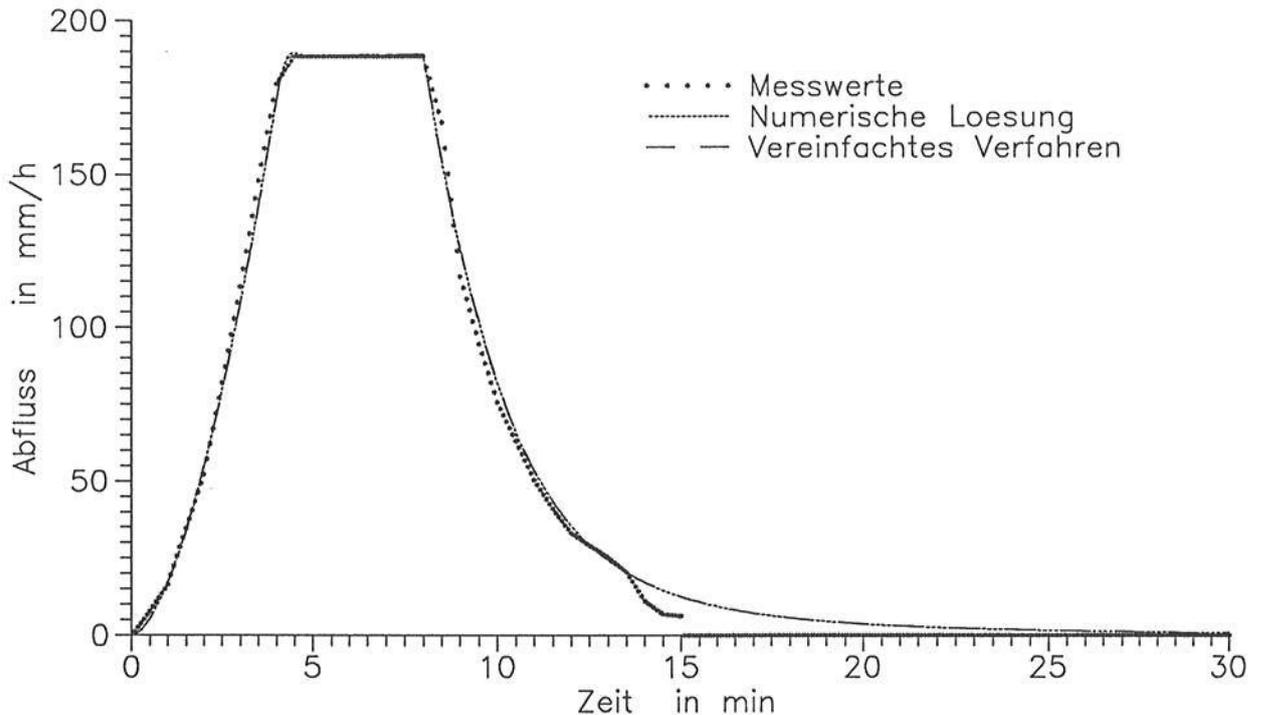


Abbildung 3.15: Vergleich der beiden Verfahren zur Abflußberechnung mit den experimentellen Daten von ROSS ET AL. (1979)

### 3.6.3.2 Dreidimensionales Modell

Bei dem dreidimensionalen Fall stehen prinzipiell alle der tieferliegenden, orthogonal und diagonal benachbarten Rasterabschnitte zur Aufnahme des Abflusses aus dem betrachteten Raster zur Verfügung. Die Frage, auf welchen der Nachbarabschnitte und in welchem Umfang der Abfluß aufgeteilt wird, wurde bisher hauptsächlich in Zusammenhang mit der Analyse von digitalen Geländedaten zur Identifizierung von Einzugsgebietscharakteristika wie Wasserscheiden, Tiefenlinien und Einzugsgebietsunterteilungen untersucht. Der auf gleichmäßige Rasterdaten am häufigsten angewendete Algorithmus zur Fließwegbestimmung ist die Methode, die dem betrachteten Abschnitt einen einzigen Nachbarabschnitt zuweist, in den entwässert werden kann (BAND, 1986; O'CALLAGHAN & MARK, 1984; TARBOTON ET AL., 1991). Die angenommene Fließrichtung aus einem Raster ist dabei immer die des steilsten Gradienten.

Der Schwerpunkt der oben genannten Untersuchungen lag meistens bei der Bestimmung linienhafter Einzugsgebietsgrößen, wie Wasserscheiden oder Vorfluterverläufe, wofür die Annahme einer einzigen Fließrichtung ein sinnvolles Verfahren ist. Bei Betrachtung von flächenhaftem Oberflächenabfluß oder gar oberflächennahem Zwischenabfluß kann den natürlichen Verhältnissen aber eher Rechnung getragen werden, wenn mehr als eine Fließrichtung möglich ist. Diese Annahme soll die vielen diffusen, durch das Mikrorelief ermöglichten Fließwege innerhalb einer Rasterfläche berücksichtigen und bei Vorhandensein lokaler Kuppen einen Abfluß in mehr als eine Richtung ermöglichen.

Für die Oberflächenabflußberechnung werden Abflüsse in alle Richtungen der relativen Gefällemaxima zugelassen, so daß sich  $r_O$  mögliche Fließrichtungen ( $r_O \leq 4$ ) ergeben. Die Ermittlung der Abflüsse  $Q_{O_i}$  in die einzelnen Richtungen  $i$  verläuft dann wie folgt:

$$Q_{O_i} = \sqrt{S_{f_i}} \cdot \bar{k}_{St_i} \cdot h_O^{5/3} \cdot \Delta xy \cdot f_{red} \quad (3.29)$$

mit  $S_{f_i}$  = Reibungsgefälle in Richtung  $i$ , nach Gl. 3.28  
 $\bar{k}_{St_i}$  = mittlerer Reibungswiderstandsbeiwert in Richtung  $i$   
 $h_O^{5/3}$  = Oberflächenwasserstand im betrachteten Rasterelement  
 $\Delta xy$  = Seitenlänge eines Rasters.

Der Reduktionsfaktor  $f_{red}$  normiert die Abflüsse bei Überschreitung des maximal möglichen Abflusses aus einem Rasterabschnitt:

$$f_{red} = \begin{cases} 1 & \text{für } \frac{h_O \cdot \Delta xy^2}{\Delta t} \geq \sum_{i=1}^{r_O} Q_{O_i} \\ \frac{h_O \cdot \Delta xy^2}{\Delta t} / \sum_{i=1}^{r_O} Q_{O_i} & \text{für } \frac{h_O \cdot \Delta xy^2}{\Delta t} < \sum_{i=1}^{r_O} Q_{O_i} \end{cases} \quad (3.30)$$

Für die Zwischenabflußberechnung werden Abflüsse in alle tiefer liegenden Nachbarabschnitte zugelassen, so daß sich  $r_Z$  mögliche Fließrichtungen ( $r_Z \leq 8$ ) ergeben. Die Ermittlung der Abflüsse  $Q_{Z_i}$  in die einzelnen Richtungen  $i$  verläuft ähnlich wie beim Oberflächenabfluß:

$$Q_{Z_i} = S_{f_i} \cdot \bar{k}_{Z_i} \cdot h_Z^{\beta_Z} \cdot l_i \cdot f_{red} \quad (3.31)$$

mit  $\bar{k}_{Z_i}$  = mittlere Zwischenabflußrauigkeit in Richtung  $i$   
 $h_Z$  = Wassergehalt in der Zwischenschicht des betrachteten Rasterelements  
 $\beta_Z$  = Exponent zur Zwischenabflußberechnung nach EAGELSON oder GERMANN.

Die zugehörige Durchflußbreite  $l_i$  berechnet sich in Anlehnung an QUINN (1991) zur Aufteilung des unterirdischen Abflusses nach:

$$l_i = \begin{cases} 0.5 \cdot \Delta xy & \text{für orthogonale Nachbarabschnitte} \\ 0.5/\sqrt{2} \cdot \Delta xy & \text{für diagonale Nachbarabschnitte} \end{cases} \quad (3.32)$$

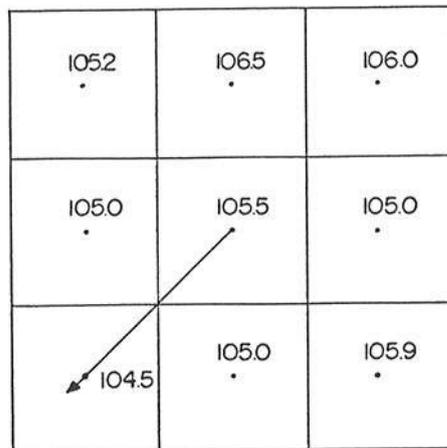
Der Reduktionsfaktor  $f_{red}$  wird analog zur Vorgehensweise der Oberflächenabflußberechnung ermittelt.

Das beschriebene Verfahren zur Aufteilung des Zwischenabflusses bewirkt gegenüber dem für den Oberflächenabfluß angesetztem, daß eine größere Vielfalt von Fließrichtungen ermöglicht wird. Dies stellt nach QUINN ET AL. (1991) eine einfache Annäherung an die Heterogenität der unterirdischen Fließwege dar.

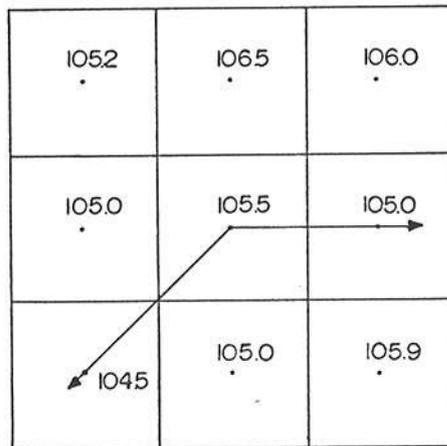
Das für die Oberflächenabflußaufteilung gewählte Verfahren des Abflusses in die Richtungen der relativen Gefällemaxima, erlaubt einen geringeren Grad der Fließwegeverzweigung, trägt aber der Tatsache Rechnung, daß lokale Kuppen oder Wasserscheiden eine Aufteilung des Abflusses bewirken können.

Um die Unterschiede der Verfahren zu veranschaulichen, sind in Abbildung 3.16 die Richtungen und Beträge des Abflusses nach den beschriebenen Verfahren für einen hypothetischen Ausschnitt einer digitalen Höhenkarte dargestellt. Um einen Vergleich zu ermöglichen, wurden die Abflüsse für alle Verfahren mit Gl. 3.29 berechnet. Man beachte, daß die Abflußverzweigung in Richtung aller tieferliegenden Nachbarn (Abb.3.16c) im Modell mit Gl. 3.31 ermittelt wird, die Werte der Abflüsse also wesentlich kleiner würden.

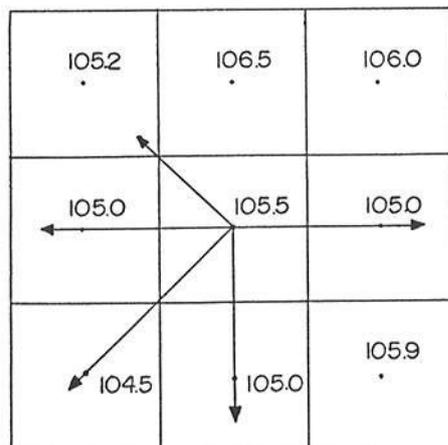
Die Werte der Reibungswiderstände in x- und y-Richtung wurden für alle drei Verfahren mit  $k_{St} = 2 \frac{m^{1/3}}{s}$ , der Wasserstand im betrachteten Abschnitt mit  $h_O = 1$  cm und die Kantenlänge mit  $\Delta xy = 25$  m angesetzt.



a)



b)



c)

 $\cong 3 \text{ l/s}$ 

Abbildung 3.16: Richtung und Betrag des Abflusses bei verschiedenen Verfahren zur Fließwegebestimmung für einen fiktiven Ausschnitt einer digitalen Höhenkarte: a) eine Richtung (absolutes Gefällemaxima); b) mehrere Richtungen (relative Gefällemaxima); c) mehrere Richtungen (alle tieferliegenden Nachbarn). Die Zahlen stehen für die Höhen der Raster.

## 3.7 Interaktion zwischen Bodenfeuchte, Oberflächen- und Zwischenabfluß

Die Feuchte in der Bodenmatrix, der Wassergehalt des Makroporensystems, die Oberflächen- und Zwischenabflußbildung stehen alle in wechselseitigen Abhängigkeiten. Um diesen Interaktionen gerecht zu werden, sind diese Prozesse im Modell untereinander gekoppelt, d.h. das Ausmaß der Oberflächen- und/oder Zwischenabflußbildung hängt (neben der Niederschlagsintensität) entscheidend von den Wassergehalten in den beiden Porensystemen ab, siehe dazu auch die Modellvorstellung der Fließvorgänge im Boden in Abb. 3.9. Da die Infiltration in die Bodenoberfläche und die Bildung von Oberflächenabfluß bereits in Abschnitt 3.4 behandelt wurde, bleibt hier die Frage der Zwischenabflußbildung und der Interaktion zwischen den Porensystemen.

### 3.7.1 Matrixüberschuß

Nach Gl. 3.22 ergibt sich der Matrixüberschuß  $i_Z$  aus der Wassermenge, die von der Bodenoberfläche direkt in die Makroporen eindringt  $I_{makact}$  abzüglich des Fluxes von dem Makroporensystem in das Mikroporensystem  $I_{mik}^Z$ .

$I_{makact}$  wird nach Gl. 3.9 ermittelt. Bei der Bestimmung der Austauschrate vom Makro- in das Mikroporensystem wird hier zwischen einem nach Gl. 2.34 berechneten potentiellen Flux  $I_{mikpot}^Z$  und einem aktuellen Flux  $I_{mikact}^Z$ , welcher sich aus einem Vergleich des potentiellen Fluxes mit dem verfügbaren Wasser ergibt, unterschieden. Die Terme von Gl. 2.34 werden wie folgt ermittelt: Die mittlere aktuelle Bodenleitfähigkeit  $\bar{k}(\theta)_{mik-mak}$  wird nach VAUCLIN ET AL. (1979) als geometrisches Mittel der gesättigten Leitfähigkeit  $k_s$  und der Leitfähigkeit der mittleren aktuellen Bodenfeuchte in der Bodenmatrix  $k(\bar{\theta}_{mik})$  bestimmt

$$\bar{k}(\theta)_{mik-mak} = \sqrt{k(\bar{\theta}_{mik}) \cdot k_s} \quad (3.33)$$

Die Potentialdifferenz  $\Delta\psi_{mik-mak}$  ergibt sich zu

$$\partial\psi_{mik-mak} = \psi(\theta_s) - \psi(\bar{\theta}_{mik}) = -\psi(\bar{\theta}_{mik}) \quad (3.34)$$

Der zugehörige Abstand radial zur Makropore wird auf  $\bar{r}_{mik-mak} \approx 2.0$  cm geschätzt.

Die Verwendung von Mittelwerten für die Feuchte in der Bodenmatrix  $\bar{\theta}_{mik}$  und eines mittleren Abstandes  $\bar{r}_{mik-mak}$  stellen starke vereinfachende Annahmen dar, welche aber aufgrund der mikroskalig zu komplexen Geometrie des Makroporensystems getroffen werden müssen (siehe Abschnitt 2.1.4.3).

Die durch das vorhandene Wasser im Makroporensystem limitierte maximale Austauschrate  $I_{mik_{max}}^Z$  ergibt sich zu:

$$I_{mik_{max}}^Z = \frac{h_Z}{\Delta t} \quad (3.35)$$

Die aktuelle Infiltrationsrate aus den Makro- in die Mikroporen  $I_{mik_{act}}^Z$  erhält man schließlich als das Minimum von  $I_{mik_{pot}}^Z$  und  $I_{mik_{max}}^Z$ :

$$I_{mik_{act}}^Z = \min(I_{mik_{pot}}^Z, I_{mik_{max}}^Z) \quad (3.36)$$

Der Flux  $I_{mik_{act}}^Z$  reichert die Matrixfeuchte in der Zwischenschicht an. Im Modell ist dies dadurch berücksichtigt, daß die entsprechende Wassermenge gleichmäßig auf alle Bodenmatrixraster des betrachteten Abschnittes der Zwischenabflußtiefe verteilt wird.

Der Matrixüberschuß ergibt sich nach Gl. 3.22 und bildet den seitlichen Zufluß (oder Abfluß) in die Zwischenschicht für die dynamische Berechnung des Zwischenabflusses.

### 3.7.2 Return Flow

Ergibt sich durch das vergleichsweise schnelle Abfließen des Zwischenabflusses im Steilbereich eines Hanges und durch nachfolgende Verzögerungen an einem (konkaven) Hangfuß in einem Abschnitt des unteren Hangbereichs ein Makroporenwassergehalt, der die effektive Makroporosität  $V_{mak}$  übersteigt, entspricht dies den Bedingungen für das Auftreten von return flow (Abschnitt 2.1.3), also dem Austreten von oberflächennahem, unterirdischem Abfluß an die Geländeoberfläche.

Dieser Vorgang wird im Modell nachgebildet. Da die Berechnung des Zwischenabflusses unter der Annahme eines Freispiegelabflusses erfolgt, wird keine Beschränkung des „Wasserstandes“  $h_Z$  in der Zwischenschicht (oder des Wassergehaltes des Makroporensystems) erwartet. Übertrifft nun bei der Berechnung des Zwischenabflusses der Wasserstand der Zwischenschicht das effektive Makroporenvolumen, so wird die Differenz als return flow  $q_{rf}(x, y)$  aufgefaßt und der Oberflächenwasserstand entsprechend erhöht.

$$q_{rf}(x, y) = h_Z^*(x, y) - V_{mak} \cdot H_Z \quad \text{für } h_Z^*(x, y) > V_{mak} \cdot H_Z \quad (3.37)$$

Die Wasserstände auf der Oberfläche  $h_O$  und in der Zwischenschicht  $h_Z$ , mit Berücksichtigung des return flows, ergeben sich direkt aus den zuvor ermittelten unkorrigierten Wasserständen  $h_O^*$  und  $h_Z^*$ :

$$h_O(x, y) = h_O^*(x, y) + q_{rf}(x, y) \cdot \Delta t \quad (3.38)$$

$$h_Z(x, y) = h_Z^*(x, y) - q_{rf}(x, y) \cdot \Delta t = V_{mak} \cdot H_Z \quad (3.39)$$

# Kapitel 4

## Modellanwendungen

### 4.1 Übersicht

Ein Modellsystem, welches die hydrologischen Prozesse auf der Geländeoberfläche und im Untergrund in (bis zu) drei Richtungen beschreiben kann, bietet dem Modellanwender auf den ersten Blick enorme Möglichkeiten zur Simulation verschiedener hydrologischer Fragestellungen.

Andererseits sind die Probleme der physikalisch basierten und flächendetaillierten hydrologischen Simulation auch mit dem „besten Modell“ (= Exaktheit in der Wiedergabe der hydrologischen Prozesse) noch nicht vollständig gelöst. Weitgehend unabhängig vom gewählten Modell stellen sich die Fragen der

- Erhebung der benötigten Eingabedaten
- Parametrisierung der Daten
- Erfassung und Berücksichtigung der räumlichen (und in etwas geringerem Maße auch der zeitlichen) Variabilität der Bodenparameter
- Berücksichtigung der Unsicherheiten, sowohl aufgrund der Modellansätze als auch aufgrund der Datenfehler.

Da es nicht primäres Ziel dieser Arbeit ist, die oben erwähnten Fragen der Datenerhebung, -parametrisierung, -variabilitäten und -unsicherheiten, werden diese Problemkreise im Ausblick (Kapitel 5) nur zusammenfassend angesprochen.

Die Möglichkeiten für dieses Modellsystem (insbesondere der ein- und zweidimensionalen Versionen) liegen also hauptsächlich in der Untersuchung von Prozessen an pedolo-

gisch und landwirtschaftlich homogenen Flächen, also typischen Flächenausdehnungen der Mikroskala (nach BECKER, 1986) von etwa bis zu 1 ha. In dieser Größenordnung bewegen sich in praktischen Fragestellungen auch (fast) alle Hangsegmente, die bei einer topographischen Analyse eines typischen ländlichen Einzugsgebietes als hydrologisch homogene Untereinheiten identifizierbar sind.

Das oben vorgestellte dreidimensionale Modell stellt einen Übergang vom mikroskaligen Modell zum Einzugsgebietsmodell dar. Es muß hier aber betont werden, daß keine Modellkomponenten enthalten sind, welche die Fließprozesse im Vorfluter selbst oder die Interaktionen mit dem Vorfluter beschreiben.

Eine sinnvolle Anwendung dieser Modellversion kann also nur für Fälle erfolgen, bei denen hinsichtlich des hydrologischen Gebietsverhaltens die Vorflutereffekte vernachlässigbar sind. Daher kann HILLFLOW-3D (bisher) nur für sehr kleine Einzugsgebiete angewendet werden, in denen sich noch keine Vorfluter ausgebildet haben, bzw. der Vorfluter als untere Randbedingung des Gebietes fungiert.

Bei den in den folgenden Abschnitten vorgestellten Anwendungsbeispielen wurde prinzipiell darauf geachtet, daß zur Überprüfung der Modellansätze und Simulationsergebnisse Meßdaten zur Verfügung stehen. Gleichzeitig wurde versucht, eine möglichst breite Palette von beispielhaften Fragestellungen und verschiedene Einzugsgebiets- und Klimacharakteristika zu bearbeiten.

Die Datenlage ist naturgemäß von Fall zu Fall unterschiedlich, je nach Größe und Lage des Gebiets bzw. der betrachteten Fläche und nach Art und Meßmethodik der durchgeführten Untersuchung oder des Experimentes.

Zur Übersicht werden hier die in diesem Kapitel noch detailliert vorgestellten Simulationsergebnisse zusammenfassend aufgelistet:

- Eindimensionale Modellierung des Bodenwasserhaushaltes über 18 Monate an vier Standorten im Einzugsgebiet Weiherbach (Kraichgau).
- Untersuchung des Einflusses verschiedener Ansätze zur Abschätzung des Pflanzenwiderstandes auf die Modellierung der Verdunstung und des Bodenwasserhaushaltes.
- Untersuchung des Einflusses der Makroporen auf die Modellierung des Bodenwasserhaushaltes.
- Eindimensionale Simulation von Beregnungsexperimenten am Meßgebiet Saugraben. Dabei Untersuchung des Einflusses von Makroporen auf die Oberflächenabfluß

bildung, bzw. Bedeutung der Makroporosität des Bodens für die Parametrisierung der Infiltrations- und Bodenfeuchtemodellierung.

- Zweidimensionale Simulation des Wasserhaushaltes des Meßhangs „Neuenbürger Pfad“ über 18 Monate.
- Beispielhafte Simulation extremer Niederschlagsereignisse an den Meßhängen „Neuenbürger Pfad“ und „Altenberg“.
- Untersuchung des Einflusses der zeitlichen Niederschlagsvariabilität auf Oberflächenabflußbildung und die Bodenwasserverteilung an Hängen anhand exemplarischer 2-D-Simulationen am Meßhang „Neuenbürger Pfad“.
- 2-D-Simulation der vom Institut für Wasserbau und Kulturtechnik durchgeführten Hangberechnungsversuche an mehreren Meßparzellen im Weiherbachgebiet.
- 2-D-Modellierung eines Berechnungsexperiments zur Untersuchung der Zwischenabflußbildung an Lößhängen (am Beispiel des Meßhanges „Leierfaß“ im Weiherbachgebiet).
- Exemplarische 2-D-Simulation eines extremen Niederschlag-Abfluß-Ereignisses für einen Hang in einem Einzugsgebiet in Algerien.
- Dreidimensionale Simulation des Teileinzugsgebiets „Neuenbürger Pfad“ für Starkniederschlagsperioden im Jahre 1992.

Die Programmierung erfolgte in FORTRAN77, die Ablaufdiagramme der vier Modellversionen

- 1 – dimensional
- 2 – dimensional mit numerischer Lösung der kinematischen Welle Gleichungen
- 2 – dimensional mit vereinfachter Lösung der kinematischen Welle Gleichungen
- 3 – dimensional

sind in Anhang B gegeben. Weiterhin sind dort die Unterprogramme und deren wichtigsten Funktionen aufgelistet.

## 4.2 Untersuchungsgebiete und ausgewertete Messungen

### 4.2.1 Hydrologisches Forschungs- und Untersuchungsgebiet Weiherbach

Das Einzugsgebiet des Weiherbachs wurde ab Beginn des Jahres 1989 im Rahmen des vom BMFT geförderten Verbundprojektes „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet“ als ein hydrologisches Forschungs- und Untersuchungsgebiet eingerichtet. Ein Überblick über die Zielsetzung des Verbundprojektes geben PLATE ET AL. (1991). Seit Projektbeginn werden eine Vielzahl von hydrologischen, meteorologischen und pedologischen Daten aufgenommen. Weiterhin werden die Grunddaten der Vegetation, der Bodennutzung und der landwirtschaftlichen Bearbeitungsmethoden und Stoffeinträge registriert.

Weiterhin wurden und werden im Gebiet u.a. eine Reihe von Experimenten zur Untersuchung der

- Oberflächenabfluß- und Erosionsbildung an Hängen
- Infiltrationseigenschaften an ausgewählten Meßpunkten
- Bodenfeuchteverteilung nach Starkregen (Beregnung)
- flächenhaften Bodenfeuchteverteilung
- Bildung von schnellreagierendem, lateralem, oberflächennahem, unterirdischem Abfluß („Zwischenabfluß“) nach Starkregen (Beregnung)

durchgeführt.

Dieses Untersuchungsgebiet mit seiner Datenbank aus den Grunddaten verschiedener Disziplinen und experimentellen Versuchsdaten eignet sich sehr gut zur Ableitung oder Überprüfung von Ansätzen zur Modellierung hydrologischer Prozesse sowie zur Kontrolle des gesamten Modellsystems. Daher wurde für den Großteil der durchgeführten Simulationen die Bedingungen im Einzugsgebiet des Weiherbachs zur Grundlage genommen. Die Ergebnisse verschiedener Versuchsreihen bildeten die Basis zur Überprüfung und Anpassung der Modellansätze.

Das Weiherbachgebiet erstreckt sich über eine Fläche von 6,3 km<sup>2</sup> und liegt etwa 30 km nordöstlich von Karlsruhe im Schwerpunkt des Städtedreiecks Karlsruhe – Heidelberg – Heilbronn. Es gehört damit zum Kraichgauer Hügelland und wird, abgesehen von etwas

Laubwald und den Flächen der 13 Aussiedlerhöfe und der Wirtschaftswege, ausschließlich landwirtschaftlich genutzt.

Das Gebiet liegt geologisch im Bereich des mittleren Keupers (km). Der dominierende und das Weiherbachgebiet als Landschaft mit vergleichsweise homogenen Bodeneigenschaften prägende Bodentyp ist die aus bis zu 10 m mächtigen Lößschichten entstandene Pararendzina mit vereinzelt auf Kuppen auftretenden Parabraunerden. In Senken und in den Bereichen von Talauen herrschen kolluviale Böden vor. Im östlich des Weiherbachverlaufes gelegenen Bereich des anstehenden Keupers sind die Verhältnisse kleinräumig stärker gegliedert. An den dortigen Keuperhängen (etwa 10% der Gesamtfläche) stehen Keuper-Kolluvisole an, die zu den Kuppen hin in sandige Löß-Pararendzinen übergehen und am Hangfuß sich mit den Lößkolluvien der Bachniederung vermischen. Für eine ausführlichere Beschreibung der Böden des Weiherbachgebietes sei hier auf den Bericht des Teilprojektes (TP) 3 im Verbundprojekt von GEROLD ET AL. (1992) verwiesen.

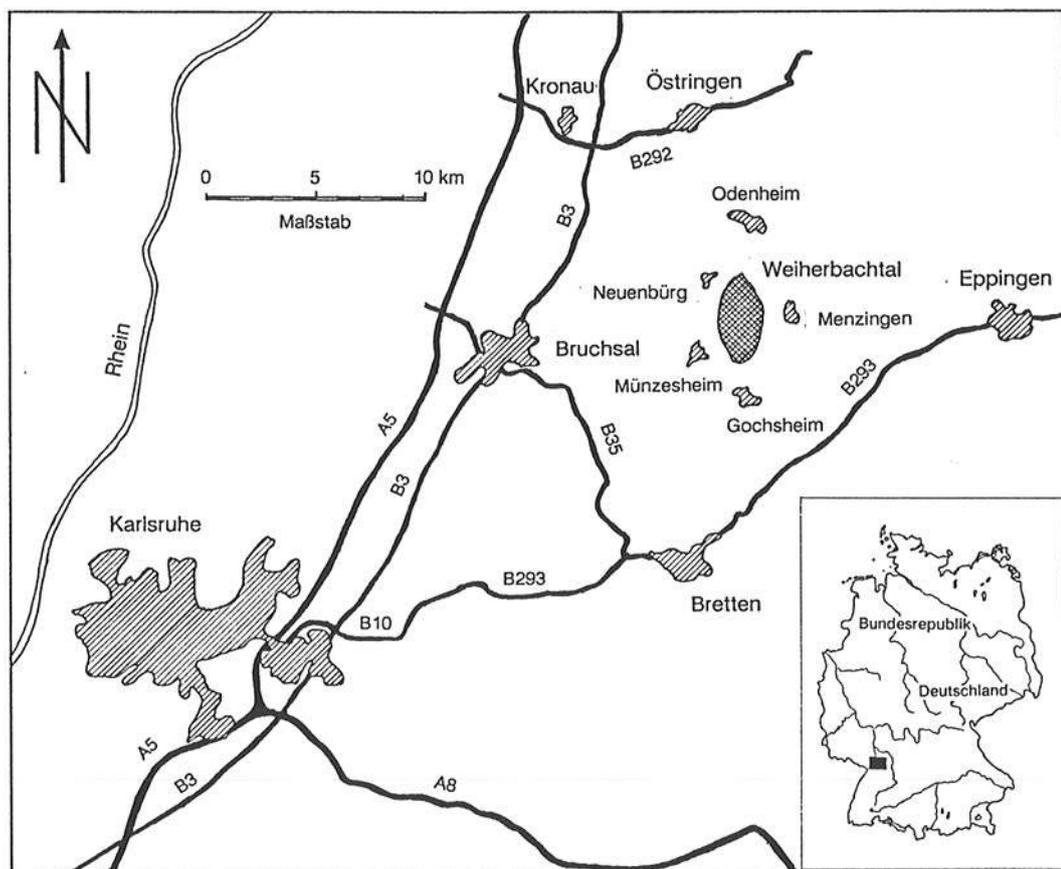


Abbildung 4.1: Lage des Weiherbachgebietes, (aus BOHLEBER, 1992)

Abbildung 4.1 zeigt die Lage des Gebietes, in Tabelle 4.1 sind charakteristische hydrologische Kenngrößen des Weiherbachgebietes zusammengestellt.

Wie bereits erwähnt, werden im Weiherbachgebiet eine Vielzahl von hydrologischen, meteorologischen, pedologischen und landwirtschaftlichen Daten aufgenommen. Dabei wur-

Gesamtfläche ( $km^2$ )	6.30
Landwirtschaftsfläche (%)	92.3
davon mit Drainagen versehen (%)	1.20
Bewaldete Fläche (%)	5.0
Flächen der Aussiedlerhöfe ( $m^2$ )	66000
davon befestigt ( $m^2$ )	25500
Flächen der Wirtschaftswege ( $m^2$ )	95600
davon befestigt ( $m^2$ )	55600
davon mit Vorfluteranbindung ( $m^2$ )	30200
Gesättigte Oberflächen und Wasserflächen ( $m^2$ )	9000
Höhe des Gebietes ( $m + NN$ )	140 - 240
mittlere Neigung (%)	5
maximale Neigung (%)	20
mittl. Jahresniederschlag ( $mm$ )	830.2
mittl. Jahresabfluß ( $mm$ )	191.6
durchschnittl. Basisabfluß ( $l/s$ )	30 (=150.3 $mm$ )
mittl. Jahresverdunstung ( $mm$ )	638.6
maximaler Tagesniederschlag 1/1979-7/1992 ( $mm$ )	58.2
maximale Niederschlagsintensität 1/1979-7/1992 ( $mm/15min$ )	25.1
Spitzenabfluß 1/1979-7/1992 ( $l/s$ )	760
Abflußbeiwert bei Starkregenereignissen (%)	0.5 - 9

Tabelle 4.1: Kenngrößen des Weiherbach Einzugsgebietes

den drei verschiedene Abstufungen der Datenaufnahme gewählt, mit Unterschieden in der Parameteranzahl sowie zeitlicher und räumlicher Auflösung der Datenerhebung:

- Vier Meßhänge, auch als Hauptmeßhänge bezeichnet, an denen (bei der üblichen Landbewirtschaftung) in Falllinie die Bodenfeuchte über mehrere Meßtiefen gemessen wird. Als Meßverfahren kommen das TDR-Verfahren (Meßtiefe bis zu 75 cm Tiefe), das Neutronensonden-Verfahren (Meßtiefe bis zu 5 m Tiefe) und z.T. die gravimetrische Methode (bis zu 90 cm) zur Anwendung. TDR- und Neutronensonden-Daten werden ein- bis zweiwöchentlich erhoben. Weiterhin werden Boden- und Wasserinhaltsstoffe in regelmäßigen Zeitabschnitten bestimmt sowie Messungen und Experimente zum Eintrag von Stoffeintrag und -umwandlung durchgeführt.
- Fünf Hauptmeßstationen, an denen Bodentemperatur, -feuchte, -saugspannung und Niederschlag kontinuierlich gemessen werden. Drei dieser Meßstationen stehen auf den Hauptmeßhängen 1, 2 und 4, eine ist in der meteorologischen Meßstation in-

tegiert, wo zusätzlich alle weiteren relevanten meteorologischen Daten gemessen werden (siehe KOLLE & FIEDLER, 1992).

- Ca. 100 Nebenmeßpunkte, an denen ausgewählte Meßgrößen (u.a. Bodenfeuchte mit der TDR-Methode in den Bodentiefen 0-15 cm, 0-30 cm, 0-45 cm, 0-60 cm, 0-75 cm) in der oberen Bodenzone, teilweise in regelmäßigen zeitlichen Abständen, erfaßt werden.

Unter den Datenerhebungen, die zusätzlich zu den Messungen an Hauptmeßhängen, -stationen und Nebenmeßpunkten erfolgten, sind hier noch die Beregnungsversuche von besonderem Interesse, die an insgesamt sechs Hangmeßparzellen, mit kontinuierlicher Aufzeichnung von Beregnungsintensität und Oberflächenabflußbildung erfolgten (siehe SCHRAMM, 1994). Abbildung 4.2 zeigt diese Beregnungsanlage.

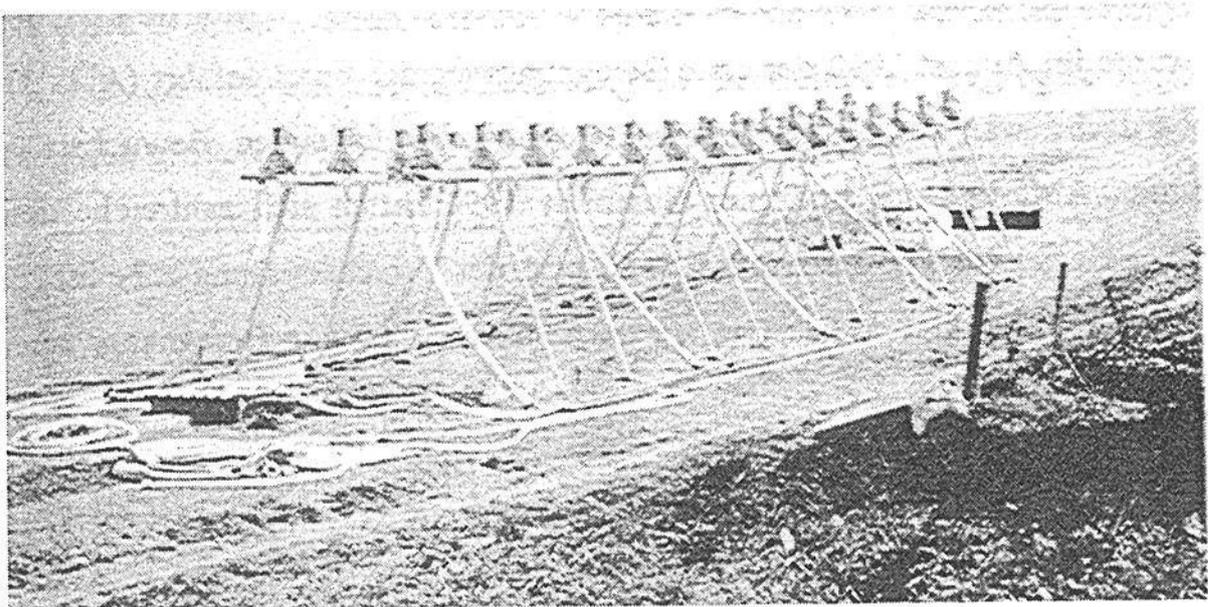


Abbildung 4.2: Hangberegnungsanlage des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe (Photographie von M. Schramm, IWK)

Die vollständige Auflistung der durchgeführten Messungen und Versuche kann aus der Übersicht von PLATE (1992) und der Zusammenstellung von BUCK & LOESER (1992) entnommen werden. Abbildung 4.3 gibt einen Überblick über das Weiherbachgebiet und die Lage der Meßeinrichtungen.

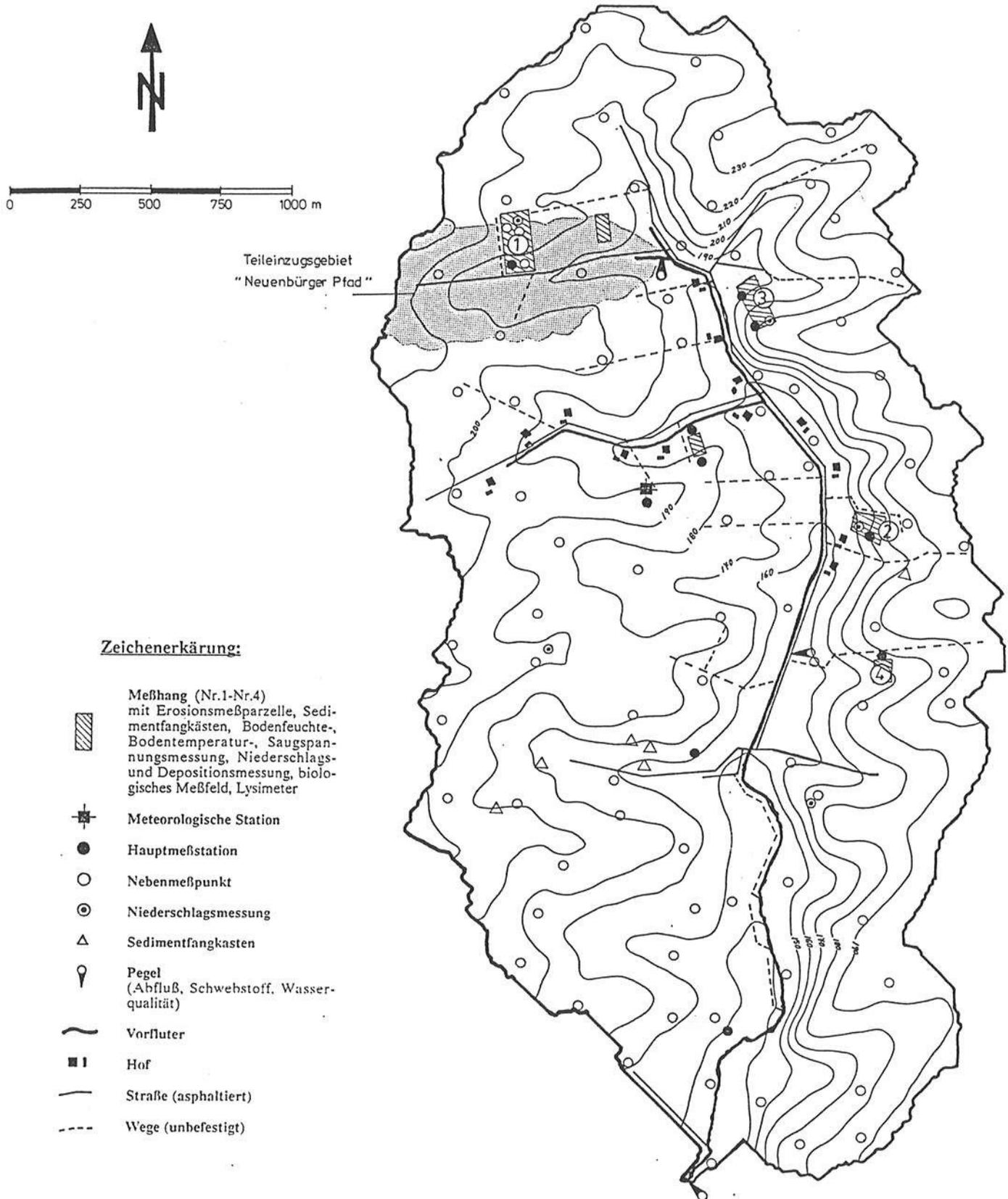


Abbildung 4.3: Lageplan der Meßstellen im Weiherbachgebiet

Folgende Meßergebnisse wurden für die Modellanwendung herangezogen:

- Messung der Bodenfeuchte an den Hauptmeßstationen:

- „Neuenbürger Pfad“
- „Altenberg“
- „Meteorologische Meßstation“
- „Leierfaß“

Diese Standorte, welche sich alle in den Lößbereichen des Gebiets befinden, wurden ausgewählt, da hier neben den wöchentlichen Messungen mit der TDR-Methode auch gravimetrische Feuchtemessungen erhoben wurden. Letztere wurden in etwa wöchentlichem Abstand für das Sommerhalbjahr 1991, Winterhalbjahr 1991/92 und Sommerhalbjahr 1992 (1. April 1991 bis 30. September 1992) durchgeführt (siehe ROHDE, 1993). Dieser Zeitraum, also 549 Tage vom 1.4.1991 bis 30.9.1992, wurde als Simulationszeitraum für die Wasserhaushaltsmodellierung der genannten Standorte ausgewählt.

Die notwendigen Vegetationsdaten wurden nach WERNER, MOKRY und ROHDE (persönliche Mitteilungen 1993) aufbereitet.

Die Meßdaten der Verdunstung an der meteorologischen Meßstation sowie alle zur Verdunstungsberechnung benötigten meteorologischen Daten wurden durch das TP 2 (nach KOLLE, persönliche Mitteilung 1993) ermittelt und bereitgestellt.

Die in dem Zeitraum erhobenen Niederschlagsmessungen an den jeweiligen Standorten wurden vom Teilprojekt 1c (nach LEHMANN, persönliche Mitteilung 1993) bereitgestellt. Die systematischen Fehler bei der Niederschlagsmessung (Benetzungs- und Verdunstungsverluste, Windeinfluß) wurden anschließend nach der Empfehlung von RICHTER (1985) korrigiert.

- Messung der Bodenfeuchte am Hauptmeßhang 1 an sieben Bodenprofilen entlang der Falllinie des Hanges.

Diese Meßdaten wurden wöchentlich mit der Neutronensonde (BOHLEBER, 1992) bis zu einer Tiefe von 2.7 m, vereinzelt auch bis zu einer Tiefe von 5 m erhoben. Aufgrund dieser Daten und anhand des geologischen Profils des Hauptmeßhang 1 (BOHLEBER ET AL., 1992), konnte für die Meßtage ein Bild der vertikal-ebenen räumlichen Verteilung der Bodenfeuchte an diesem Hang bis 3 m Tiefe interpoliert werden.

Diese Feuchteverteilungen dienen zur Überprüfung der Ergebnisse der zweidimensionalen Wasserhaushaltssimulation diese Hanges.

Die Bereitstellung der Vegetations- und Klimadaten erfolgte wie oben, als Simulationszeitraum wurde ebenfalls April 1991 bis September 1992 gewählt.

- Berechnungsversuche mit dem Hangberegner des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik (SCHRAMM, 1994) an folgenden Meßparzellen:
  - 3 Versuche auf der Erosionsmeßparzelle „Neuenbürger Pfad“
  - 7 Versuche auf der Erosionsmeßparzelle „Ebertsberg“
  - 3 Versuche auf der Erosionsmeßparzelle „Leierfaß“
  - 5 Versuche auf der Erosionsmeßparzelle „Weiherberg“.

Insgesamt wurden somit 18 Hangberegnungsexperimente zweidimensional modelliert, wobei von der Versuchsergebnissen die Niederschlags- und Abflußdaten zur Modellüberprüfung verwendet wurden. Weiterhin wurden mittels der TDR-Methode die Bodenwassergehalte vor Versuchsbeginn gemessen, woraus die Anfangsbedingungen der Simulationen abgeleitet wurden.

- Experiment zur Untersuchung von schnellen, lateralen unterirdischen Fließprozessen an Hängen

Am 15.4.1991 wurde am Nordhang des Gewanns „Leierfaß“ von sechs Instituten des Verbundprojektes ein gemeinsames Experiment zur Untersuchung oberflächen-naher schneller Fließprozesse am Hang durchgeführt. Ziel war es, das Ausmaß dieser Fließprozesse unter den vorherrschenden Feldbedingungen des Weiherbachs zu beurteilen. Dazu wurde eine Kombination verschiedener Experimente durchgeführt. Eine Fläche von 16.5 m x 4.0 m wurde mit Bromid markiertem Wasser 340 Minuten lang mit dem Hangberegner des IWK so beregnet, daß (gerade) kein Oberflächenabfluß auftrat. Zudem war vor Versuchsbeginn in der oberen Parzellenhälfte der Boden mit Herbiziden besprüht worden. Das Hangmodell wurde auf dieses Experiment angewendet, d.h. es wurde versucht, die vertikalen und lateralen Fließprozesse nachzubilden.

Die verschiedenen Messungen und deren räumliche Anordnung werden in Verbindung mit der Erläuterung der Simulationsergebnisse in Abschnitt 4.4.4 zusammengefaßt. Eine ausführliche Beschreibung von Versuchsaufbau, -durchführung und Meßergebnissen muß hier aus Platzgründen entfallen. Dafür wird auf SCHMITZ (1991) und BRONSTERT (1992) verwiesen.

- Messungen des Gebietsabflusses am Pegel „Neuenbürg“ während zweier Starkniederschlagsereignisse im Jahre 1992

Am Pegel „Neuenbürg“ wird der Abfluß aus einem Seitental des Weiherbachtals (Teileinzugsgebiet „Neuenbürger Pfad“, siehe Abb. 4.3) mit einer Einzugsgebietsfläche von  $A_E = 33$  ha erfaßt. Dieser Zulauf zum Weiherbach führt nur bei sehr intensiven Niederschlägen Wasser, die meiste Zeit des Jahres fällt er trocken. Daher kann davon ausgegangen werden, daß aller gemessener Abfluß dieses Gebietes aus Oberflächenabfluß resultiert.

Da keine Höfe in diesem Gebiet liegen, und abgesehen von einem befestigten Wirtschaftsweg in der Tallinie kein linienhafter Vorfluter besteht, eignet sich dieses Untereinzugsgebiet zur Anwendung der dreidimensionalen Modellversion.

Die erwähnten Starkregenereignisse wurden daher zum Test des dreidimensionalen Modells herangezogen.

Die benötigten flächenverteilten Vegetationsdaten wurden nach WERNER und MOKRY (persönliche Mitteilungen 1993) aufbereitet.

Die flächenhafte Verteilung der Bodenfeuchte zu Simulationsbeginn wurde aufgrund der wöchentlichen Messungen an den Nebenmeßpunkten nach LEHMANN (persönliche Mitteilung 1993) abgeschätzt. Zur Flächeninterpolation der Bodenfeuchten wurden dabei nicht nur die Meßwerte und die Konfiguration der Nebenmeßpunkte herangezogen, sondern auch die Werte des Boden-Topographie-Indexes nach BEVEN der Raster des Einzugsgebietes.

Diese verbesserte Flächeninterpolation von Bodenfeuchtedaten nach der Methode des External-Drift-Kriging ist in BRONSTERT & BÁRDOSSY (1993), das Verfahren selbst in BÁRDOSSY (1994) beschrieben.

#### **4.2.2 Infiltrationsmeßstreifen im Versuchsgelände Saalbach/Saugraben**

Zur Durchführung gezielter Feldversuche zu Infiltration und Versickerung wurde von SCHIFFLER ein 90 m langer Infiltrationsmeßstreifen eingerichtet. Sämtliche Angaben zu Versuchsaufbau, -durchführung und -ergebnissen sowie über die angewendete Modellierung sind in der Arbeit von SCHIFFLER (1992) enthalten.

Der Meßstreifen liegt am ehemaligen Testgraben „Saalbach/Saugraben“ der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg in der Saalbach Niederung am Rande des Oberrheingrabens bei Bruchsal.

Es handelt sich bei den Böden um schluffigen bis lehmigen Ton von 0,5 - 1,2 m Mächtigkeit auf kiesigem bis kiesarmen Sand. Die Grundwasserflurabstände schwanken zwischen ca. 0.8 m und 1.6 m. Die Bodenoberfläche war zum Zeitraum der Versuche einheitlich mit kurzem Naturrasen bewachsen.

Auf dem Infiltrationsmeßstreifen wurden 20 jeweils  $1 \text{ m}^2$  große Meßflächen zur Infiltrationsmessung mit einem eigens entwickelten Sprinkler-Infiltrometer eingerichtet, dessen Aufbau aus Abbildung 4.4 entnommen werden kann.

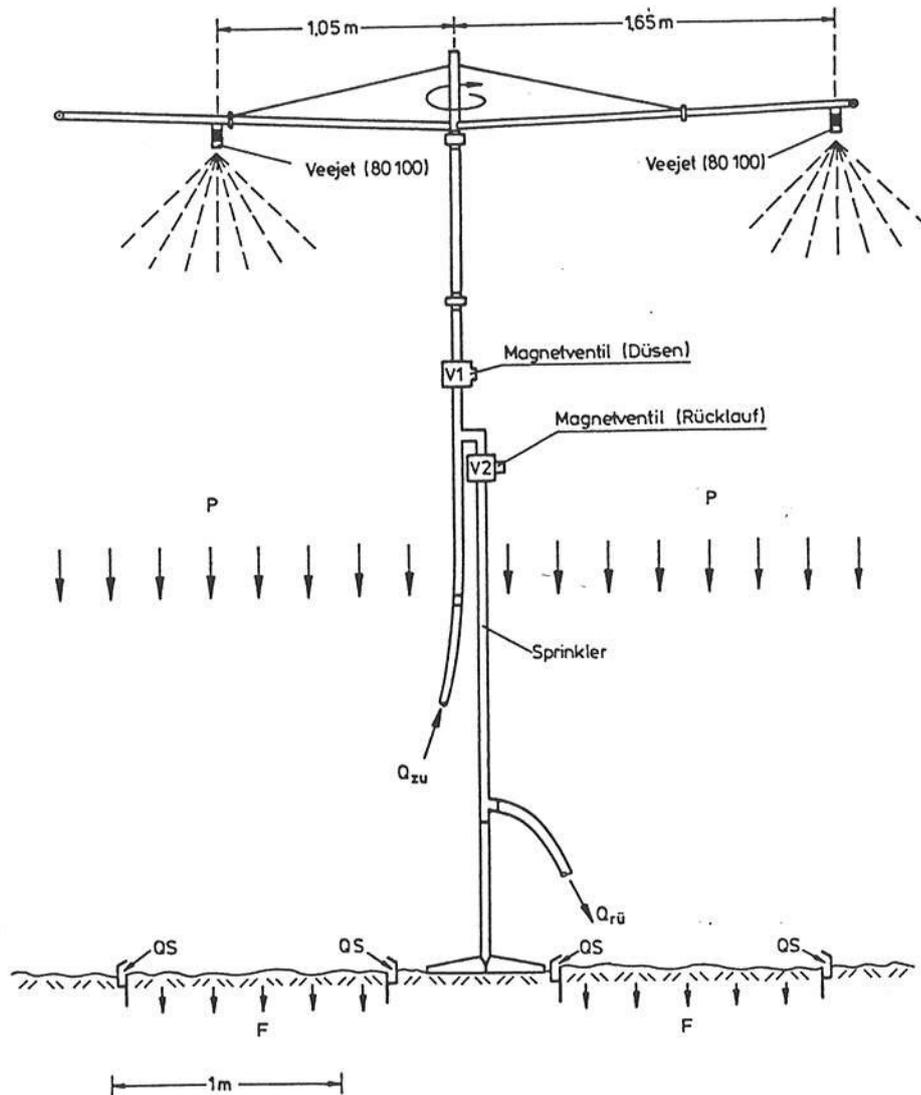


Abbildung 4.4: Sprinkler-Infiltrometer nach *Schiffler* (aus SCHIFFLER, 1992)

Zur Infiltrationsmessung bei künstlicher Beregnung wurden zwei Versuchsvarianten mit Meßreihen von 43 (Variante A) bzw. 42 (Variante B) Versuchen durchgeführt:

- A:** Niederschlagsrate  $>$  Infiltrationskapazität. Erzeugung sehr hoher Niederschlagsintensitäten mit dem Sprinkler. Kontinuierliche Messung der Niederschlagsintensität und der Oberflächenabflußraten. Messung der Anfangsbodenfeuchte.
- B:** Niederschlagsrate  $\leq$  Infiltrationskapazität. Erzeugung geringerer Niederschlagsintensitäten mit dem Sprinkler. Kontinuierliche Messung der Niederschlagsintensität und der Bodenfeuchte in 5 Bereichen bis 75 cm Tiefe.

Die Versuchsergebnisse von SCHIFFLER (1992) über Oberflächenabflußbildung und instationäre Veränderung der Bodenfeuchte wurden dazu benutzt, die entwickelten Teilmodelle der Infiltration und Bodenfeuchte zu überprüfen und deren gegenseitige Kompatibilität zu untersuchen.

### 4.2.3 Abflußmessungen bei Starkregenereignissen im Oued-Mina Gebiet, Algerien

Im Rahmen einer Kooperation mit dem algerischen Staat arbeitet das Institut für Wasserbau und Kulturtechnik (IWK) der Universität Karlsruhe in einem Pilotprojekt mit dem Ziel, Abflußbildungs- und Erosionsprozesse zu untersuchen und Verfahren zur Erosionsvermeidung zu empfehlen (siehe WITTENBERG, 1989; IWK, 1991; OFFICE INTERNATIONAL DE L'EAU & GTZ, 1992).

Das Einzugsgebiet liegt im nördlichen Tellatlas Algeriens, die Gesamtfläche beträgt 5000 km<sup>2</sup>. Die im nördlichen Bereich gelegene Pilotzone, in der die Messungen und Untersuchungen von Schutzmaßnahmen erfolgen, umfaßt etwa 150 km<sup>2</sup>, siehe Abbildung 4.5.

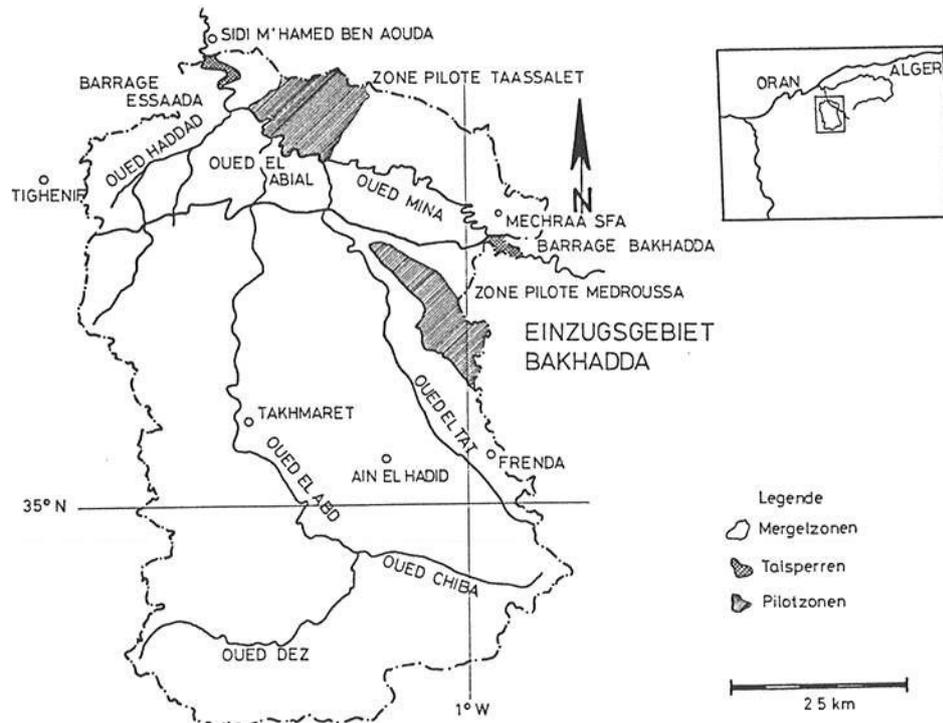


Abbildung 4.5: Lage des Untersuchungsgebietes Oued-Mina, (aus WITTENBERG, 1989)

In der Pilotzone stehen fast ausschließlich Mergelböden an, die z.T. ausgeprägte und tiefreichende Schrumpfrisse und durch Auswaschungen entstandene Hohlgänge aufweisen.

Das Relief ist stark gegliedert und gekennzeichnet durch erosionsbedingte tief eingeschnittene V-Täler, sowie anthropogen begründete Terrassenlandschaften.

Das Klima läßt sich als semi-arid bis semi-mediterran bezeichnen mit Jahresniederschlägen von 200 bis 400 mm, die fast alle in den Monaten Januar bis April fallen (GEYER, 1992). Da die Niederschläge meist mit sehr hohen Intensitäten auftreten, entsteht dann vielerorts Oberflächenabfluß (und auch schnellreagierender Zwischenabfluß in dem ausgeprägten Makroporen- bzw. Hohlraumsystem) mit den daraus resultierenden Erosionserscheinungen.

Vom IWK wurden im Pilotgebiet eine Reihe von Hangberegnungsversuchen, Erosionsmessungen und Abflußmessungen nach Starkniederschlagsereignissen in kleinen Teilgebieten durchgeführt.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die zweidimensionale Modellversion für ein Starkniederschlagsereignis auf einen typischen Hang eines solchen Teilgebietes angewendet. Ziel dieser Modellanwendung war eine exemplarische Modellübertragung auf völlig andere Gebiets- und Ereignisbedingungen als bei der Modellerstellung.

Für eine exemplarische Anwendung standen Daten über Topographie, Bodentyp, Landnutzung, ungefähre Anfangsbodenfeuchte eines ausgesuchten Hanges und der Niederschlag eines Starkregenereignisses mit zugehöriger Abflußspende eines kleinen Teilgebietes zur Verfügung:

- Bezeichnung des Teilgebietes: Microbassin No. 2
- Bodentyp: tonreicher Vertisol mit ausgeprägtem, oberflächennahem Makroporensystem
- Hanglänge: 232 m
- mittl. Hangneigung: 25%
- max. Hangneigung: 49%
- Landnutzung: gering bewachsene, semi-aride Naturbrache
- Bodenfeuchte vor Ereignisbeginn: etwa 12%
- Niederschlag: Ereignis vom 3.10.1991 mit einer Höhe von 25.6 mm in 10 Stunden und einer maximalen Intensität von 9.67 mm in 3.5 min (=159 mm/h)
- Verhältnis Abfluß-/Niederschlagsmenge (Abflußbeiwert): 13%

## 4.3 1-D Simulationen

### 4.3.1 Langzeitmodellierung des Wasserhaushaltes an verschiedenen Standorten im Weiherbachgebiet

Mit dem Modell HILLFLOW-1D wurde der Wasserhaushalt an den Hauptmeßpunkten exemplarisch für drei Halbjahre simuliert. Als Simulationszeitraum wurde der Zeitraum von April 1991 bis September 1992 gewählt (s.o.). Die an der meteorologischen Station aufgenommenen Klima- und Verdunstungsdaten wurden von KOLLE (persönliche Mitteilung 1992) zur Verfügung gestellt. Die Angaben zur Vegetation wurden in Absprache mit ROHDE, MOKRY und WERNER (persönliche Mitteilungen 1993) zusammengestellt und anschließend mithilfe von Literaturangaben parametrisiert. Die Bodenparameter wurden nach den Angaben von MONTENEGRO (1992) gewählt. In Tabelle 4.2 sind die zu den Hauptmeßpunkten zugehörigen Vegetationsarten und Bodenparameter aufgelistet.

Standort (mit TDR-Meßpunkt und Bodenart) .	Vegetation (mit Zeitraum)	Bodenparameter			
		$k_s$ [mm/h]	$\theta_s$ [Vol.%]	$H_Z$ [cm]	$V_{mak}$ [Vol.%]
meteo. Station (TDR-Nr. 59) (Löß)	Sommergerste (10.4.91-10.7.91)	3.6	42.0	40	0.5
	Senf (1.9.91-20.11.91)				
	Sonnenblumen (10.5.92-6.9.92)				
Meßhang 1 (TDR-Nr. 82) (Schwemmlöß)	Winterweizen (1.4.91-20.7.91)	2.2	42.0	25	0.5
	Natürl. Begrünung (8/91-4/92)				
	Sonnenblumen (10.5.92-6.9.92)				
Meßhang 3 (TDR-Nr. 14) (Löß)	Mais (10.5.91-20.9.91)	3.6	42.0	40	0.5
	Natürl. Begrünung (10/91-4/92)				
	Mais (5.5.92-20.9.92)				
Leierfaß (TDR-Nr. 63) (Löß)	Zuckerrüben (10.5.91-25.10.91)	3.6	42.0	40	0.5
	Winterweizen (10.11.91-20.7.92)				

Tabelle 4.2: Parameter der Simulation des Wasserhaushaltes an den Hauptmeßpunkten

Im folgenden werden die Simulationsergebnisse für die Hauptmeßpunkte dargestellt. Zur Überprüfung dieser Ergebnisse wurden die TDR-Messungen an diesen Meßpunkten verwendet. Auf einen weiteren Vergleich mit den (z.T.) zusätzlich erhobenen gravimetrischen Feuchtedaten wurde verzichtet, da diese in Gew-% vorlagen und eine zuverlässige Rückrechnung in Vol-% nicht möglich war.

Die Feuchten werden als integrale Werte über die Meßtiefen (0-15 cm, 0-30 cm, 0-45 cm, 0-60 cm, 0-75 cm) angegeben, entsprechend den Längen der Stabpaare (wave-guides) der TDR-Messung. Eine Umrechnung der integralen Werte zu Stufenwerten (0-15 cm, 15-30 cm, 30-45 cm, 45-60 cm, 60-75 cm) ist zwar möglich, birgt aber aufgrund der damit verbundenen Fehlerfortpflanzungen und -verstärkungen (DISSE, persönliche Mitteilung 1993) die Gefahr beträchtlicher Verfälschungen der Meßdaten. Auf die Darstellung der Feuchten in der Schicht 0-75 cm wird verzichtet, da für diese Schicht die Meßdaten nur bis Juni 1991 vorlagen. Ab Juli 1992 erfolgte eine Umstellung der Meßapparatur, die eine Reduktion der maximalen Stablänge der TDR wave guides auf 60 cm mit sich brachte.

#### 4.3.1.1 Weiherbachgebiet: Meteorologische Meßstation

Die Datenlage an der meteorologischen Meßstation ist besonders günstig, da die Verdunstungswerte an diesem Standort direkt gemessen wurden. Somit ist keine (modellinterne) Berechnung der Verdunstung notwendig, die obere Randbedingung des Bodenwasserhaushaltes liegt mit hoher Genauigkeit vor. Die Messungen stellen Verdunstungssummen dar, die Aufteilung in Interzeptionsverdunstung, Bodenevaporation und Pflanzentranspiration wird modellintern nach den entsprechenden Ansätzen berechnet.

Als Boden steht homogene Löß-Pararendzina an, was im Modell als homogene Säule von 1.50 m Tiefe mit einer makroporösen Schicht von 40 cm dargestellt wird. Der Diskretisierungsabstand beträgt 5 cm, als untere Randbedingung wird free-flow angenommen.

Abbildung 4.6a-e zeigt den an der Station gemessenen Niederschlag (korrigiert nach RICHTER (1985)), sowie die mit TDR gemessenen und die mit dem Modell berechneten Bodenfeuchtegehalte in den Schichten 0-15 cm, 0-30 cm, 0-45 cm, 0-60 cm.

Die simulierten Bodenfeuchten stimmen gut mit den Meßwerten überein, wobei die Übereinstimmung mit größeren Tiefen zunimmt. Der Korrelationskoeffizient zwischen Messung und Rechnung liegt zwischen 82% für die Schicht 0-15 cm und 92% für die Schicht 0-60 cm, die mittlere absolute Abweichung zwischen Messung und Simulation (nachfolgend als „mittlerer Fehler“ bezeichnet) liegt zwischen 3.0% (0-15 cm) und 1.4% (0-60 cm).

Bei den oberen zwei Schichten fällt auf, daß insbesondere bei Starkniederschlägen die Dynamik der Wassergehaltsänderungen bei den Meßwerten geringer erscheint als bei der Simulation. Dieser Unterschied wird größtenteils dadurch hervorgerufen, daß die TDR-Messungen nur wöchentlich (z.T. zweiwöchentlich) erhoben wurden und damit die Bodenfeuchtemaxima bei Starkniederschlägen i.d.R. nicht erfaßt wurden.

Die Bodenfeuchte der oberen Schicht wird im Oktober 1991 (etwa 180. - 210. Tag) vom Modell unterschätzt, was auf eine ungenaue Parametrisierung des Senfes (Wurzeltiefe, Bewuchshöhe) und dadurch hervorgerufene Überschätzung der Verdunstung hinweist.

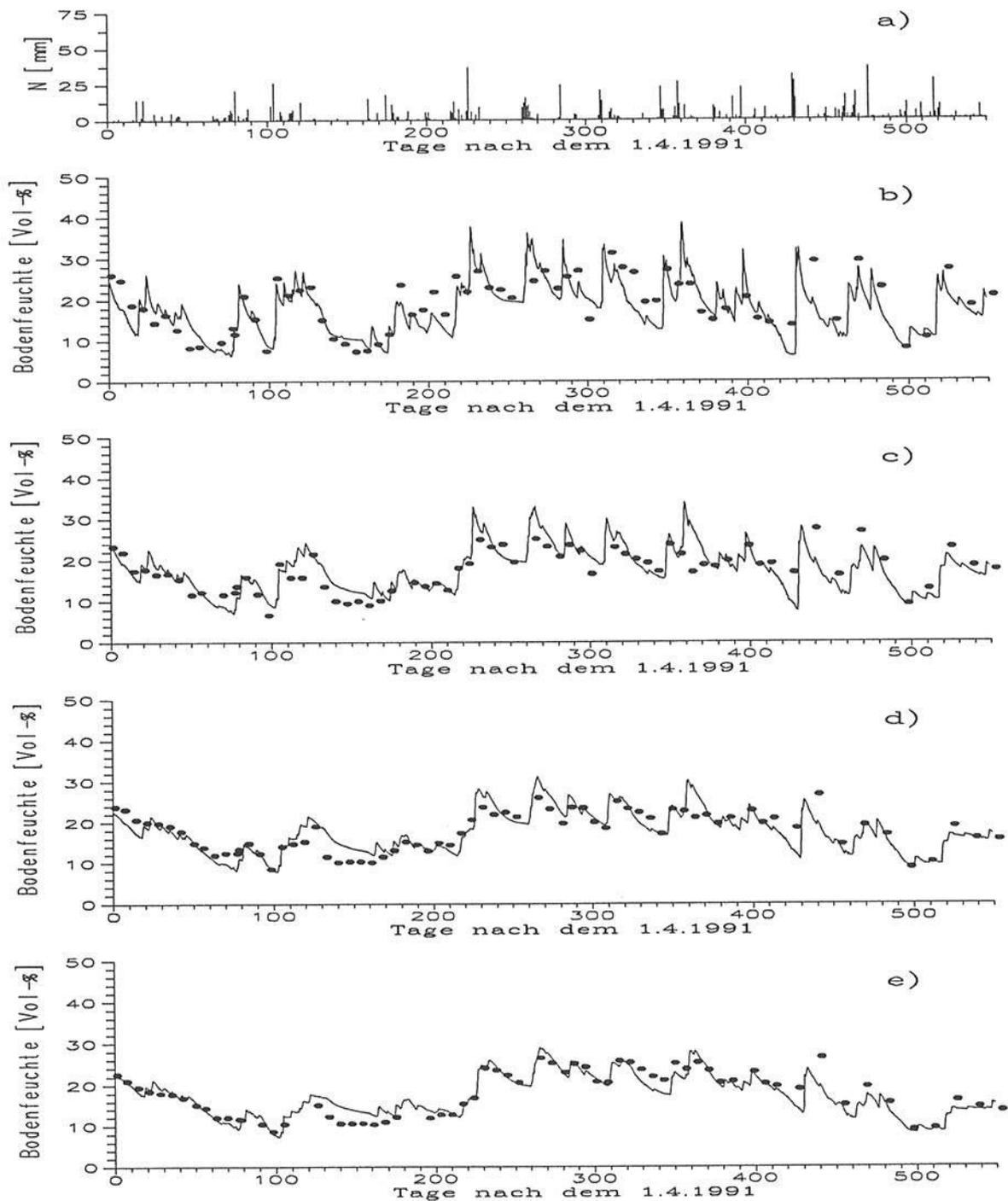


Abbildung 4.6: Ergebnisse der Bodenwassersimulation: Weiherbachgebiet — meteorologische Meßstation. a) Tageswerte des Freilandniederschlags; b) Bodenfeuchte 0-15 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—); c) Bodenfeuchte 0-30 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—); d) Bodenfeuchte 0-45 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—); e) Bodenfeuchte 0-60 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—)

#### 4.3.1.2 Weiherbachgebiet: Meßhang 1 (Neuenbürger Pfad)

Im Gegensatz zur meteorologischen Meßstation, liegen am Meßhang 1 keine direkt gemessenen Verdunstungswerte vor. Daher erfolgte hier die Ermittlung der Verdunstungsraten modellintern. Als Ansatz wurde die Penman-Monteith Formel gewählt, die dafür notwendigen Klimaparameter wurden direkt von der meteorologischen Meßstation übernommen. Der Boden wurde im Modell ebenfalls als homogene Säule von 1.50 m Tiefe mit einer makroporösen Schicht von 40 cm dargestellt. Diskretisierungsabstand und untere Randbedingung sind ebenfalls gleich.

Abbildung 4.7a-e zeigt den am Meßhang 1 aufgezeichneten (und korrigierten) Niederschlag, sowie die am Hangfuß mit TDR (Meßpunkt-Nr. 82) gemessenen und die berechneten Bodenfeuchtegehalte in den vier Schichten.

Die Übereinstimmung zwischen Messung und Rechnung ist zufriedenstellend. Der Korrelationskoeffizient liegt zwischen 63% für die Schicht 0-60 cm und 76% für die Schicht 0-30 cm, der mittlere Fehler liegt zwischen 3.7% (0-15 cm) und 2.9% (0-30 cm).

Die — verglichen mit den Ergebnissen an der meteorologischen Meßstation — etwas schlechteren Simulationsergebnisse haben verschiedene Ursachen:

- Die Bodenverhältnisse am Neuenbürger Pfad sind heterogener als an anderen Lößstandorten im Gebiet (BOHLEBER, 1992). Weiterhin befindet sich der Hangfuß z.T. im Bereich der Wendeschleifen der Landmaschinen, was zu lokalen Bodenverdichtungen geführt haben kann. Diese Unwägbarkeiten wurden bei der Modellierung nicht berücksichtigt.
- Die aktuellen Verdunstungswerte konnten nicht aus Messungen übernommen werden. Zudem konnten die zur Verdunstungsberechnung notwendigen Pflanzenparameter der natürlichen Begrünung mangels Meßdaten oder spezifischer Literaturwerte nur grob abgeschätzt werden.
- Die eindimensionale Modellversion kann keine lateralen Fließprozesse erfassen. Da es sich hier aber um einen ausgesprochenen Hangstandort handelt, können Oberflächen- und Zwischenabfluß gegebenenfalls zur Erhöhung der Bodenfeuchte am Hangfuß beitragen. Dies könnte die Ursache für die Unterschätzung der Bodenfeuchte in den tieferen Schichten im Winter (Tag-Nr. 210-360) sein. Die Frage des Einflusses der lateralen Fließprozesse auf die Bodenfeuchteverteilung am Hang ist u.a. Gegenstand der Simulationen mit dem zweidimensionalen Modell.

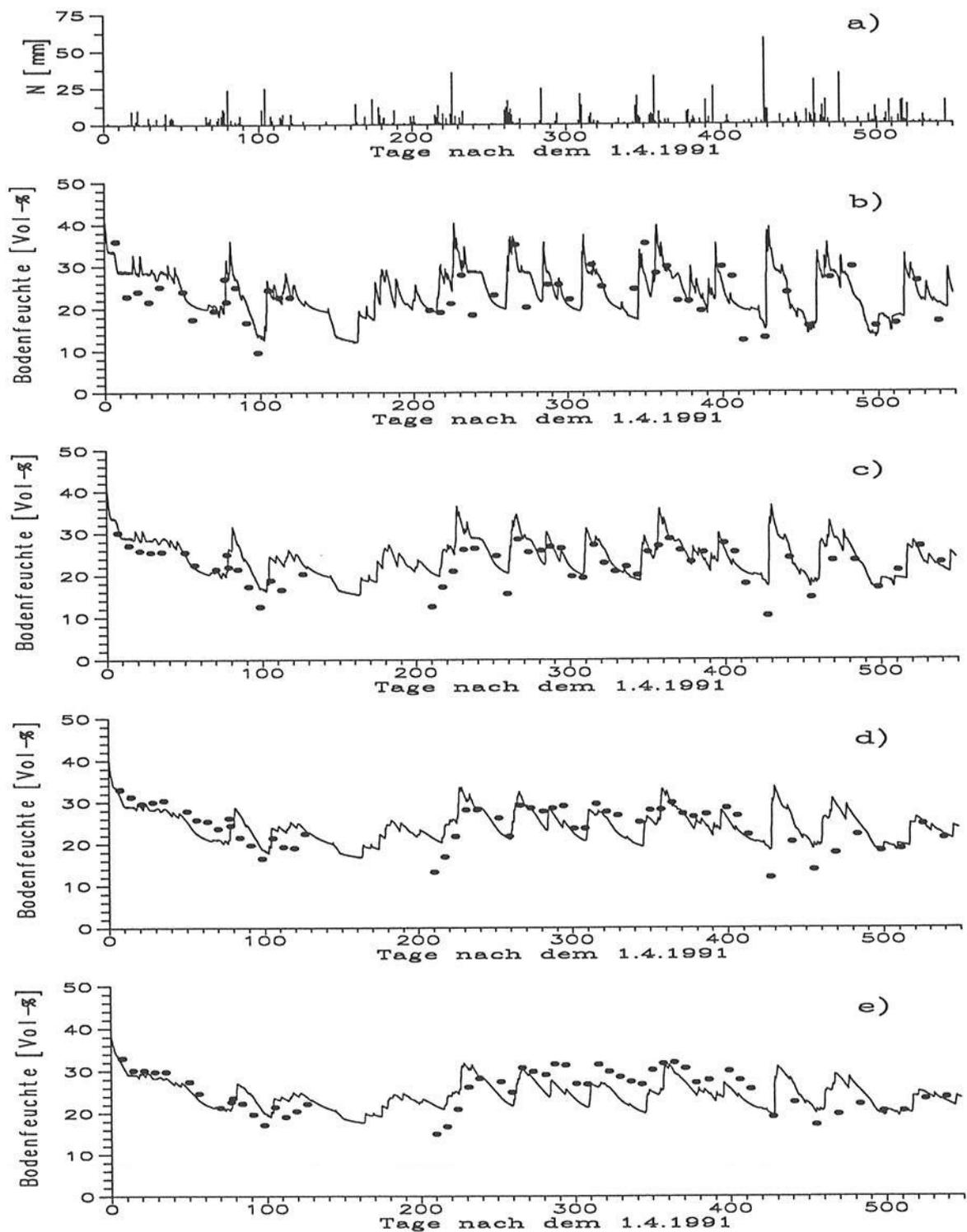


Abbildung 4.7: Ergebnisse der Bodenwassersimulation: Weiherbachgebiet — Meßhang 1  
 a) Tageswerte des Freilandniederschlags; b) Bodenfeuchte 0-15 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—); c) Bodenfeuchte 0-30 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—); d) Bodenfeuchte 0-45 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—); e) Bodenfeuchte 0-60 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—)

#### 4.3.1.3 Weiherbachgebiet: Meßhang 3 (Altenberg)

Abbildung 4.8a-e zeigt den Niederschlag am Meßhang 3, sowie die in Hangmitte mit TDR (Meßpunkt-Nr. 14) gemessenen und die für diesen Standort berechneten Bodenfeuchtegehalte in den vier Schichten.

Die Güte der Übereinstimmung zwischen Messung und Rechnung entspricht der Simulation am Meßhang 1. Der Korrelationskoeffizient zwischen gemessenen und gerechneten Werten liegt zwischen 67% für die Schicht 0-60 cm und 72% für die Schicht 0-30 cm, der mittlere Fehler liegt zwischen 3.5% (0-15 cm) und 2.8% (0-60 cm).

Die Ursache der Abweichungen zwischen Messung und Rechnung dürfte ebenfalls in den Unsicherheiten bei der Verdunstungsberechnung und Parametrisierung der Bodendaten sowie in der Nichtberücksichtigung lateraler Fließprozesse liegen.

#### 4.3.1.4 Weiherbachgebiet: Leierfaß

Abbildung 4.9a-e zeigt den Niederschlag am Gewann Leierfaß (übernommen von der nahe gelegenen meteorologischen Meßstation), sowie die in Hangmitte (Meßpunkt-Nr. 63) gemessenen und die für diesen Standort berechneten Bodenfeuchten in den vier Schichten.

Die Güte der Übereinstimmung zwischen Messung und Rechnung ist zufriedenstellend und entspricht wiederum der Simulation am Meßhang 1. Der Korrelationskoeffizient zwischen gemessenen und gerechneten Werten liegt zwischen 78% für die Schicht 0-60 cm und 86% für die Schicht 0-15 cm, der mittlere Fehler liegt zwischen 3.0% (0-30 cm) und 4.0% (0-15 cm).

Die berechneten Wassergehalte im Sommer 1991 liegen systematisch über den Meßwerten, d.h. das Modell liefert eine z.T. zu geringe aktuelle Verdunstung während der Trockenphasen. Dies deckt sich mit KOLLE & FIEDLER (1992), die zu geringe Verdunstungsraten in Trockenphasen auf eine Unterschätzung des Einflusses der Windgeschwindigkeit durch die Penman-Monteith Formel zurückführen.

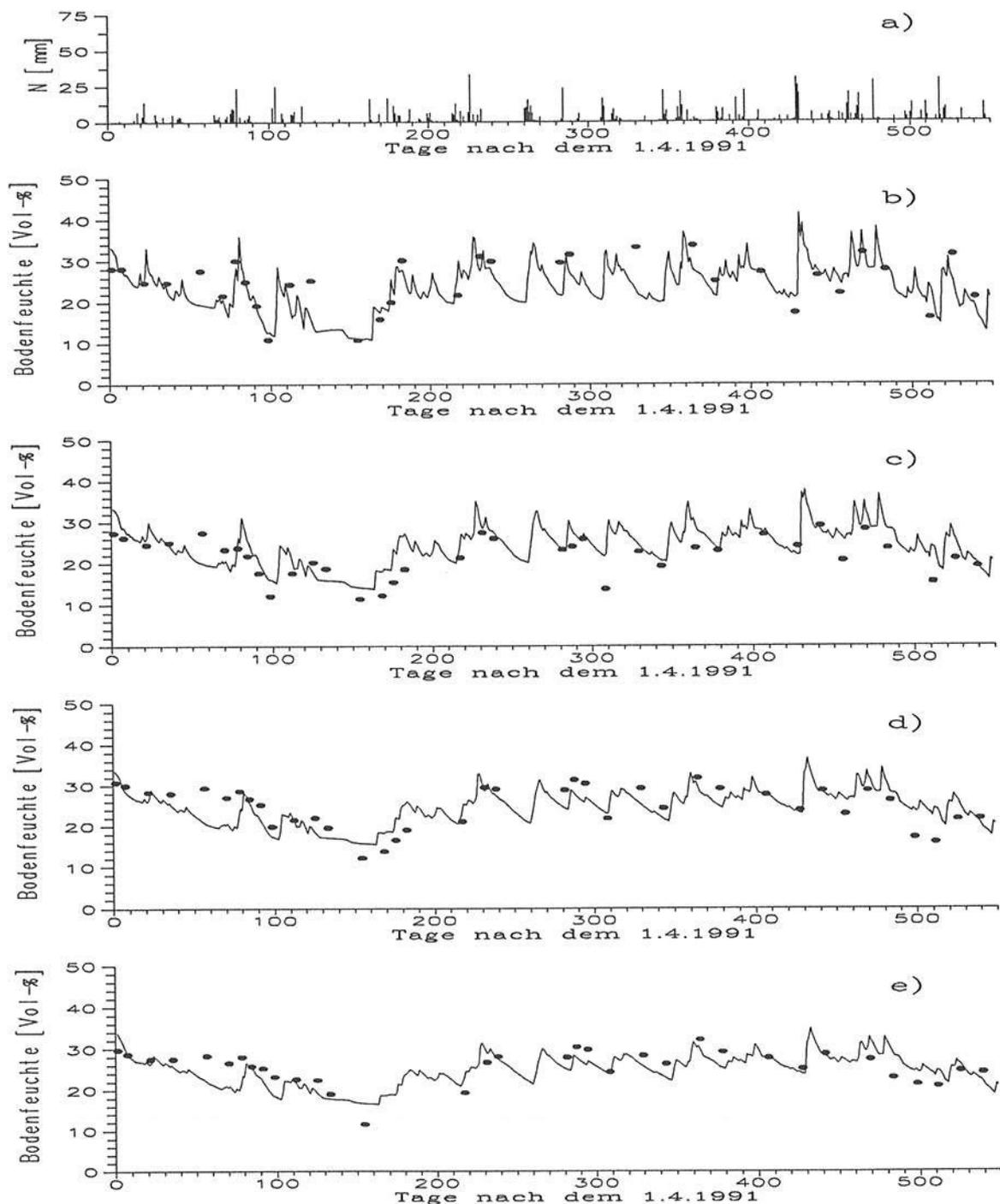


Abbildung 4.8: Ergebnisse der Bodenwassersimulation: Weiherbachgebiet — Meßhang 3  
 a) Tageswerte des Freilandniederschlags; b) Bodenfeuchte 0-15 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—); c) Bodenfeuchte 0-30 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—); d) Bodenfeuchte 0-45 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—); e) Bodenfeuchte 0-60 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—)

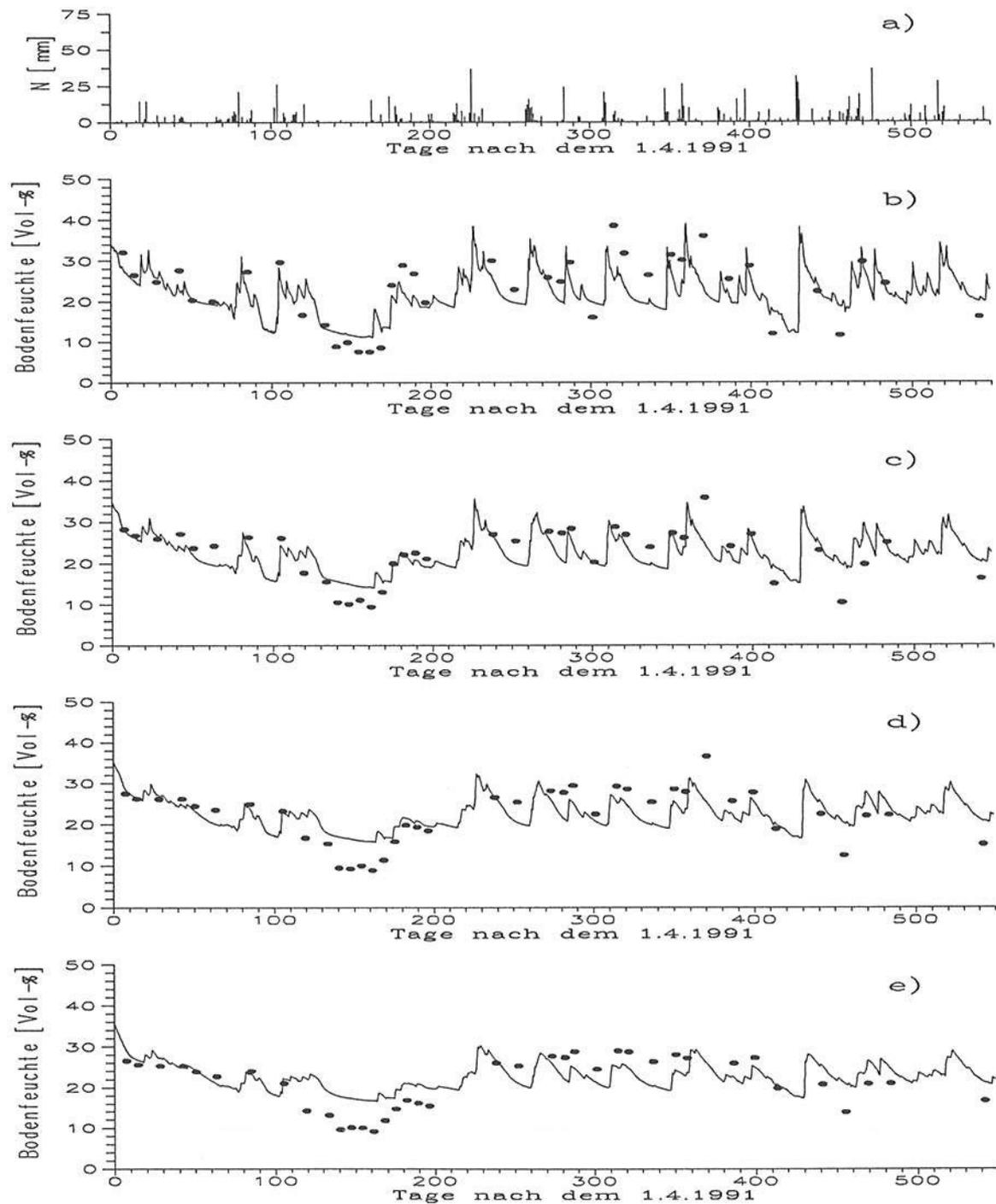


Abbildung 4.9: Ergebnisse der Bodenwassersimulation: Weiherbachgebiet — Gewinn „Leierfaß“; a) Tageswerte des Freilandniederschlags; b) Bodenfeuchte 0-15 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—); c) Bodenfeuchte 0-30 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—); d) Bodenfeuchte 0-45 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—); e) Bodenfeuchte 0-60 cm: Meßwerte (●) und berechnete Werte (—)

#### 4.3.1.5 Diskussion

Die vorgestellten Ergebnisse zeigen, daß das Modell den Wasserhaushalt der typischen Standorte im Weiherbachgebiet mit guter Genauigkeit simulieren kann. Die erzielte Übereinstimmung zwischen gemessenen Bodenfeuchtwerten und Modellergebnissen ist so hoch (oder z.T. höher) wie in anderen veröffentlichten Untersuchungen mit eindimensionaler numerischer Lösung der Richards-Gleichung, (z.B. in JENSEN & JØNCH-CLAUSEN, 1982; HACK-TEN BROEKE & KABAT, 1988; FEDDES ET. AL, 1988; DIEKKRÜGER, 1992).

Die Wahl der Parameter  $\theta_s$  und  $k_s$  erfolgte nach den Angaben von MONTENEGRO (1992, 1994) für die Bodenproben am Flurstück „Neuenbürger Pfad“. Diese Daten stimmen sehr gut mit den von SCHEFFER (1989) für Lößboden angegebenen Werten überein.

Eine Eichung des Modells erfolgte nur durch eine leichte Anpassung der Parameter  $\theta_s$ ,  $k_s$  und  $H_Z$ . Als Eichdatensatz dienten die Bodenfeuchtemessungen an der meteorologischen Meßstation. Für die Simulation an den anderen Standorten mit reinem Lößboden wurden die Bodenparameter übernommen, es erfolgte hier also eine Modellvalidierung.

Bei der Eichung wurde darauf geachtet, daß keine großen Änderungen von den den anfangs geschätzten Bodenparameter erfolgten. So wurden  $\theta_s$  bzw.  $k_s$  nur um maximal 20% bzw. 5% gegenüber der Anfangsschätzung verändert. Eine Variabilität über die Tiefe wurde nicht angenommen, da keine Informationen darüber zur Verfügung standen.

Die Pflanzenparameter Wurzeltiefe, Bewuchshöhe, Blattflächenindex, Interzeptionsspeicher und kritische Bodenwasserspannung und deren Veränderungen während der Vegetationsperiode wurden durchweg aus Literaturangaben übernommen.

Die Übereinstimmung zwischen Messung und Modell kann weiter erhöht werden, wenn die Modellparameter optimiert werden, die Anlehnung an Meßdaten oder an Literaturangaben damit aufgehoben würde. Dies gilt insbesondere, wenn die Eichung auch mit räumlich und zeitlich variablen Parametersätzen erfolgen würde.

Auf eine derart intensive Eichung wurde aber bewußt verzichtet, da es nicht das Ziel war, alle Meßwerte möglichst exakt mit dem Modell widerzuspiegeln. Vielmehr sollte untersucht werden, inwieweit das Modell in der Lage ist, den natürlichen Wasserhaushalt verschiedener Standorte mit allgemein zugänglichen Parametern aus Messung und/oder Literatur zu simulieren. Weiterhin ist zu beachten, daß auch die Meßwerte mit Unsicherheiten behaftet sind (vor allem bei ausgeprägten Feuchtesprüngen im Boden und bei Frost) und die angesprochenen lateralen Fließeffekte zu Bodenfeuchteveränderungen führen können, die nicht mit dem eindimensionalen Modell erfaßt werden können.

Die gezeigten Ergebnisse belegen — bei Berücksichtigung der obigen Gesichtspunkte —, daß eindimensional-vertikale Langzeitsimulationen des Wasserhaushaltes mit dem Modell HILLFLOW-1D mit sinnvollen und plausiblen Ergebnissen durchgeführt werden können.

### 4.3.2 Einfluß des Pflanzenwiderstands auf die Verdunstung und den Bodenwasserhaushalt

Bei Anwendung der Penman-Monteith Formel zur Berechnung der Verdunstung spielt die Ermittlung des Pflanzenwiderstands (auch „Stomata-“ oder „Oberflächenwiderstand“)  $r_s$  eine wichtige Rolle (BRADEN, 1992).

Da an der meteorologischen Station gemessene Verdunstungsraten vorlagen, konnte ein Vergleich verschiedener Ansätze zur Berechnung des Pflanzenwiderstands durchgeführt werden. Die Meßwerte wurden dabei modellintern auf ihre Konsistenz überprüft, d.h. bei zu geringen Wassergehalten in der Wurzelzone (Transpiration) und/oder der Bodenoberfläche (Evaporation) wurden die vorgegebenen Werte der Wurzelentnahme und der Oberflächenverdunstung verringert. Folgende Ansätze zur Bestimmung des Pflanzenwiderstandes wurden verglichen:

- $r_s=0$ , also Nichtberücksichtigung des Pflanzenwiderstandes, einer Bedingung, die für benetzte Pflanzenoberflächen und ungehinderter Wassernachführung durch den Boden gilt (erster Ansatz von MONTEITH (1965)).
- Ansatz von FEDDES ET AL. (1978).  $r_s$  wird als Funktion der potentiellen Verdunstung ermittelt, wobei ein Minimalwert von  $r_{s_{min}} = 30s/m$ , ein Maximalwert von  $r_{s_{max}} = 100s/m$  und eine exponentielle Übergangsfunktion gewählt wurde. In Erweiterung dieses Ansatzes wird bei (Teil-)Füllung des Interzeptionsspeichers der Pflanzenwiderstand  $r_s = 0$  gesetzt (SHUTTLEWORTH, 1978).
- Ansatz von CRAGO & BRUTSAERT (1992).  $r_s$  wird in Abhängigkeit der Bodenfeuchte in den oberen 5 cm nach einer aus Meßwerten abgeleiteten Regressionsformel bestimmt. Als Minimalwert (für Bodenfeuchten  $\geq 21.7\%$ ) wird  $r_{s_{min}} = 30.7s/m$  angegeben, der Maximalwert  $r_{s_{max}}$  ist frei wählbar. Es wurden Vergleiche mit  $r_{s_{max}} = 160s/m$ ,  $r_{s_{max}} = 200s/m$  und  $r_{s_{max}} = \infty$  durchgeführt.

In Abbildung 4.10 sind die Verdunstungsraten für das Sommerhalbjahr 1991 nach den genannten Ansätzen aufgetragen. Abbildung 4.11a-d zeigt die Bodenfeuchten (April 1991 – September 1992) beispielhaft für die Schicht 0-30 cm. In Tabelle 4.3 sind die Korrelationskoeffizienten  $r$  und mittleren Abweichungen  $\Delta$  zwischen gemessenen und berechneten Bodenfeuchten der Bodentiefen bis 45 cm für die untersuchten Ansätze aufgelistet.

Für die untersuchten Bedingungen liefert der Ansatz von FEDDES ET AL. (1978) die beste Annäherung an die gemessenen Werte. Bei Nichtberücksichtigung des Pflanzenwiderstandes ( $r_s=0$ ) wird die Verdunstung systematisch überschätzt. Der Ansatz von CRAGO &

BRUTSAERT (1992) liefert während den Trockenphasen zu geringe Verdunstungswerte und dadurch zu hohe Bodenfeuchtwerte.

Aufgrund dieser Ergebnisse wurde in das Modellsystem HILLFLOW der Ansatz von FEDDES ET AL. (1978) mit der Ergänzung nach SHUTTLEWORTH (1978) zur Bestimmung des Pflanzenwiderstandes als Standardverfahren implementiert. Andere Verfahren sind aber ohne Probleme integrierbar.

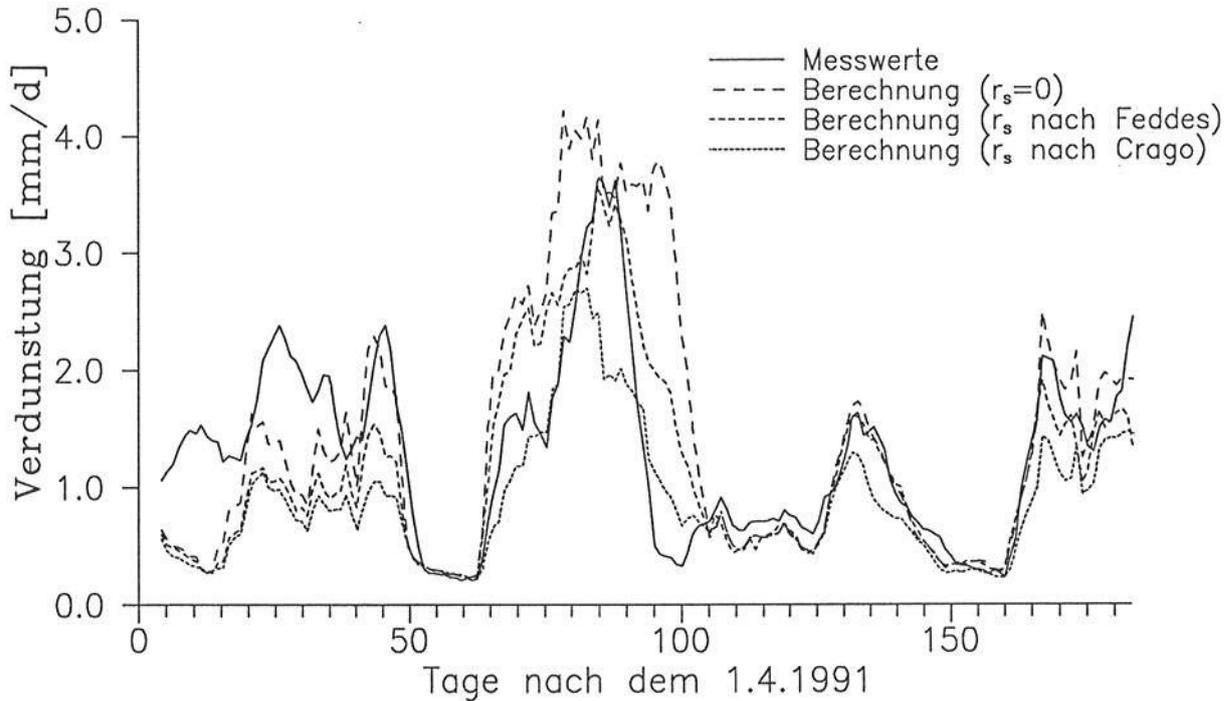


Abbildung 4.10: Verdunstungsraten nach verschiedenen Verfahren zur Berechnung des Pflanzenwiderstandes (gleitendes Mittel über 7 Tage)

Ansatz zur Verdunstungsermittlung	$r$ [-]			$\Delta$ [Vol-%]		
	0-15cm	0-30cm	0-45cm	0-15cm	0-30cm	0-45cm
gemessene Verdunstung	0.83	0.86	0.91	3.0	2.1	1.8
$r_s=0$	0.74	0.67	0.70	4.8	4.0	3.8
FEDDES ET AL.	0.76	0.75	0.73	3.5	2.7	2.6
C.&B. ( $r_{s_{max}} = \infty$ )	0.68	0.71	0.74	4.0	3.9	3.9
C.&B. ( $r_{s_{max}} = 200s/m$ )	0.70	0.71	0.68	3.8	3.5	3.5
C.&B. ( $r_{s_{max}} = 160s/m$ )	0.71	0.72	0.69	3.7	3.4	3.3

Tabelle 4.3: Korrelationskoeffizient  $r$  und mittlere Abweichung der Bodenfeuchten  $\Delta$  bei der Simulation mit verschiedenen Ansätzen zur Bestimmung des Pflanzenwiderstandes. (Simulationsdauer: 1.4.1991 - 30.9.1992;  $\theta_s = 42\%$  bei allen Simulationen)

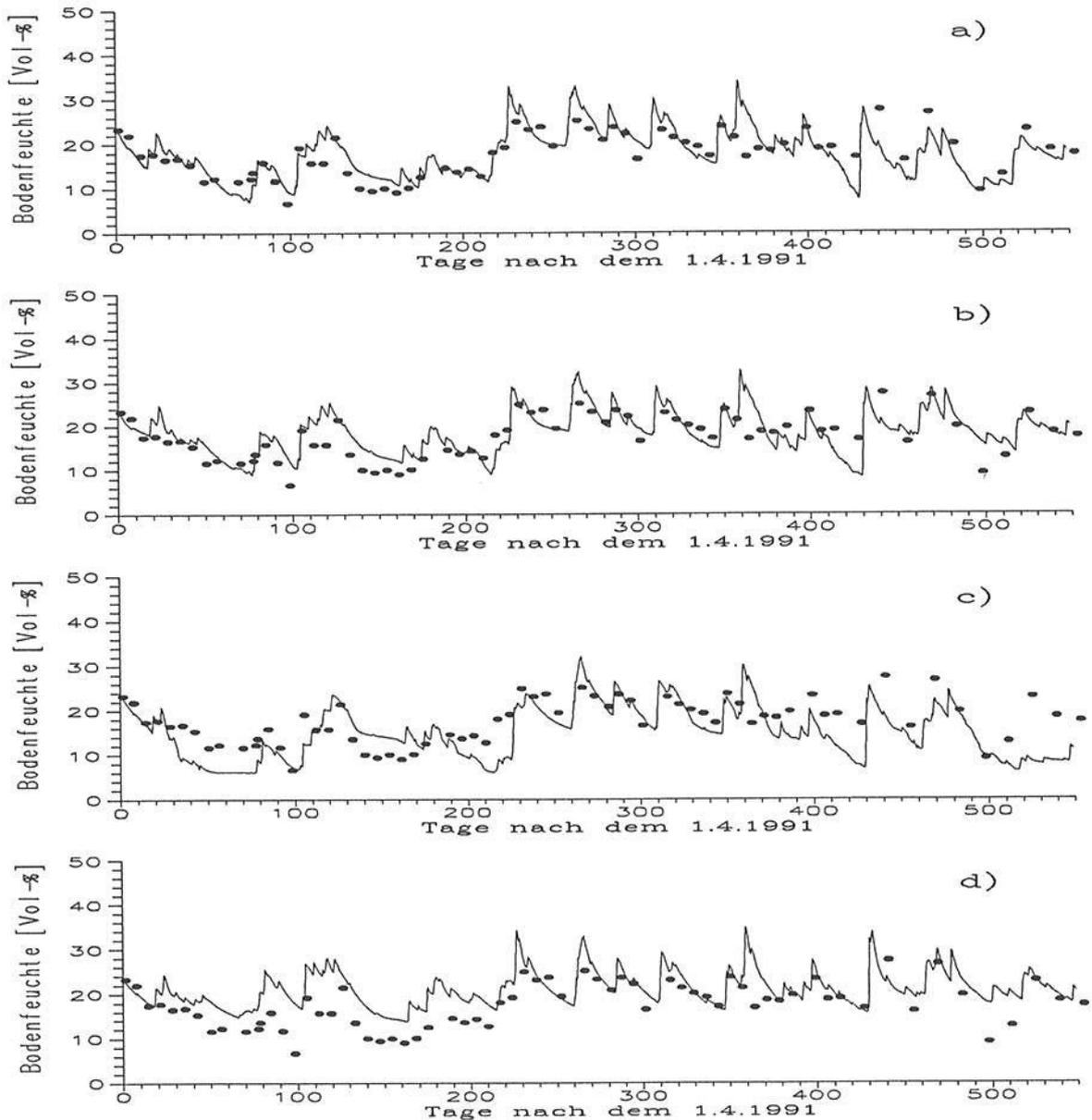


Abbildung 4.11: Gemessene (●) und berechnete (—) Bodenwassergehalte von 0-30 cm an der meteorologischen Meßstation bei verschiedener Berechnung des Pflanzenwiderstandes: a) Bodenwassergehalte aufgrund gemessener Verdunstungswerte; b) Pflanzenwiderstand nach FEDDES ET AL. (1978); c) Pflanzenwiderstand nach MONTEITH (1965) ( $r_s=0$ ); d) Pflanzenwiderstand nach CRAGO & BRUTSAERT (1992) (mit  $r_{s_{max}} = \infty$ )

### 4.3.3 Untersuchung des Makroporeneinflusses auf den Bodenwasserhaushalt

Das Makroporensystem beeinflusst den Bodenwasserhaushalt insbesondere über die Erhöhung des Infiltrationsvermögens der Bodenoberfläche und über den schnellen Transport und Verteilung in der makroporösen Schicht.

Im folgenden wird der Einfluß der Makroporen auf den Wassergehalt des Oberbodens untersucht. Der Einfluß auf Oberflächenabflußbildung wird im nächsten Abschnitt anhand der Berechnungsversuche am Meßstreifen Saugraben untersucht.

Die Untersuchungen erfolgten anhand von Modellierungen des Wasserhaushaltes an der meteorologischen Meßstation, wobei mehrere Szenarien mit verschiedenen gesättigten Leitfähigkeiten der Bodenmatrix  $k_s$  mit und ohne Berücksichtigung des Makroporensystems simuliert wurden.

In Abbildung 4.12 ist der Niederschlag und der Bodenwassergehalt, beispielhaft für die Schicht 0-30 cm, für den schon mehrfach angesprochenen Zeitraum vom 1.4.1991 bis 30.9.1992 für verschiedene Szenarien dargestellt.

Abbildung 4.12b gibt die Modellergebnisse für Bodenparameter von  $k_s=3.6\text{mm/h}$ ,  $\theta_s=42\%$  und eine Makroporosität von  $V_{mak}=0.5\%$  mit einer Tiefe der makroporösen Schicht von  $H_Z=40\text{ cm}$  wieder.

Abbildung 4.12c zeigt die Ergebnisse für die gleichen Werte von  $k_s$  und  $\theta_s$  aber ohne Berücksichtigung von Makroporen ( $V_{mak} = H_Z = 0$ ). Es wird deutlich, daß für dieses Szenario in den Sommerhalbjahren das Modell zu geringe Wassergehalte liefert. Dies liegt daran, daß bei Nichtberücksichtigung der Makroporen die Infiltration nur über die Bodenmatrix erfolgen kann und dadurch das Infiltrationsvermögen bei sehr intensiven Niederschlägen schnell überschritten wird. Diese hohen Intensitäten treten häufig bei den Sommergewittern auf. Das Modell berechnet dann Infiltrationsüberschuß, was als Oberflächenabfluß abgeführt wird. Diese Wassermengen sind in den Trockenphasen für die Pflanzen nicht mehr zur Verdunstung verfügbar. Daher ist die berechnete Bodenfeuchte deutlich und langanhaltend zu gering. Soll das Infiltrationsvermögen erhöht werden, ohne daß die Makroporosität des Bodens beachtet wird, muß mit deutlich höheren gesättigten Leitfähigkeiten gerechnet werden. Dieses Szenario ist in Abbildung 4.12d dargestellt ( $k_s = 40.0\text{ mm/h}$ ;  $\theta_s = 42\%$ ;  $V_{mak} = H_Z = 0$ ). Es wird deutlich, daß die Feuchtegehalte im ersten Sommerhalbjahr jetzt nicht mehr unter- sondern überschätzt werden. Durch die hohen Leitfähigkeiten ist das Infiltrationsvermögen der Bodenoberfläche groß genug, um (fast) alle Niederschlagsintensitäten aufzunehmen. Allerdings wird bei einer hohen Leitfähigkeit auch die kapillare Aufstiegsrate bei Trockenheit in den oberen Bodenschichten sehr große Raten annehmen können. Deswegen fällt bei diesem Szenario

der modellierte Bodenfeuchtegehalt selten unter ca. 15%. Das liegt deutlich höher als die Meßwerte während der Trockenphasen der Sommerhalbjahre. Im Winterhalbjahr 1991/92 liefert das Modell dagegen zu trockene Bodenfeuchten, da bei den großen Leitfähigkeiten ein hoher Bodenwassergehalt nicht lange in der Matrix gespeichert werden kann sondern nach unten versickert.

In Tabelle 4.4 sind die Korrelationskoeffizienten  $r$  und mittleren Abweichungen  $\Delta$  zwischen gemessenen und berechneten Bodenfeuchten der Bodentiefen bis 45 cm für die drei untersuchten Parameterkombinationen aufgelistet.

Aus dem Vergleich dieser exemplarischen Szenarios wird schon deutlich, daß zur physikalisch „richtigen“ Simulation des Bodenwasserhaushaltes ein doppeltes Porensystem berücksichtigt werden sollte. Nur so können die in der Natur beobachteten hohen Infiltrationsraten mit den vergleichsweise geringen Leitfähigkeiten der Bodenmatrix in Einklang gebracht werden. Der Einfluß der Bodenmakroporosität auf die Oberflächenabflußbildung wird im nachfolgenden Abschnitt näher untersucht.

Modellparameter	$r$ [-]			$\Delta$ [Vol-%]		
	0-15cm	0-30cm	0-45cm	0-15cm	0-30cm	0-45cm
$k_s=3.6 \frac{mm}{h}$ $H_Z=40 \text{ cm}$ $V_{mak}=0.5 \%$	0.83	0.86	0.91	3.0	2.1	1.8
$k_s=3.6 \frac{mm}{h}$ $H_Z=0 \text{ cm}$ $V_{mak}=0.0 \%$	0.66	0.78	0.87	5.1	3.5	3.4
$k_s=40 \frac{mm}{h}$ $H_Z=0 \text{ cm}$ $V_{mak}=0.0 \%$	0.66	0.71	0.78	5.1	3.1	3.1

Tabelle 4.4: Korrelationskoeffizient  $r$  und mittlere Abweichung der Bodenfeuchten  $\Delta$  bei der Simulation des Wasserhaushaltes an der meteorologischen Meßstation mit und ohne Makroporen. (Simulationsdauer: 1.4.1991 - 30.9.1992;  $\theta_s = 42\%$  bei allen Simulationen)

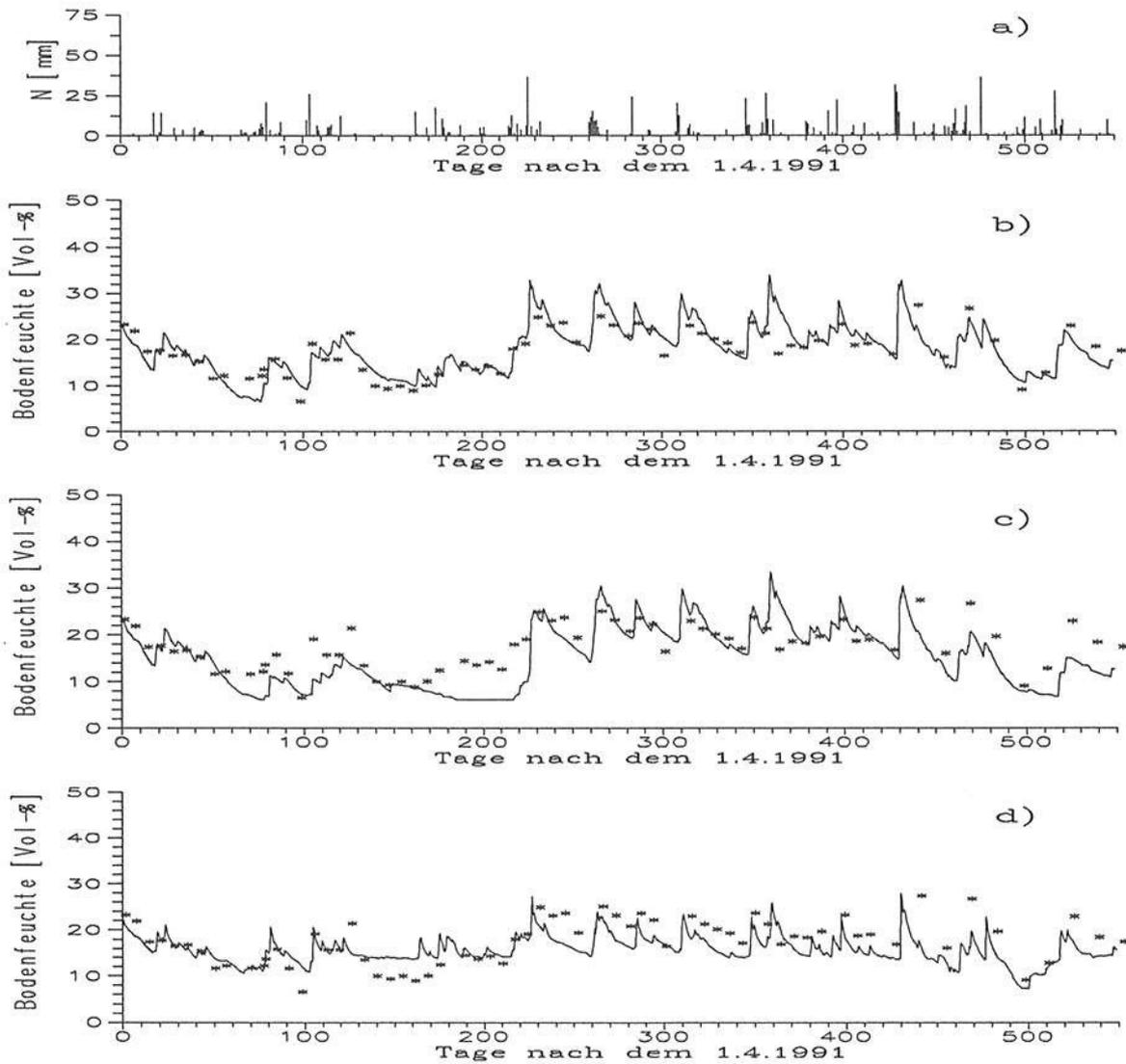


Abbildung 4.12: Gemessene (\*) und berechnete (—) Bodenfeuchte der Schicht 0-30 cm mit und ohne Berücksichtigung von Makroporen: a) Tageswerte des Freilandniederschlags an der meteorologischen Meßstation; b) Ergebnisse mit Makroporen; c) Ergebnisse ohne Makroporen; d) Ergebnisse ohne Makroporen aber mit erhöhter Leitfähigkeit der Bodenmatrix

#### 4.3.4 Simulation der Infiltrationsexperimente am Meßstreifen Saugraben

SCHIFFLER (1992) dokumentiert in seiner Arbeit die Experimente zur Erfassung der Infiltration von Starkniederschlägen sowie die Modellierung der Infiltration mit dem Modell SUMKIM. Die durchgeführten Versuche wurden bereits in Abschnitt 4.2.2 zusammenfassend vorgestellt. Das Modell SUMKIM basiert auf der Modellvorstellung einer gesättigt/ungesättigten, gleichmäßigen Feuchtefront in der Bodenmatrix (in Erweiterung des Green & Ampt-Ansatzes einer gesättigten Feuchtefront). SUMKIM ist ein reines Infiltrationsmodell, d.h. Bodenwasserbewegungen infolge anderer Ursachen als Niederschlag (z.B. Verdunstung, Kapillaraufstieg) können nicht erfaßt werden.

Das Modellsystem HILLFLOW hat dagegen die gekoppelte Simulation von Infiltrationsvorgang, Oberflächenabflußbildung **und** Bodenfeuchtedynamik zum Ziel. Es wird untersucht, inwieweit die Berücksichtigung von Makroporen sich auf Modellparameter und -ergebnis auswirkt. Die mit SUMKIM ermittelten Werte des gesättigten Wassergehaltes  $\theta_s$  und der Endinfiltrationsrate (was bei der Modellvorstellung der Feuchtefront der gesättigten Leitfähigkeit  $k_s$  entspricht) werden mit den entsprechenden Modellparametern von HILLFLOW-1D verglichen.

Aus der Menge der 43 Versuche der Variante A (Oberflächenabflußbildung) und der 42 Versuche der Variante B (keine Oberflächenabflußbildung) wurden jeweils 5 Versuche ausgewählt. Diese Versuche wurden mit HILLFLOW-1D simuliert, mit den vor Versuchsbeginn gemessenen Bodenfeuchten als Anfangsbedingung und der Berechnungsintensität als Modellinput. Geeicht wurden die Parameter  $\theta_s$  und  $k_s$ . Bei Berücksichtigung eines Makroporensystems wurden zusätzlich die Makroporosität des Bodens  $V_{mak}$  und die Tiefe der makroporösen Schicht  $H_Z$  angepaßt.

In Abbildung 4.13 werden die gemessenen und berechneten Infiltrationsraten als Beispiel eines Simulationsergebnisses der Versuchsvariante A (Versuch vom 9.10.1987, Versuchsflächen-Nr. 30) gezeigt. In Abbildung 4.14 sind entsprechend für einen Versuch der Variante B die Ganglinien der Bodenfeuchte in den drei oberen Bodenschichten wiedergegeben (Versuch vom 5.10.1988; Versuchsflächen-Nr. 60). In Anhang C sind die acht außerdem durchgeführten Modellierungen der Infiltrationsexperimente dargestellt.

Die Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Ganglinien war in allen Fällen ähnlich gut wie in den hier gezeigten zwei Beispielen. Die Anpassungen von SUMKIM erfolgten mit dem nichtlinearen Optimierungsprogramm GRG2 (LADSON & WAREN, 1986), die Parameterermittlung von HILLFLOW durch einfache Iteration der Parameter durch den Modellanwender.

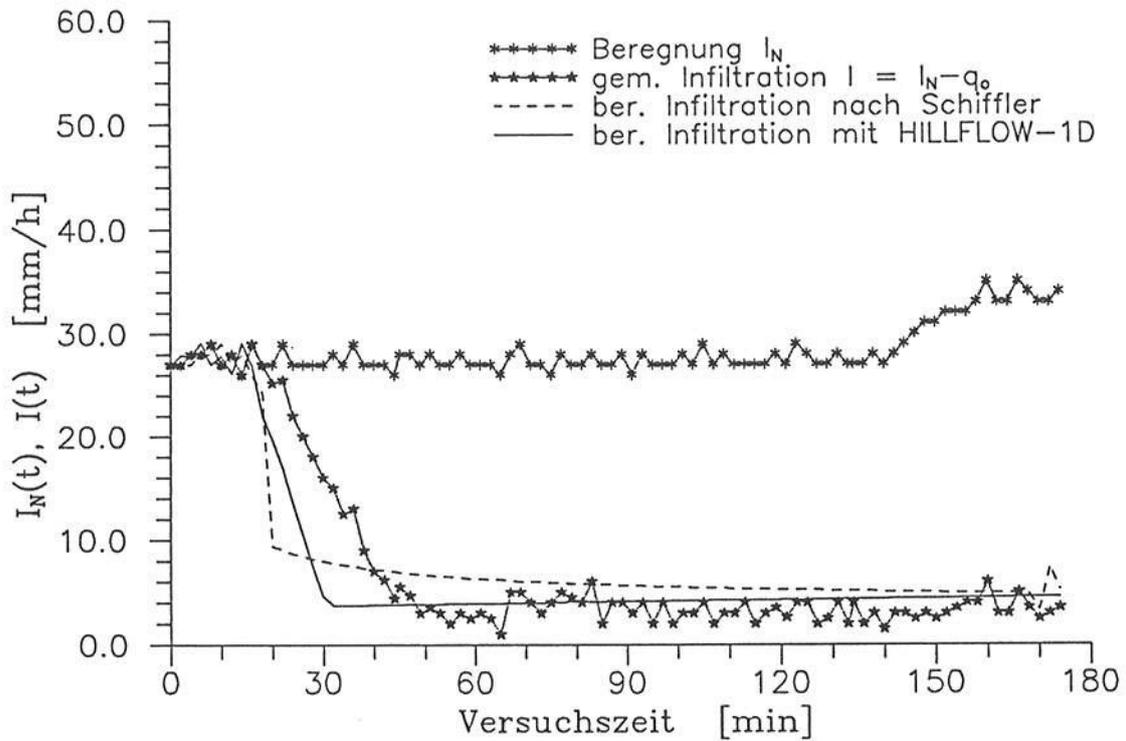


Abbildung 4.13: Simulation eines Infiltrationsexperimentes mit Oberflächenabflußbildung - Ganglinien der Infiltrationsraten; (Versuch vom 9.10.87, Versuchsfläche Nr. 30)

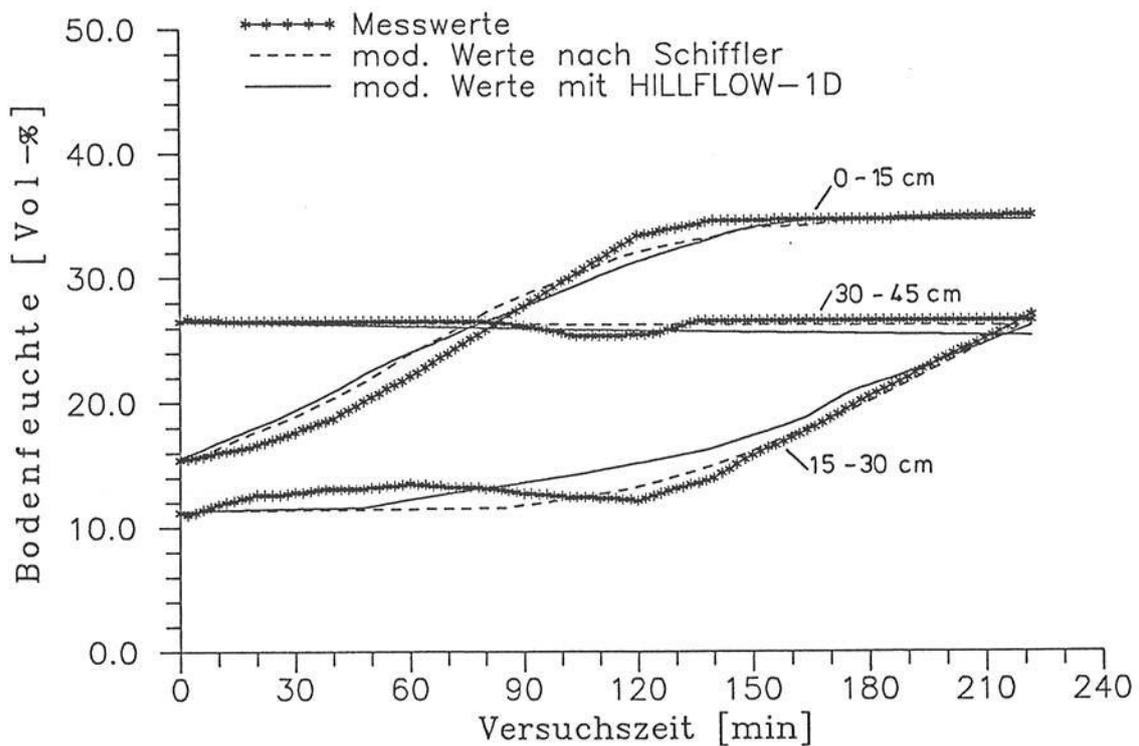


Abbildung 4.14: Simulation eines Infiltrationsexperimentes ohne Oberflächenabflußbildung - Ganglinien der Bodenfeuchten; (Versuch vom 5.10.89, Versuchsfläche Nr. 60)

Ein signifikanter Unterschied zwischen den Modellergebnissen nach SUMKIM und HILLFLOW war nicht erkennbar. Auch ließen sich sowohl ohne als auch mit Berücksichtigung der Makroporen gute Modellanpassungen mit HILLFLOW erreichen.

In Tabelle 4.5 sind die Korrelationskoeffizienten  $r$  und die mittleren absoluten Abweichungen (mittlere Fehler)  $\Delta$  der untersuchten Experimente beider Varianten dargestellt. Bei Variante A werden die gemessenen und berechneten Infiltrationsraten verglichen ( $\Delta$  in mm/h). Bei Variante B werden die Bodenfeuchten in den Schichten 0-15 cm, 15-30 cm und 30-45 cm zum Vergleich herangezogen ( $\Delta$  in Vol-%), die angegebenen Werte von  $r$  und  $\Delta$  sind Mittelwerte über diese drei Schichten.

Versuchs- variante	Nr. der Ver- suchsfläche	Datum des Versuchs	$r$ [-]			$\Delta$ [Vol-%]		
			SK	HF-o	HF-m	SK	HF-o	HF-m
A	30	9.10.87	0.88	0.88	0.92	4.18	4.11	3.40
	24	29.6.88	0.74	0.85	0.79	3.49	4.47	3.61
	42	24.8.88	0.53	0.03	0.97	4.44	8.84	3.81
	48	24.10.88	0.66	0.84	0.89	2.91	2.60	2.24
	51	24.10.88	0.85	0.84	0.74	4.29	4.51	5.60
			$r$ [-]			$\Delta$ [mm/h]		
			SK	HF-o	HF-m	SK	HF-o	HF-m
B	6	17.8.89	0.72	0.98	0.95	1.69	0.72	1.37
	42	3.10.89	0.44	0.84	0.97	2.12	2.23	1.82
	48	4.10.89	0.70	0.67	0.67	1.19	1.48	1.66
	51	4.10.89	0.76	0.48	0.82	0.70	0.76	0.78
	60	5.10.89	0.70	0.67	0.67	0.81	1.40	1.11

Tabelle 4.5: Mittlere Abweichungen bei der Simulation von Infiltrationsexperimenten: (SK: SUMKIM (SCHIFFLER, 1992); HF-o: HILLFLOW-1D ohne Berücksichtigung von Makroporen; HF-m: HILLFLOW-1D mit Berücksichtigung von Makroporen)

Die Simulationsergebnisse zeigen, daß die Simulation der Bodenfeuchtedynamik und der Bildung von Infiltrationsüberschuß mit HILLFLOW-1D sehr gut möglich ist. Die Bildung und das Vordringen der Feuchtefront bei Starkniederschlägen kann ebenso beschrieben werden wie mit dem Modell SUMKIM. Diese Erkenntnis deckt sich mit den Ergebnissen von BARDOSSY & DISSE (1993).

Der Unterschied zwischen den beiden Modelltypen wird bei Betrachtung der Modellparameter deutlich: während SUMKIM zum Erzielen der hohen Infiltrationsraten und des schnellen Fortschreitens der Feuchtefront sehr hohe Werte von  $k_s$  benötigte (die zudem von Schicht zu Schicht sehr stark variieren), können bei Anwendung von HILLFLOW

realistischere und gleichmäßigere gesättigte Leitfähigkeiten als Modellparameter benutzt werden.

In Tabelle 4.6 sind die zu den Simulationen gehörenden Parametersätze ( $k_s$  und  $\theta_s$ ) der Experimente der Variante A, in Tabelle 4.7 die Parametersätze der Variante B aufgelistet.  $k_s$  bewegt sich vor allem dann in Größenordnungen, die den aus Labormessungen bekannten Werten für gesättigte Leitfähigkeiten von Lößböden entsprechen, wenn bei der Modellierung das Makroporensystem berücksichtigt wird. Der Modellparameter Leitfähigkeit beträgt dann im Mittel nur noch etwa 1/10 des Wertes, der ohne Makroporensystem erforderlich ist. Im Modell wird dann ein Großteil der für die Infiltration verfügbaren Wassermenge durch das Makroporensystem aufgenommen, was auch zu einer schnellen Erhöhung des Wassergehalts in tieferen Bodenschichten führt. Dieser Vorgang des bypass-flow entspricht nicht mehr der Vorstellung der gleichmäßigen Feuchtefrontverlagerung von oben nach unten. Es sind vielmehr (mindestens) zwei Infiltrationskomponenten wirksam, die sich überlagern.

Bei Berücksichtigung des Makroporensystems reagiert das Modell nicht sensibel auf eine Veränderung der Makroporosität des Bodens  $V_{mak}$ , solange ein Minimalwert von etwa 0.05% überschritten wird. Dagegen ist die Wahl der Tiefe der Makroporen  $H_Z$  wichtig für die Anpassung des Anstiegs der Bodenfeuchte in den tieferen Bodenschichten, weniger dagegen für die Modellierung der Infiltrationsraten. Der gesättigte Wassergehalt  $\theta_s$  beeinflusst die Simulation deutlich, er läßt sich aber leicht aus den Versuchsergebnissen (Bodenfeuchte in der oberen Schicht bei Versuchsende) ablesen.

Generell waren die Versuche ohne Infiltrationsüberschuß (Variante B) leichter anzupassen als die der Variante A. Auch reagierten die Simulationen der letzt genannten Versuche empfindlicher auf Parameteränderungen (besonders auf Änderungen von  $H_Z$ ), und die geeichten Werte von  $k_s$  schwanken in einem größeren Bereich als bei Variante B.

Die Schwierigkeiten beim „Nachfahren“ der Infiltrationsexperimente mit Oberflächenabflußbildung können auch durch versuchsbedingte Schwierigkeiten mitbegründet sein. So wird z.B. für den Versuch vom 24.8.88 (Fläche-Nr.42) eine Infiltrationsmenge von 280 mm über die Versuchsdauer von vier Stunden angegeben. Daraus läßt sich — auf der Basis des gemessenen Feuchtedefizits bis 75 cm vor Versuchsbeginn — eine gesättigte Bodentiefe nach Versuchsende von etwa 2 m abschätzen. Eine solch schnelle Ableitung des Wassers kann nur durch sehr starken Makroporenfluß — etwa auch in Tiergängen — erfolgen. Natürlich sind auch unterirdische seitliche Abflüsse in Röhrensystemen denkbar, die durch vertikale Simulationen nicht beschreibbar werden. Auch können Schwierigkeiten bei der Sammlung des Oberflächenabflusses zu einer Überschätzung der Infiltrationsmenge geführt haben.

Flächen-Nr.	Versuchsdatum	Bodentiefe [cm]	$k_s$ [mm/h]			$\theta_s$ [%]		
			SK	HF-o	HF-m	SK	HF-o	HF-m
30	9.10.87	0-15	26.3	32.3	4.3	43.5	43.5	43.5
		15-30	23.9	5.9	4.9	39.2	43.2	43.2
		30-45	2.4	5.0	4.0	40.5	44.5	44.5
		45-60	2.1	2.1	4.1	45.5	45.5	45.5
		60-75	10.0	10.0	4.0	32.2	42.3	42.3
24	29.6.88	0-15	38.5	38.5	15.5	39.8	42.0	42.0
		15-30	30.5	38.5	15.5	43.5	43.5	43.5
		30-45	29.4	38.4	15.4	37.7	40.0	42.0
		45-60	29.8	35.8	15.8	42.2	42.2	42.2
		60-75	290.9	40.9	15.9	30.2	40.2	42.2
42	24.8.88	0-15	91.5	91.5	25.5	40.5	43.5	43.5
		15-30	64.4	74.4	25.4	39.8	45.8	45.8
		30-45	62.0	72.0	25.0	37.9	45.3	45.3
		45-60	63.3	73.3	25.3	43.5	45.5	45.5
		60-75	100.4	70.4	25.4	40.7	43.7	43.7
48	24.10.88	0-15	20.8	30.8	8.8	41.2	41.2	42.2
		15-30	62.1	62.1	8.1	39.7	41.7	42.7
		30-45	54.7	54.7	8.7	45.3	45.3	43.3
		45-60	36.7	36.7	8.7	35.3	40.0	43.3
		60-75	103.0	103.0	8.0	30.7	40.0	40.7
51	24.10.88	0-15	28.9	28.9	4.0	40.9	42.1	42.1
		15-30	21.8	28.8	4.0	42.3	42.3	42.3
		30-45	20.0	28.0	3.0	47.3	43.3	42.3
		45-60	28.2	28.2	2.2	35.9	43.9	42.9
		60-75	98.0	98.0	2.0	34.9	37.9	42.9

Tabelle 4.6: Modellparameter  $k_s$  und  $\theta_s$  bei der Simulation von Infiltrationsexperimenten mit Oberflächenabflußbildung: (SK: SUMKIM (SCHIFFLER, 1992); HF-o: HILLFLOW-1D ohne Berücksichtigung von Makroporen; HF-m: HILLFLOW-1D mit Berücksichtigung von Makroporen)

Flächen-Nr.	Versuchsdatum	Bodentiefe [cm]	$k_s$ [mm/h]			$\theta_s$ [%]		
			SK	HF-o	HF-m	SK	HF-o	HF-m
6	17.8.89	0-15	69.8	69.8	7.0	41.3	42.0	38.5
		15-30	70.0	70.0	7.0	36.4	40.5	34.5
		30-45	115.9	60.9	10.1	32.2	35.5	40.0
		45-60	80.1	80.1	8.1	35.9	36.0	36.0
		60-75	95.9	95.9	9.6	42.5	42.5	42.5
42	3.10.89	0-15	103.4	53.4	8.4	36.9	37.0	32.0
		15-30	26.3	56.3	5.3	41.1	37.0	33.0
		30-45	151.0	51.0	5.0	34.2	35.5	35.5
		45-60	54.6	54.6	5.6	45.9	42.0	42.0
		60-75	35.0	35.0	5.0	42.6	40.5	40.5
48	4.10.89	0-15	20.0	20.0	5.0	40.7	42.7	40.7
		15-30	25.4	25.4	5.4	40.4	41.0	40.0
		30-45	24.9	24.9	4.9	50.1	40.0	40.0
		45-60	29.9	29.9	5.9	31.6	41.5	41.5
		60-75	164.4	64.4	5.4	31.7	41.5	41.5
51	4.10.89	0-15	15.8	15.8	5.8	39.2	42.0	40.0
		15-30	26.7	26.7	5.7	55.3	50.0	40.0
		30-45	19.8	19.8	8.8	45.2	45.2	38.0
		45-60	30.4	30.4	5.4	35.6	39.0	39.0
		60-75	165.0	165.0	5.0	32.8	38.0	38.0
60	5.10.89	0-15	146.1	46.1	3.1	43.0	38.0	34.5
		15-30	48.1	10.3	8.3	34.7	33.7	33.7
		30-45	19.9	9.9	3.9	32.1	45.0	45.0
		45-60	10.0	10.0	3.0	50.1	42.0	42.0
		60-75	26.8	26.8	3.8	39.8	40.0	40.0

Tabelle 4.7: Modellparameter  $k_s$  und  $\theta_s$  bei der Simulation von Infiltrationsexperimenten ohne Oberflächenabflußbildung: (SK: SUMKIM (SCHIFFLER, 1992); HF-o: HILLFLOW-1D ohne Berücksichtigung von Makroporen; HF-m: HILLFLOW-1D mit Berücksichtigung von Makroporen)

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die besprochenen Infiltrationsexperimente sehr gut durch das Modellsystem HILLFLOW beschreibbar sind. Neben dem Vorteil einer vergleichsweise einfachen Eichung des Modells, ist besonders die Tatsache hervorzuheben, daß die Werte der Modellparameter  $\theta_s$  und  $k_s$  sich in physikalisch sinnvollen Größenordnungen bewegen. D.h. mit diesen Modellparametern ist zugleich die Modellierung der Feuchtdynamik in der Bodenmatrix möglich, auch in Trockenzeiten. Damit ist die Kopplung von Infiltrations- und Bodenfeuchtemodellierung gelungen.

Die Wahl von aus Laborversuchen bekannten Werten von  $k_s$  zur Modellierung der Infiltration ist allerdings nur möglich bei gleichzeitiger Berücksichtigung der Makroporosität des Bodens  $V_{mak}$  und der Tiefe der Makroporen führenden Schicht  $H_Z$ .

## 4.4 2-D Simulationen

### 4.4.1 Simulation des Wasserhaushaltes von Hängen des Weiherbachgebietes

In diesem Abschnitt werden Ergebnisse der Wasserhaushaltsmodellierung von Hängen des Weiherbachgebietes (exemplarisch die Meßhänge 1 und 3) vorgestellt.

Als Tiefe der modellierten Bodenmatrix wurde drei Meter gewählt, der vertikale Diskretisierungsabstand beträgt 15 cm, der horizontale 3 m. Somit ergeben sich für den Meßhang 1 (Länge: 180 m) 1200 Rasterelemente der Bodenmatrix, für den Meßhang 3 (Länge: 168 m) 1120 Elemente.

In den Abbildungen 4.15 bzw. 4.16 sind die zugrunde gelegten Diskretisierungen der beiden Hänge dargestellt.

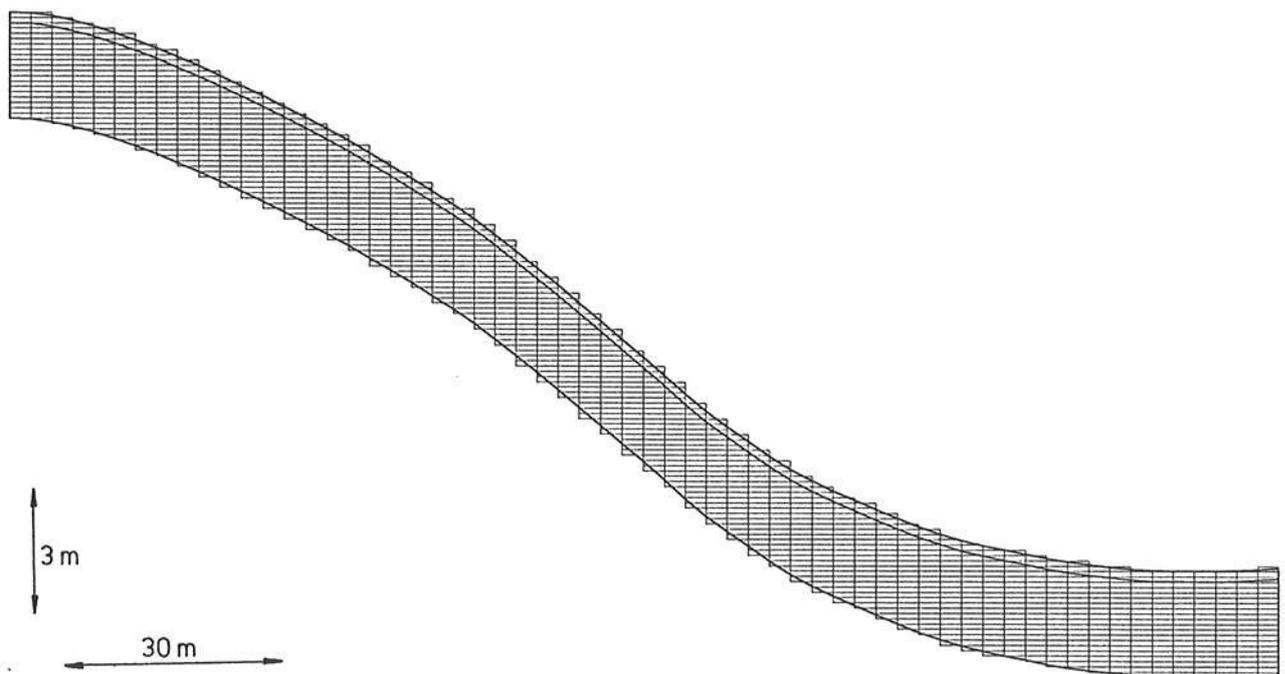


Abbildung 4.15: Diskretisierung von Meßhang 1 („Neuenbürger Pfad“), überhöht

#### 4.4.1.1 Bodenfeuchtedynamik am Meßhang 1 (Neuenbürger Pfad) von April 1991 bis September 1992

Aufgrund der detaillierten Erhebung der Bodeneigenschaften und zahlreichen Bodenfeuchtemessungen am Meßhang „Neuenbürger Pfad“ eignet sich dieser Hang besonders zur zweidimensionalen Simulation des Bodenwasserhaushaltes. Anhand des von BOHLEBER (1992) erstellten geologischen Profils des Hanges (Abb. 4.17) kann die Parametrisierung

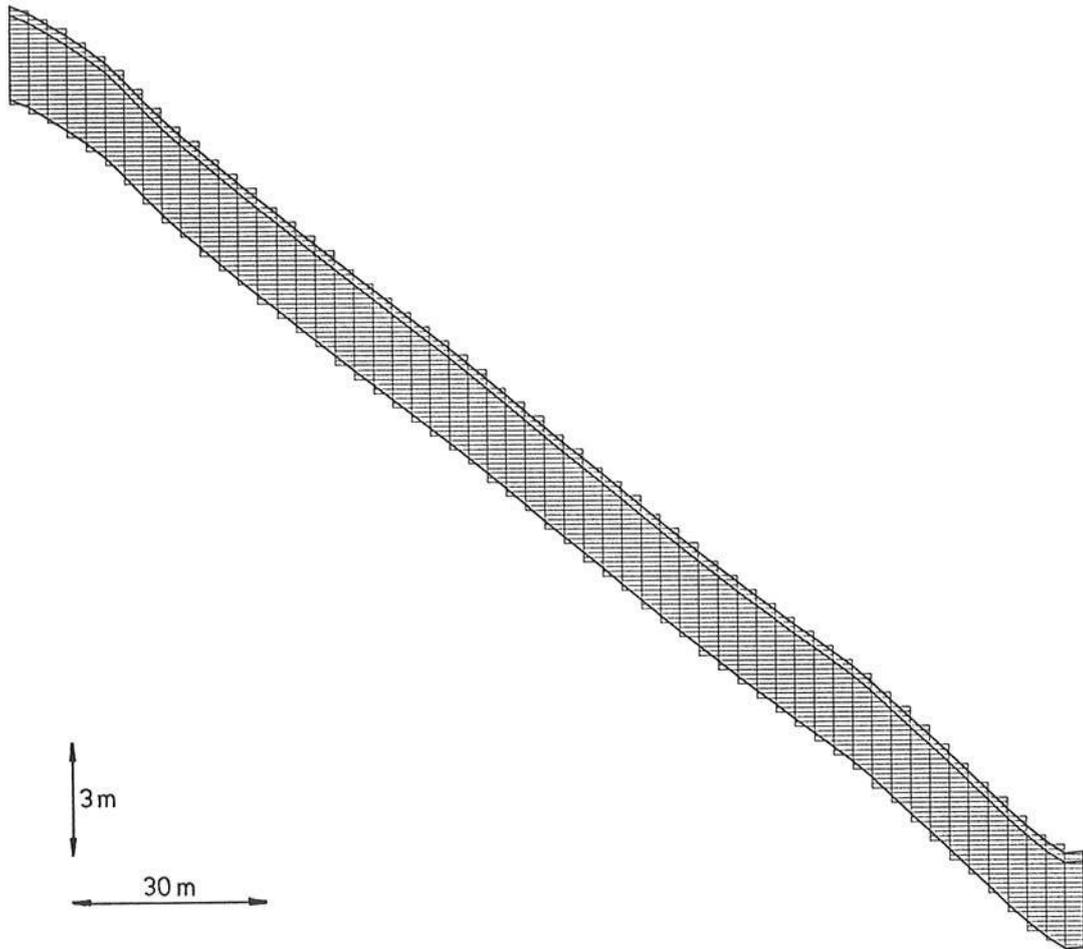


Abbildung 4.16: Diskretisierung von Meßhang 3 („Am Altenberg“), überhöht

der Bodeneigenschaften entsprechend der kartierten Schichtung räumlich differenziert erfolgen. Weiterhin können die Simulationsergebnisse mittels eines Vergleichs der modellierten Bodenwassergehalte mit den Meßwerten überprüft werden.

Die Vegetation wurde entsprechend der angebauten Kulturen (Winterweizen im Frühjahr und Sommer 1991, anschließend natürliche Begrünung, Sonnenblumen von Mai bis September 1992) und deren Vegetationsstadien zeitlich differenziert parametrisiert. Eine räumliche Differenzierung der Pflanzenparameter über den Hang erfolgte nicht, da entsprechende Informationen nicht vorlagen. Eine räumliche Differenzierung der Niederschlags- und Klimadaten wurde ebenfalls nicht durchgeführt.

Für die Bodenbereiche Löß, Lößlehm und Schwemmlöß wurden die Werte der Parameter  $k_s$  und  $\theta_s$  differenziert. Die Eichung erfolgte durch eine Veränderung und Anpassung dieser Parameter innerhalb eines plausiblen Bereichs. Die Werte der geeichten Parameter sind:  $k_s = 1.0$  mm/h für Lößlehm, 1.5 mm/h für Schwemmlöß, 3.0 mm/h für Löß sowie  $\theta_s = 45\%$  für Lößlehm, 43% für Schwemmlöß, 40% für Löß. Die Parameter  $H_Z$  bzw.  $V_{mak}$  wurden mit Werten von 15 cm bzw. 0.5% angenommen.

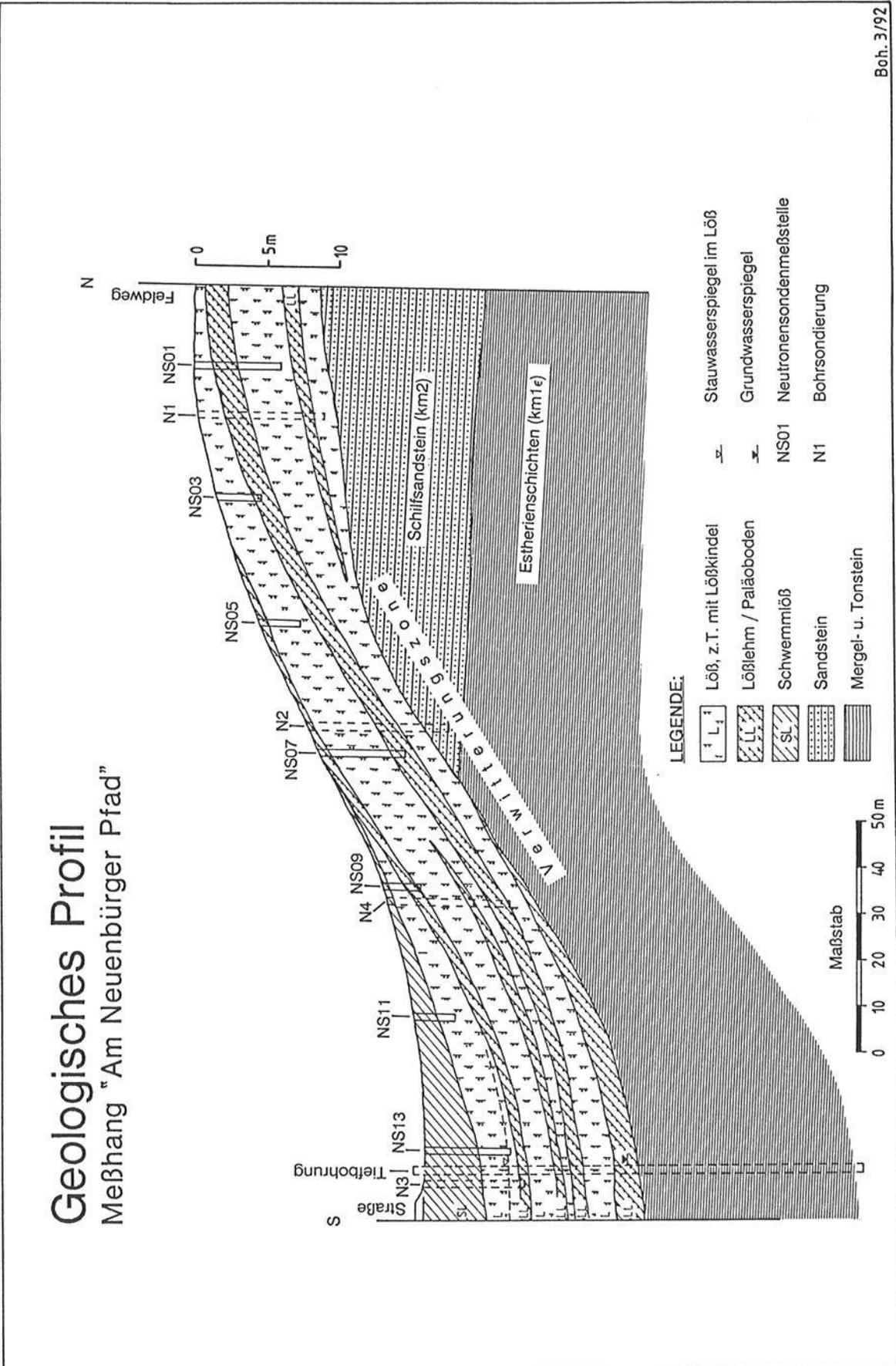
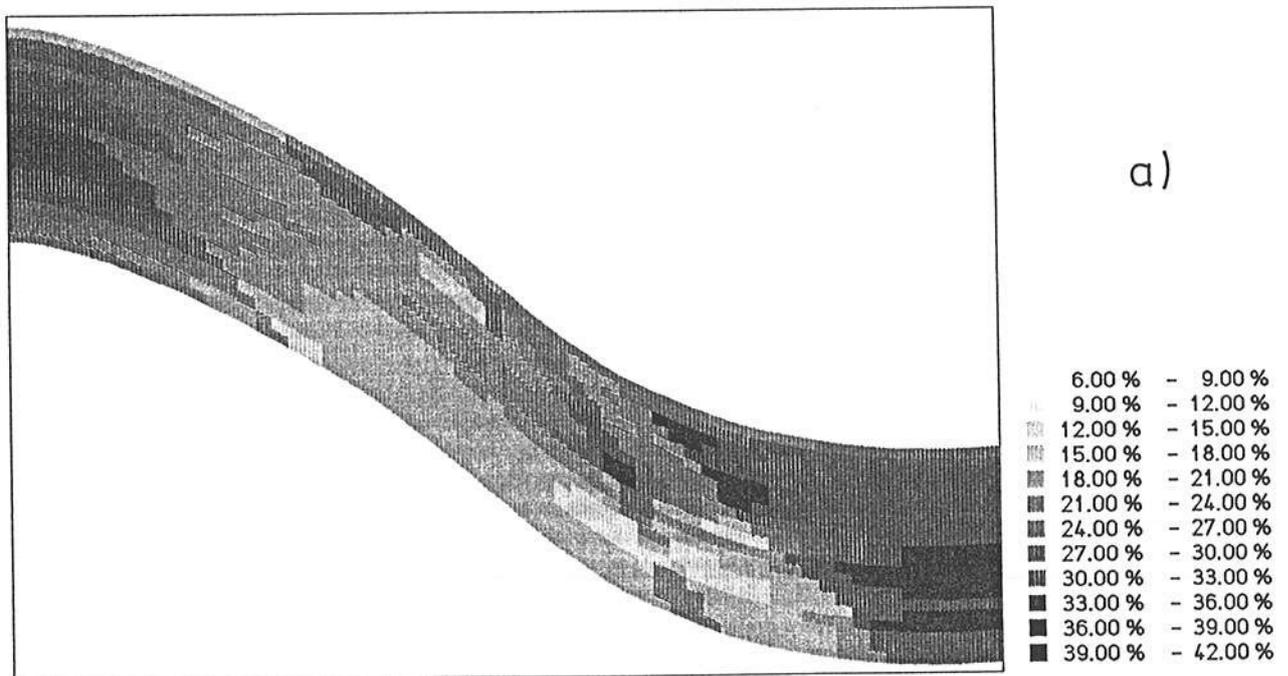


Abbildung 4.17: Geologisches Profil durch den Mebhang „Neuenbürger Pfad“ (aus BOHLEBER, 1992)

Die an sieben Profilen über den Hang verteilten wöchentlichen Neutronensondemessungen (siehe Abb. 4.17) dienten zur Grundlage einer räumlichen Interpolation der Bodenfeuchte-meßwerte über die Hangscheibe, wobei neben der Lage der Meßprofile auch die Schichtung des geologischen Hangprofils zur Wichtung herangezogen wurde.

Abbildung 4.18 zeigt die Bodenfeuchteverteilung für den 31.3.1992, also nach einem Jahr Simulationszeit. In Abb. 4.18a ist die auf der Basis der Messungen interpolierte Feuchte, in Abb. 4.18b sind die Simulationsergebnisse und in Abb. 4.18c die zugehörigen Differenzen zu sehen. In Abbildung 4.19a-c sind die entsprechenden Ergebnisse nach ca. 18 Monaten (für den 7.9.1992) dargestellt. Die mittlere absolute Abweichung beträgt zwischen 0.5 Vol-% (2.4.91) und 3.7 Vol-% (31.3.92). Neben der Ungenauigkeit des Modells sind hier auch unvermeidbare Fehler bei der Interpolation und bei der Erstellung des geologischen Hangprofils als Ursache der Differenzen zwischen Modell und „Messung“ zu nennen.

In den Abbildungen 4.18 und 4.19 ist die Hangtopographie 5-fach überhöht dargestellt, die Dicke der modellierten Bodenmatrix wurde zur klareren Unterscheidung der Bodenfeuchteverteilung zusätzlich um den Faktor 3 verzerrt.



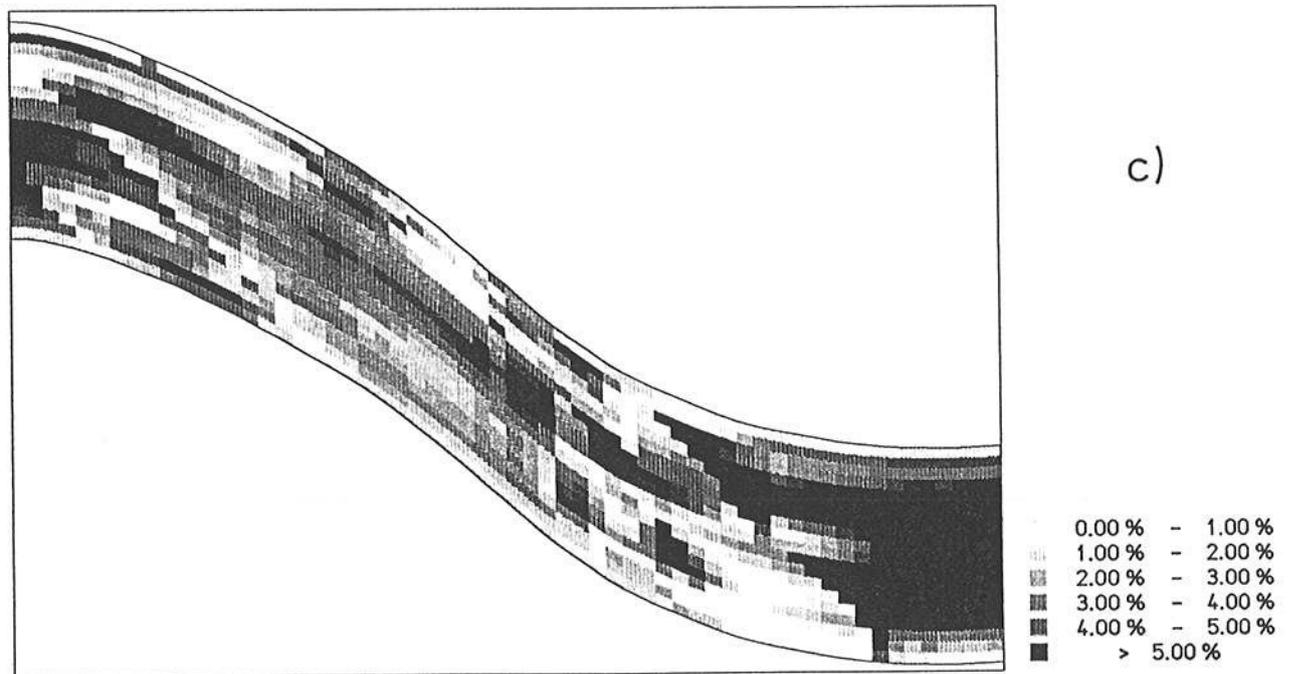
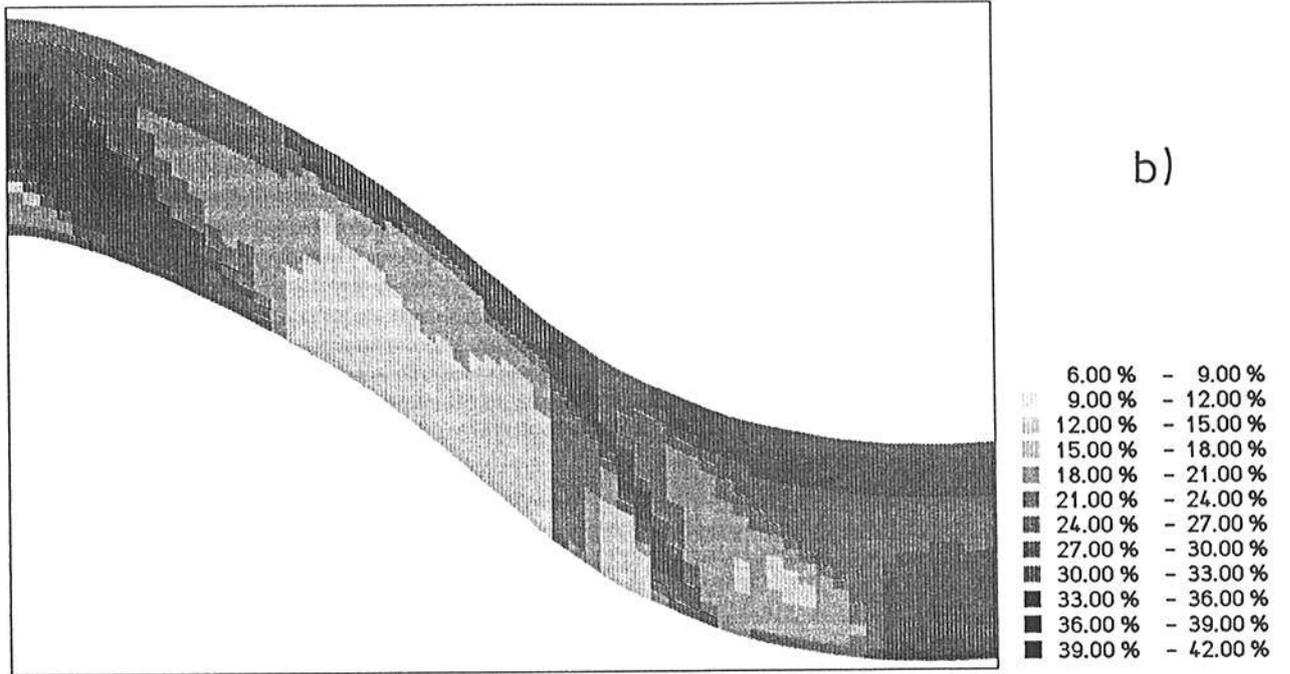
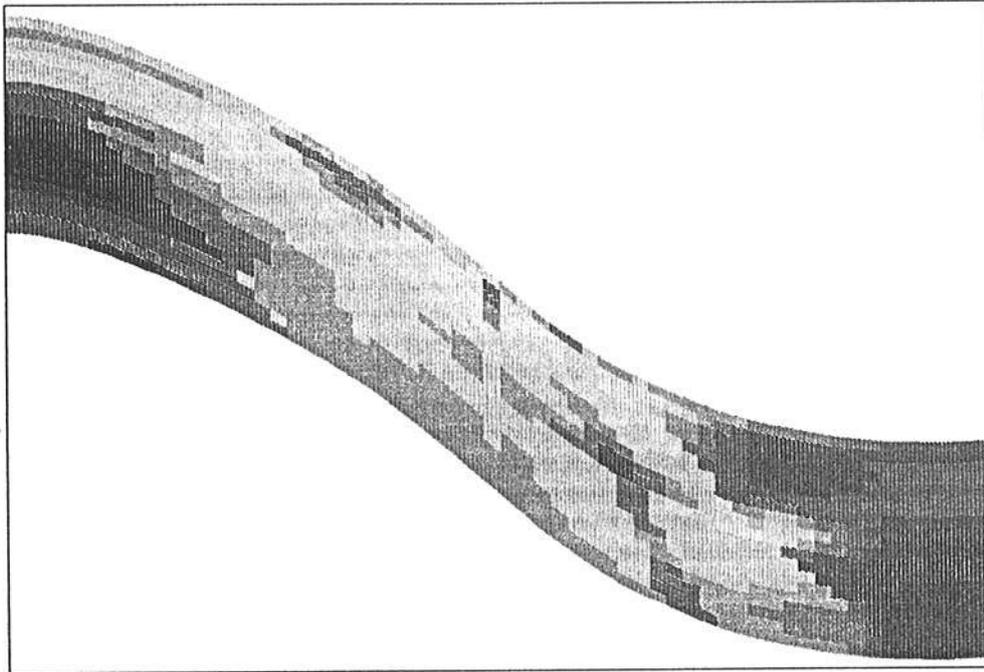
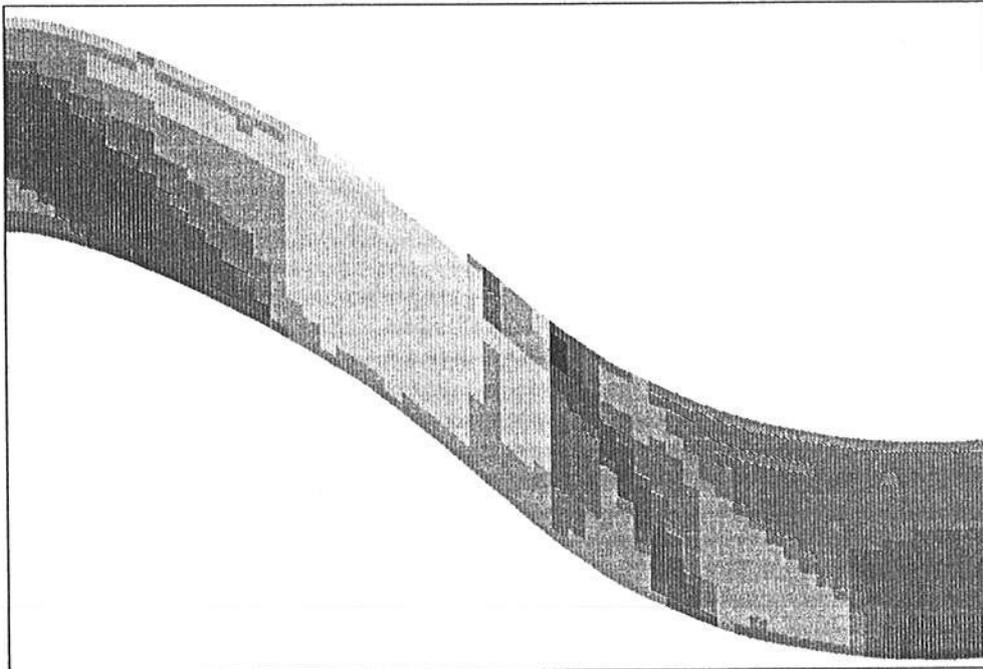


Abbildung 4.18: Bodenfeuchte am Meßhang „Neuenbürger Pfad“ am 31. März 1992 (5-fach überhöht): a) Interpolation aufgrund der Meßwerte an 7 NS-Meßstellen; b) Simulationsergebnisse; c) Differenz a)-b)



a)

6.00 %	-	9.00 %
9.00 %	-	12.00 %
12.00 %	-	15.00 %
15.00 %	-	18.00 %
18.00 %	-	21.00 %
21.00 %	-	24.00 %
24.00 %	-	27.00 %
27.00 %	-	30.00 %
30.00 %	-	33.00 %
33.00 %	-	36.00 %
36.00 %	-	39.00 %
39.00 %	-	42.00 %



b)

6.00 %	-	9.00 %
9.00 %	-	12.00 %
12.00 %	-	15.00 %
15.00 %	-	18.00 %
18.00 %	-	21.00 %
21.00 %	-	24.00 %
24.00 %	-	27.00 %
27.00 %	-	30.00 %
30.00 %	-	33.00 %
33.00 %	-	36.00 %
36.00 %	-	39.00 %
39.00 %	-	42.00 %

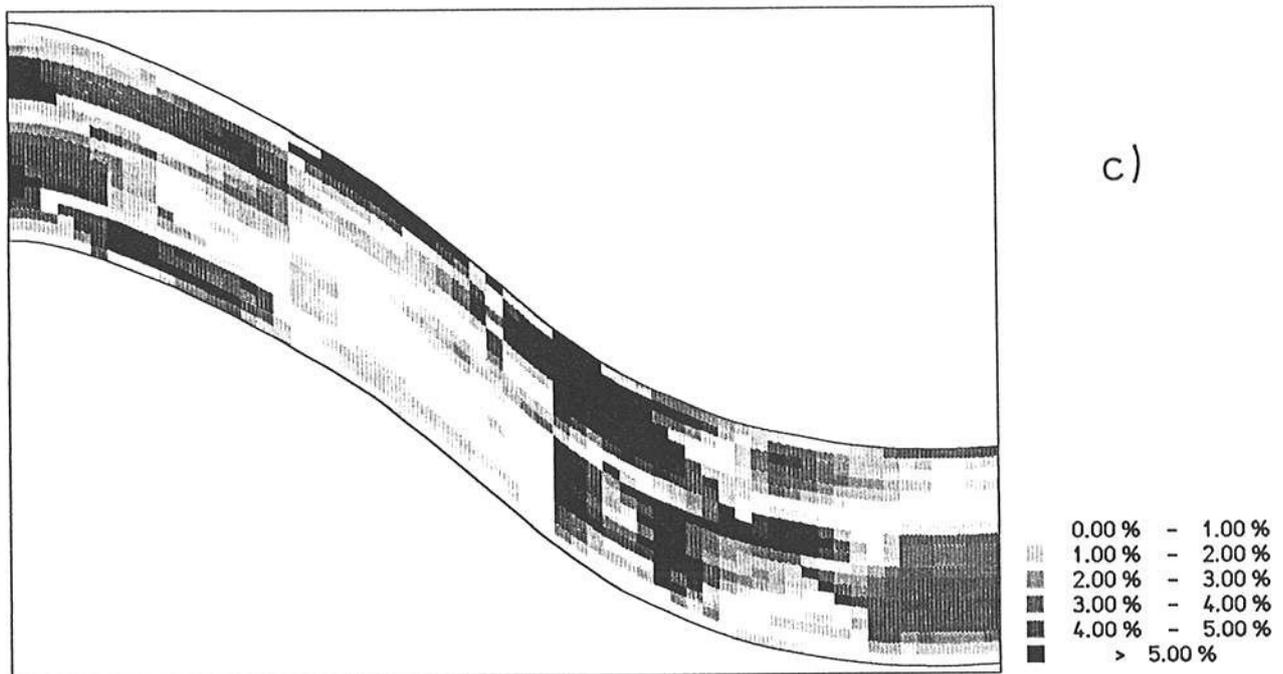


Abbildung 4.19: Bodenfeuchte am Meßhang „Neuenbürger Pfad“ am 7. September 1992 (5-fach überhöht): a) Interpolation aufgrund der Meßwerte an 7 NS-Meßstellen; b) Simulationsergebnisse; c) Differenz a)-b)

Langzeitmodellierungen des Wasserhaushaltes von Hängen in der hier vorgestellten Art sind für jeden beliebigen Hang durchführbar. Im Weiherbachgebiet wurde als weiteres Beispiel für den Hang „Am Altenberg“ (Meßhang 3) der Wasserhaushalt zweidimensional modelliert. Da aber für diesen Hang Informationen sowohl über das geologische Hangprofil als auch über die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte nicht detailliert vorliegen, können keine sinnvollen Vergleiche zwischen gemessenen Bodenfeuchtezuständen und Simulationsergebnissen getroffen werden. Daher wird auf eine graphische Darstellung der berechneten Bodenfeuchteverteilung dieses Hanges verzichtet.

#### 4.4.1.2 Abflußvorgänge bei extremen Niederschlagsereignissen

Neben der Berechnung der Bodenfeuchtedynamik liefert das Modell auch die anderen hydrologischen Prozesse in raumzeitlich verteilter Form. Da eine Darstellung aller Komponenten den Rahmen dieser Arbeit übersteigen würde, wird hier als Beispiel der Simulation eines weiteren Prozesses nur auf die Ergebnisse der Oberflächenabflußberechnung an den Meßhängen 1 und 3 eingegangen.

In der langfristigen Wasserbilanz eines Hanges spielt der Oberflächenabfluß eine nur sehr geringe Rolle. So betrug der berechnete Abfluß vom Hang „Neuenbürger Pfad“ über den Berechnungszeitraum der 18 Monate nur 4.8% des Niederschlags. Betrachtet man allerdings Starkniederschlagsereignisse mit hohen Niederschlagsintensitäten, so kann der Direktabfluß vom Hang einen deutlich größeren Anteil des Wasserumsatzes dieser Niederschlagsperiode ausmachen. Auch spielen laterale Fließprozesse auf und nahe bei der Hangoberfläche grundsätzlich eine entscheidende Rolle für den Stofftransport und bei der Feuchteanreicherung am Hangfuß.

Im folgenden werden die berechneten Abflüsse für das Starkregenereignis vom 21. Juli 1992 für die Meßhänge 1 und 3 des Weiherbachgebietes dargestellt. Es handelte sich um ein sehr starkes Sommergewitter, die gesamte Niederschlagsmenge betrug 33.4 mm, mit Spitzenintensitäten bis über 100 mm/h. 31.20 mm fielen in nur 70 Minuten, woraus sich bei Vergleich mit den Angaben für die Station Nr. 32 in DWD/LFU (1976) eine Jährlichkeit des Niederschlags von etwa 5 Jahren abschätzen läßt.

In Abbildung 4.20 werden die berechneten Werte der Abflußhöhe, -geschwindigkeit und -rate des Oberflächenabflusses am Hangtop, in Hangmitte, und Hangfuß am Meßhang 1 dargestellt. Da es sich um einen konvex-konkaven Hang handelt, ist der Abfluß am Hangfuß schon wieder deutlich gedämpft, d.h. die Fließgeschwindigkeiten verringern sich, bei gleichzeitig deutlich zunehmenden Abflußhöhen. Das Oberflächenwasser fließt also am Hangfuß verzögert ab und steht somit dort länger zur Infiltration zur Verfügung.

Abbildung 4.21 zeigt die Berechnungsergebnisse für den Meßhang 3. Da der Hang praktisch konstantes Gefälle mit einem zudem noch höheren Gradient aufweist, tritt ein Dämpfungseffekt der Geschwindigkeiten und die Zunahme der Fließhöhe am Hangfuß wie bei der konvex-konkaven Hangform des Meßhanges 1 nicht auf.

Der Vergleich der beiden Abbildungen 4.20 und 4.21 zeigt also deutlich den Einfluß der Geländeform auf die Oberflächenabflußbildung.

Da der Hang kürzer ist, und zudem nur zu kleineren Anteilen mit dem etwas geringer durchlässigen Lößlehm bedeckt ist, ist die Rate des Oberflächenabflusses deutlich geringer als beim Meßhang 1.

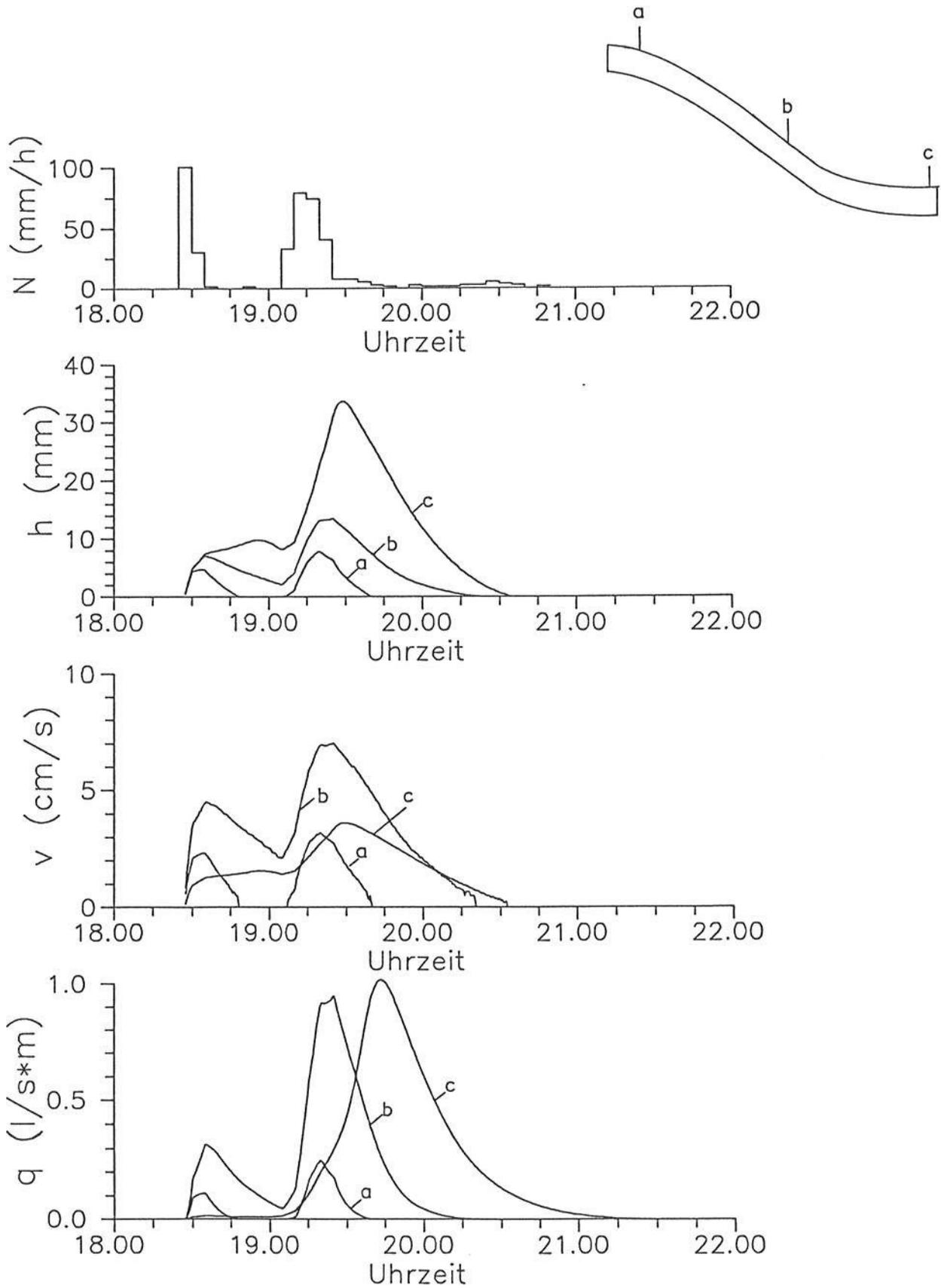


Abbildung 4.20: Berechneter Oberflächenabfluß am Meßhang 1 am 21.7.1992: a) Hangtop, b) Hangmitte, c) Hangfuß

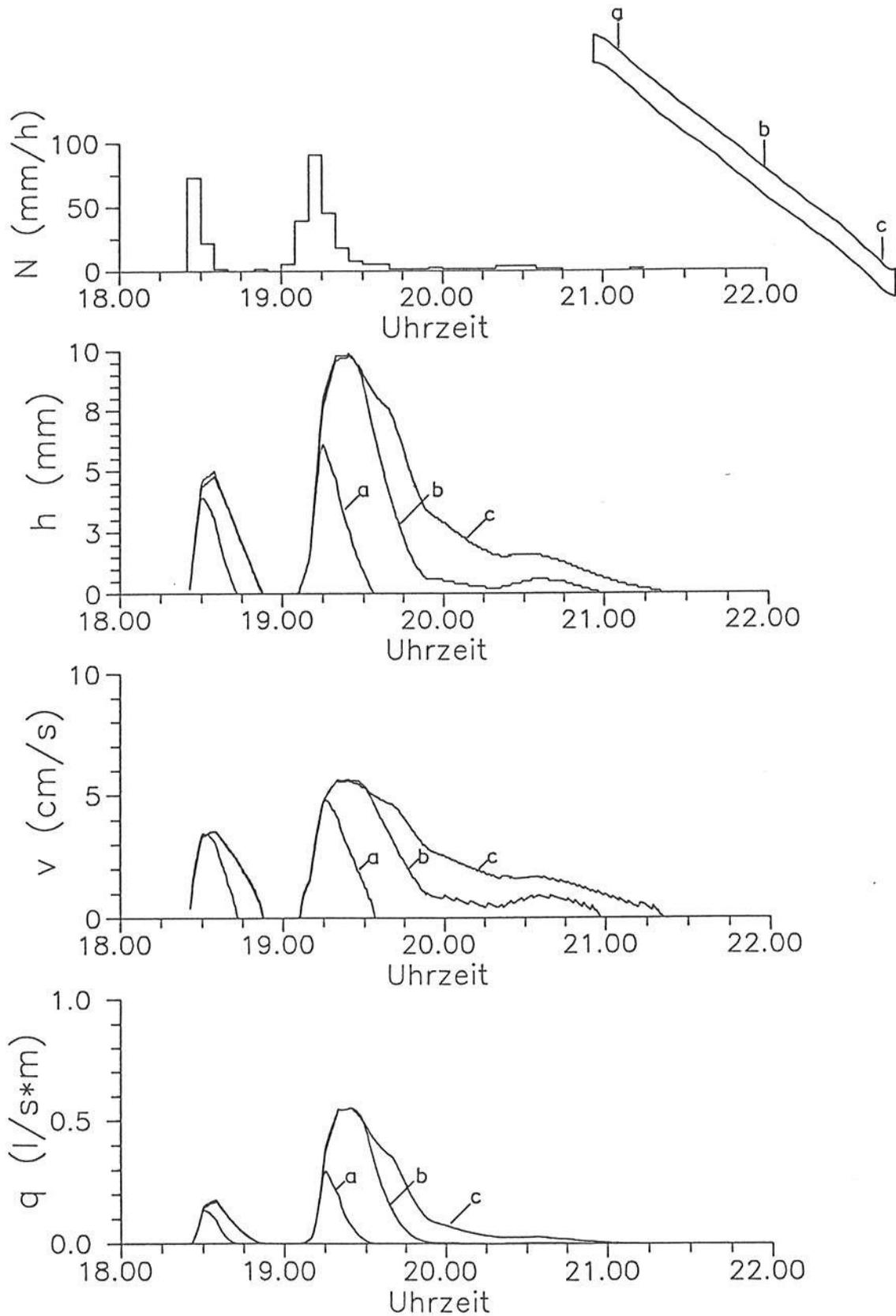


Abbildung 4.21: Berechneter Oberflächenabfluß am Meßhang 3 am 21.7.1992: a) Hangtop, b) Hangmitte, c) Hangfuß

#### 4.4.2 Untersuchung des Einflusses der zeitlichen Variabilität des Niederschlags auf die Wasserbewegung am Hang

Neben der räumlichen Variabilität der Zustandsparameter eines Einzugsgebiets (z.B. Bodenfeuchte, bodenhydraulische Parameter, Vegetation) spielt die zeitliche Variabilität der Ereignisparameter — also des Niederschlags — eine bedeutende Rolle für das Niederschlag-Abfluß-Verhalten eines Gebietes bei Starkregen.

Die hohe zeitliche Variabilität des Niederschlags und die Abhängigkeit der (berechneten) Niederschlagsintensität vom Mittelungs- bzw. Beobachtungszeitraum ist grundsätzlich bekannt und im Rahmen anderer Studien mehrfach beschrieben worden (z.B. ZELLER ET AL., 1976; GERMANN, 1981; BÁRDOSSY, 1993).

Um natürliche Niederschlagsintensitäten erfassen zu können, sind Beobachtungszeiträume von ca. 5 Minuten oder noch geringer erforderlich. Andererseits stehen häufig nur Stunden- oder gar Tagesmittelwerte des Niederschlags zur Verfügung, aus denen die in der Natur aufgetretenen Spitzenintensitäten nicht berechnet werden können.

Es sind aber gerade diese kurzzeitig auftretenden Spitzenintensitäten, die zu Infiltrationsüberschuß und damit Oberflächenabflußbildung führen können. Auch wird die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte durch die zeitliche Variabilität des Niederschlags mitgeprägt: Bei den Intensitätsspitzen kann sich kurzzeitig Oberflächenabfluß bilden, der dann bei nachfolgenden niedrigeren Intensitäten hangabwärts wieder versickern kann.

Bei hoher zeitlicher Variabilität des Niederschlags, kann somit während eines Starkregeneignisses mehrmals lokal Oberflächenabfluß entstehen und in tieferen Lagen gleich wieder infiltrieren. Diese Situation ist im Vorfluter nicht als Hochwasserwelle erkennbar, sie ist aber für lokale Fließprozesse inklusive der damit verbundenen Stoffverlagerungen und für die räumliche Bodenfeuchteverteilung trotzdem von Bedeutung.

Anhand von Simulationen mit dem zweidimensionalen Modell soll im folgenden — beispielhaft für die Situation des Meßhang 1 — der Einfluß der zeitlichen Niederschlagsvariabilität auf Oberflächenabflußbildung und Bodenwasserverteilung an Hängen aufgezeigt werden.

Die als Modellinput erforderlichen Zeitreihen der zeitlich hochaufgelösten Niederschläge werden generiert. Dies bietet gegenüber gemessenen Zeitreihen den Vorteil, daß eine beliebig große Anzahl verschiedener Niederschlagszeitreihen erstellt werden kann und deren Simulationsergebnisse direkt miteinander vergleichbar sind, da sowohl die Niederschlagshöhen als auch die Statistiken aller Realisationen gleich sind.

Als exemplarische Niederschläge werden Extremereignisse der Station-Nr. 32 aus DWD/LFU (1976) mit einer Niederschlagsdauer von einer Stunde und Jährlichkeiten

von  $T_N = 10$  Jahre und  $T_N = 1$  Jahr gewählt. Die Station-Nr. 32 gilt für die Umgebung des Leimbachtales im Kraichgau und liegt damit dem Weiherbachgebiet am nächsten. Die angegebenen Niederschlagshöhen betragen 35.4 mm bzw. 18.9 mm für  $T_N = 10$  Jahre bzw.  $T_N = 1$  Jahr.

BÁRDOSSY (1993) beschreibt mehrere stochastische Zeitreihenmodelle zum Generieren von kontinuierlichen Niederschlagsintensitäten. Dabei lieferte das Neymann-Scott-Rechteckimpuls-Modell für Kurzzeitereignisse mit hoher zeitlicher Auflösung die besten Übereinstimmungen der Statistiken von beobachteter und generierter Zeitreihe. Daher wurde dieses Modell angewendet, um Zeitreihen mit einer zeitlichen Auflösung von 5 Minuten zu generieren, die die gewünschten Mittelwerte korrekt und die übrigen statistischen Parameter zumindest ähnlich wiedergeben. Die Modellparameter für das Neymann-Scott-Modell wurden aus dem Starkniederschlagsereignis im Juli 1992 abgeleitet. Für beide untersuchten Jährlichkeiten der 1-Stunden-Mittelwerte wurden je 100 5-Minuten Zeitreihenrealisationen erstellt.

Wie bereits erwähnt, wurde die Topographie des Meßhang 1 als Basis dieser exemplarischen Untersuchung gewählt. Sowohl die Bodenparameter ( $k_s = 3.0$  mm/h,  $\theta_s = 42\%$ ,  $H_Z = 15$  cm,  $V_{mak} = 0.5\%$ ) als auch die Anfangsbodenfeuchte wurden räumlich nicht variiert, um die Effekte der zeitlichen Variabilität nicht noch mit denen der räumlichen zu überlagern. Die räumliche Diskretisierung der Bodenmatrix betrug 5 cm in der vertikalen und 3 m in horizontaler Richtung. Die Simulationsdauer beträgt 3 Stunden, der Niederschlag fällt dabei in der ersten Stunde. Die Tiefe der modellierten Hangscheibe beträgt 0.75 m, was für dieses Kurzzeitereignis vollkommen ausreicht. In den unten gezeigten Ergebnissen wurde die Tiefe der Makroporenschicht mit  $H_Z = 15$  cm angenommen, Zwischenabfluß wurde nicht modelliert ( $k_Z = 0$ ).

Die Ergebnisse dieser Simulationsläufe belegen die Bedeutung der zeitlichen Niederschlagsvariabilität für die Oberflächenabflußbildung und die räumliche Bodenfeuchteverteilung. Verglichen werden im folgenden die Ergebnisse auf der Basis der zeit-variablen Niederschläge und die Ergebnisse auf der Basis einer konstanten (also mittleren) Intensität über die ganze Niederschlagsdauer.

Der Unterschied in den Simulationen mit zeitlich aufgelösten Niederschlägen und den Simulationen mit der konstanten Intensität ist dann besonders groß, wenn die Niederschlagshöhe gerade im Bereich der Infiltrationskapazität des Bodens liegt. Dies war im hier gezeigten Beispiel bei dem 1-jährlichen Wert der Fall. Beim 10-jährlichen Wert wird die Infiltrationskapazität des Bodens für fast alle 5-min-Zeitintervalle aller Realisationen überschritten, so daß die Unterschiede zwischen Simulationen mit konstanter Intensität und zeitlicher Auflösung geringer ausfallen.

Abbildung 4.22 zeigt die Berechnungsergebnisse für den Oberflächenabfluß des 1-jährlichen Niederschlags. Neben dem Abfluß bei konstanter Niederschlagsintensität (strichliert) ist die aus den 100 zeitvariablen Niederschlägen gemittelte Ganglinie (durchgezogen) und die beiden Einhüllenden aus den 100 Realisationen gegeben. Man sieht, daß die verschiedenen zeitlichen Verläufe des Niederschlags große Unterschiede in den Ganglinien des Oberflächenabflusses hervorrufen. Der maximale Abfluß ist etwa 9 mal größer als der kleinste Wert. Der zweite Peak der oberen Grenze der Einhüllenden (Maximalwerte) wird durch eine Realisation der Niederschlagszeitreihe hervorgerufen, welche am Ende der einstündigen Niederschlagsphase ein 5-Minuten-Intervall mit sehr hoher Intensität aufweist.

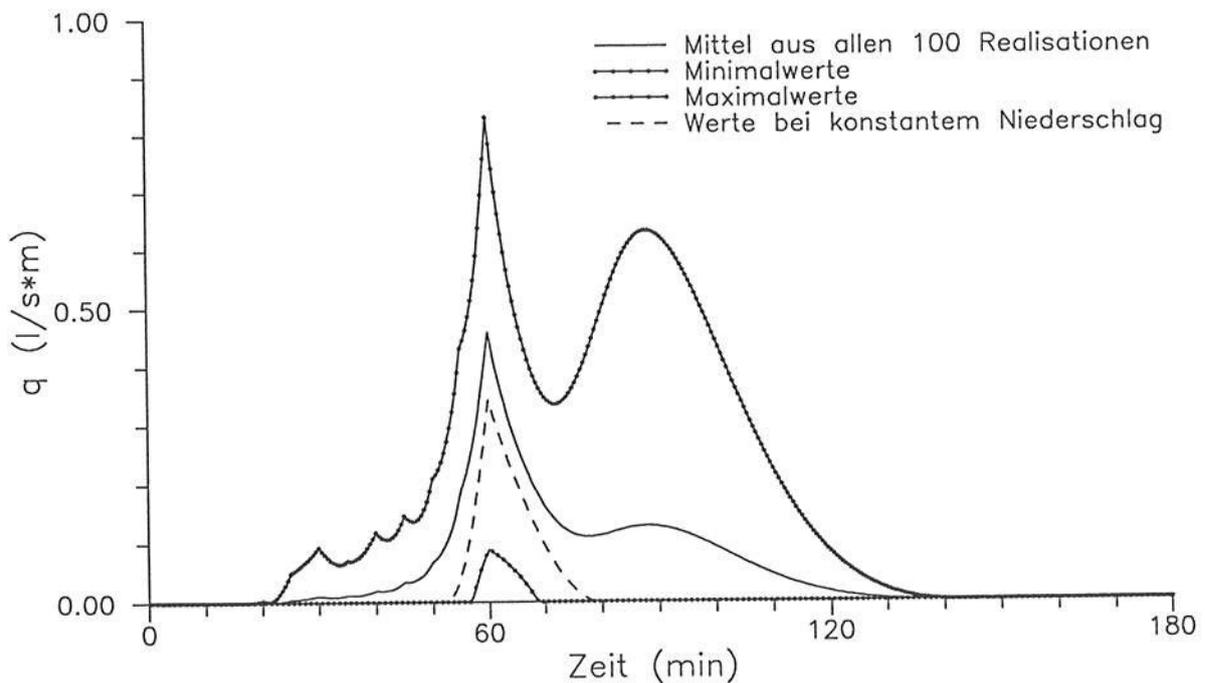


Abbildung 4.22: Ganglinien des Oberflächenabflusses am Meßhang 1 für verschiedene Niederschlagszeitreihen:  $T_N = 1 \text{ Jahr}$  ( $T_D = 1 \text{ h}$ ,  $\sum N = 18.9 \text{ mm}$ )

Es ist auch klar erkennbar, daß die konstante Niederschlagsintensität eine Abflußganglinie liefert, deren Fülle deutlich (etwa um den Faktor 2) unter der mittleren Ganglinie aus den 100 zeitvariablen Niederschlägen liegt. Dies belegt, daß — insbesondere bei Niederschlägen im Bereich der Infiltrationskapazität des Bodens — es nicht ausreicht, konstante (also zeitgemittelte) Intensitäten als Modellinput zu benutzen, sondern daß die zeitlichen Variabilitäten beachtet werden sollten.

Abbildung 4.23 zeigt die Berechnungsergebnisse für den Oberflächenabfluß des 10-jährlichen Niederschlags. Die relativen Unterschiede zwischen der unteren und oberen Einhüllenden sind geringer als beim 1-jährlichen Niederschlag, auch der Unterschied zwischen der

Mittelung aller 100 Ganglinien aus den zeitlich variablen Niederschlägen und der Ganglinie aus der konstanten Intensität fällt deutlich kleiner aus. Auch fällt der abfallende Ast der Simulationsläufe für alle verschiedenen Niederschlagszeitreihen ähnlich aus. Größere Unterschiede sind dagegen beim ansteigenden Ast erkennbar, da der Zeitpunkt des Abflußbeginns je nach Stärke der Intensitäten in den Anfangsabschnitten der Niederschlagszeitreihe früher oder später auftritt.

In der Abbildung 4.24a-c sind die Bodenfeuchteverteilungen nach Simulationsende dar-

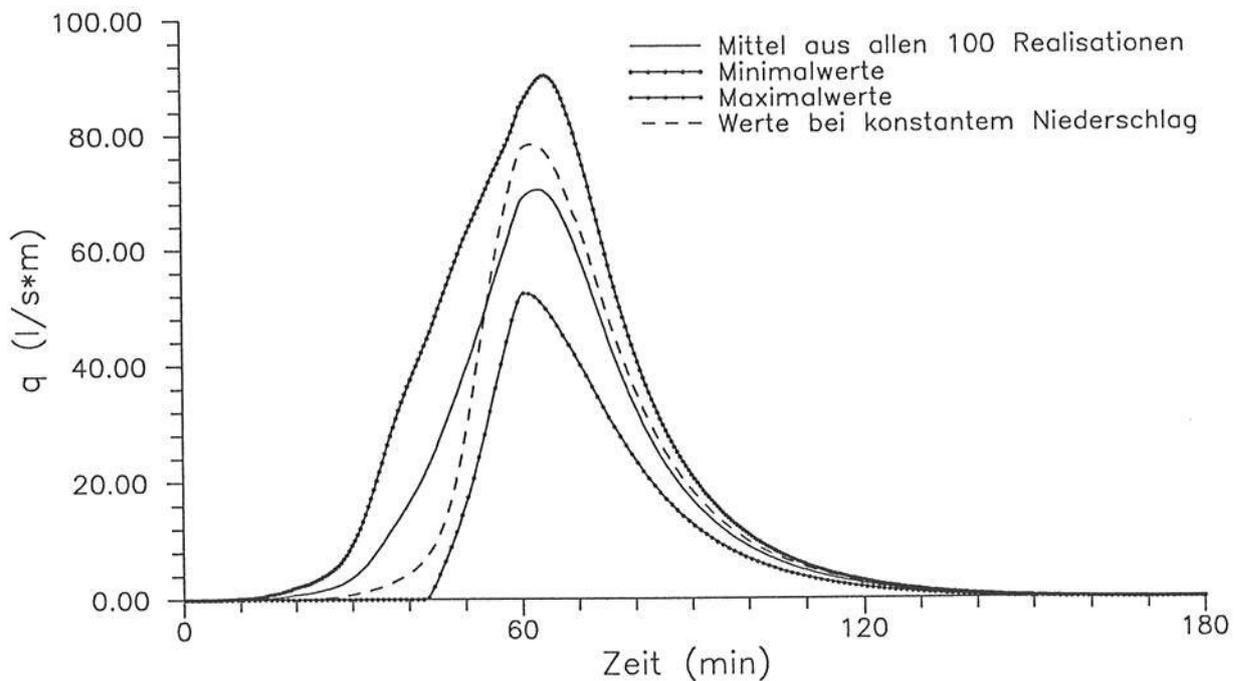


Abbildung 4.23: Ganglinien des Oberflächenabflusses am Meßhang 1 für verschiedene Niederschlagszeitreihen:  $T_N = 10 \text{ Jahre}$  ( $T_D = 1h$ ,  $\sum N = 35.4 \text{ mm}$ )

gestellt. Dabei zeigt Abb. 4.24a exemplarisch die Bodenfeuchte nach einer Niederschlagszeitreihe mit sehr hohen Intensitätsspitzen. Durch den (zeitweisen) Oberflächenabfluß und der dadurch hangabwärts länger andauernden und in größerem Umfang ermöglichten Infiltration hat sich am Hangfuß eine deutlich höhere Bodenfeuchte eingestellt als am Hangtop. Abb. 4.24b zeigt die Bodenfeuchteverteilung nach dem Niederschlag konstanter Intensität, Abb. 4.24c die mittlere Bodenfeuchteverteilung aus allen 100 Simulationen mit variablen Niederschlägen. Die Unterschiede dieser beiden Bodenfeuchtezustände sind recht gering, wobei die Simulation mit konstanter Intensität aber ein im Hangverlauf noch gleichmäßigeres Bild liefert, als die Mittelung aus den zeitvariablen Niederschlägen.

In Abbildung 4.24 ist die Hangtopographie 5-fach überhöht dargestellt, die Dicke der modellierten Bodenmatrix wurde zur klareren Unterscheidung der Bodenfeuchteverteilung zusätzlich um den Faktor 5 verzerrt.

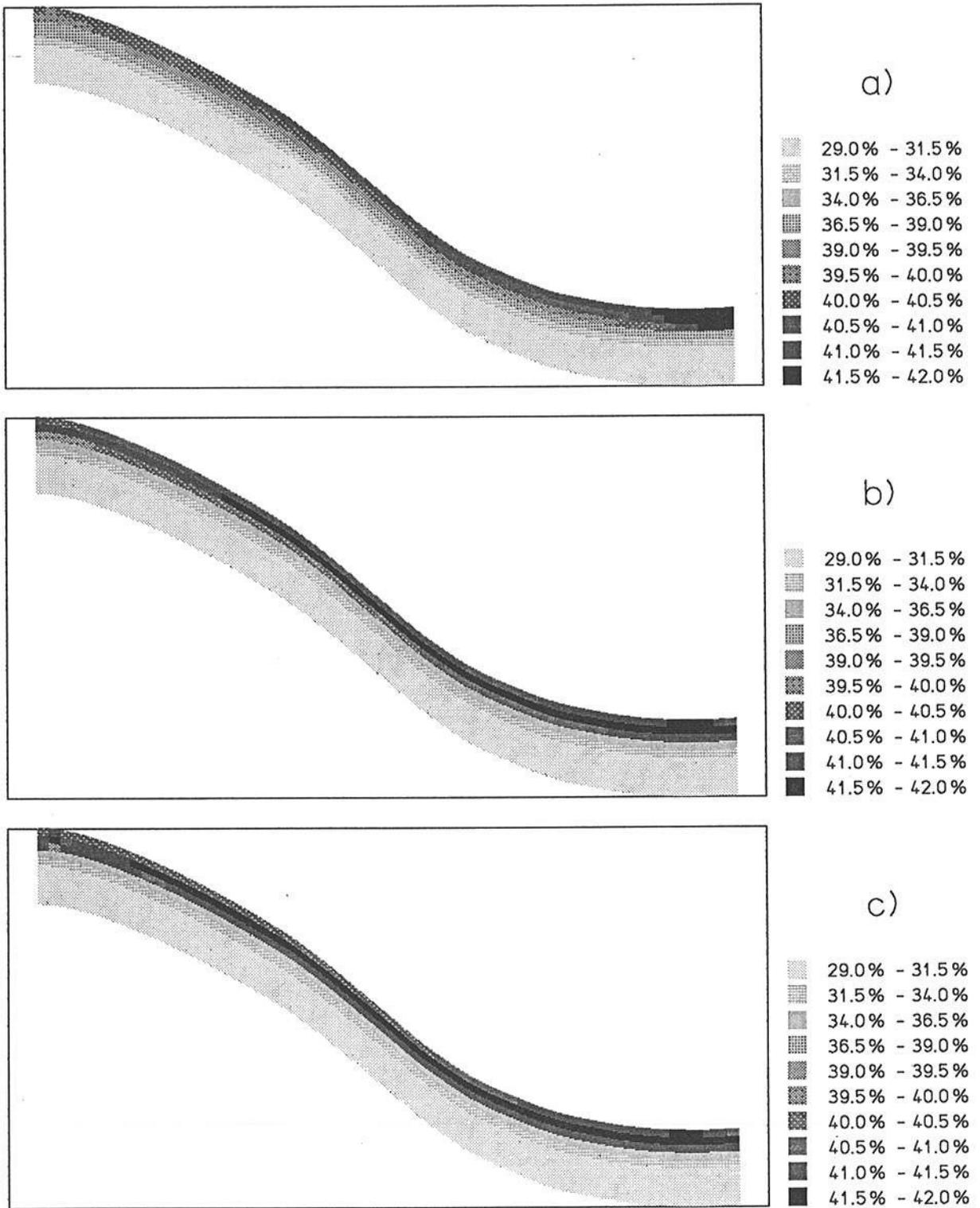


Abbildung 4.24: Berechnete Bodenfeuchte am Meßhang 1 (5-fach überhöht) für verschiedene Niederschlagszeitreihen:  $T_N = 1 \text{ Jahr}$  ( $T_D = 1 \text{ h}$ ,  $\sum N = 18.9 \text{ mm}$ )

a) mit stark variierender Niederschlagsintensität (Realisation Nr. 85) b) mit konstanter Niederschlagsintensität c) mittlere Bodenfeuchte aus allen 100 Realisationen

### 4.4.3 Simulation der Beregnungsversuche auf Hängen im Weiherbachgebiet

Die von SCHRAMM von 1990 bis 1992 durchgeführten Beregnungsversuche an Hangmeßparzellen (siehe Abb. 4.2) zur Untersuchung der Erosionsprozesse im Weiherbachgebiet liefern neben den Bodenabtragswerten auch eine ausführliche Datengrundlage zur Oberflächenabflußbildung an Hängen. Die Breite der Meßparzelle betrug bei allen Versuchen 4 m, die Länge 21.75 m. Die Beregnungsintensitäten lagen zwischen 30 mm/h und 45 mm/h, die Beregnungszeit betrug zwischen 50 und 75 Minuten.

Alle 18 durchgeführten Versuche wurden zweidimensional modelliert. Die Oberfläche wurde in 11 Abschnitte à 1.98 m Länge unterteilt, die Matrixdiskretisierung betrug 0.5 m in horizontaler Richtung und 5 cm in der vertikalen.

Als Modellergebnisse können neben der Oberflächenabflußganglinie die Infiltration und die Bodenfeuchte nach Versuchsende mit den Messungen verglichen werden. Bei den „gemessenen“ Infiltrationswerten muß dabei beachtet werden, daß es sich um die Differenz zwischen Niederschlag und Abfluß handelt und nicht um eine direkt gemessene Infiltration in die Bodenoberfläche. Da der Zeitversatz zwischen Niederschlag und Abflußmessung am Parzellenende bei der Differenzbildung unberücksichtigt bleibt, wird so die Infiltration zu Beginn der Abflußbildung überschätzt und nach Niederschlagsende unterschätzt.

Beispielhaft sind im folgenden ausgewählte Simulationsergebnisse für die Beregnungsparzellen auf dem Meßhang 1 und auf Hang „Ebertsberg“ dargestellt. Die Ergebnisse der Modellierungen der übrigen 14 Hangberegnungsversuche sind in Anhang D aufgeführt. Außerdem sind dort die den Simulationen zugrunde gelegten Bodenparameter aufgelistet (Tabelle D.1).

#### 4.4.3.1 Hangmeßparzelle auf dem Meßhang 1 (Neuenbürger Pfad)

Abb. 4.25a-c zeigt die Ergebnisse für den Beregnungsversuch am Meßhang „Neuenbürger Pfad“ vom 19.10.1990. Beregnungsintensität und -dauer gehen aus Abb. 4.25a hervor, Abb. 4.25b zeigt die berechneten Infiltrationskomponenten, Abb. 4.25c die gemessene und modellierte Oberflächenabflußganglinie am Ablauf der Beregnungsfläche.

Dieses Beregnungsexperiment diente als Grundlage zur Eichung des Modells für die Beregnungsparzelle am Neuenbürger Pfad. Wie auch bei den bisher schon geschilderten Modellierungen wurde darauf geachtet, daß die zu eichenden Bodenparameter in einem plausiblen Rahmen blieben. Nicht die Anpassung der berechneten an die gemessenen Abfluß- und Infiltrationsganglinien war also alleiniges Ziel der Eichung, sondern auch die Beibehaltung der physikalischen Bedeutung der Modellparameter.

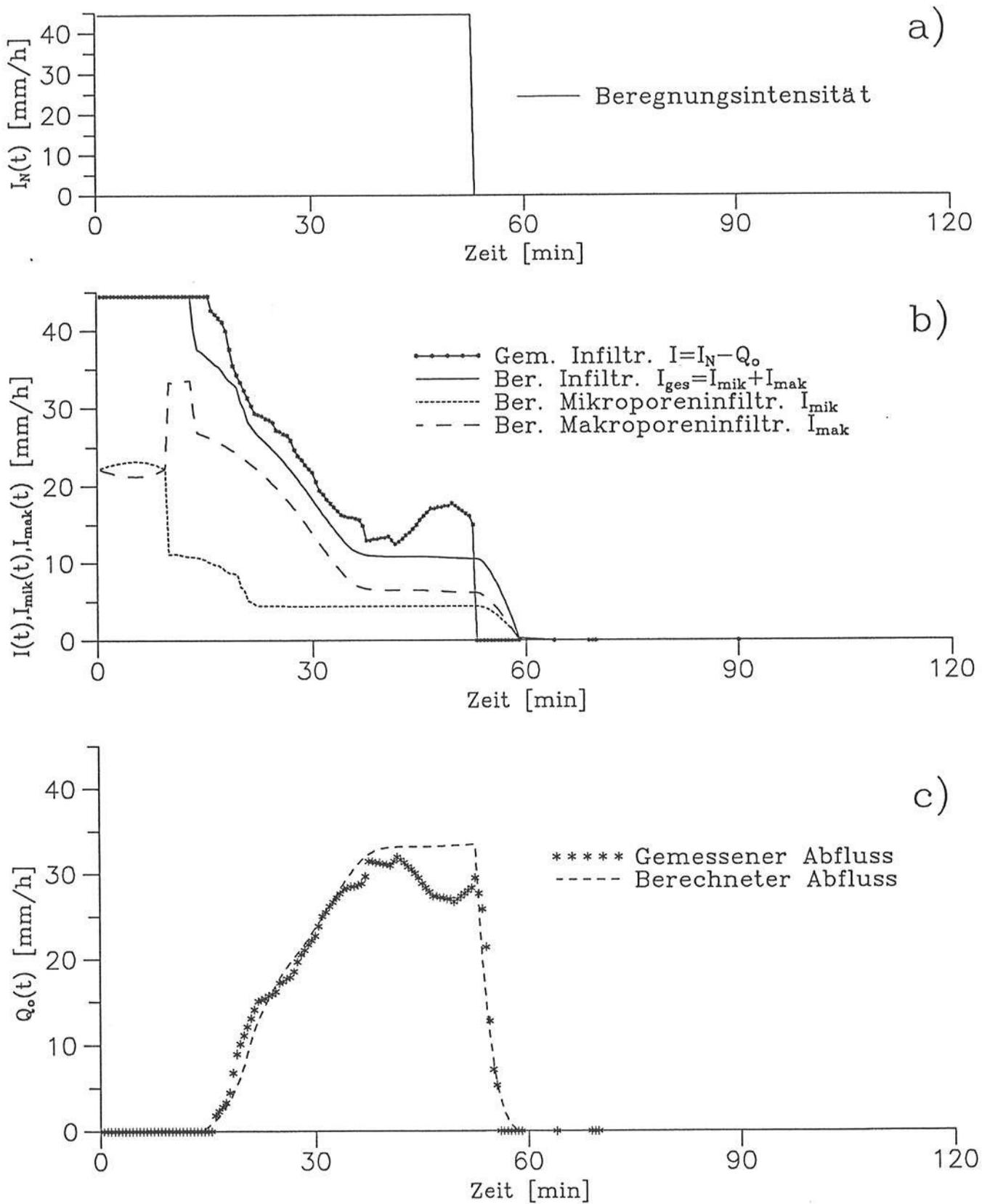


Abbildung 4.25: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Neuenbürger Pfad“ vom 19.10.1990 – Modelleichung. (a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)

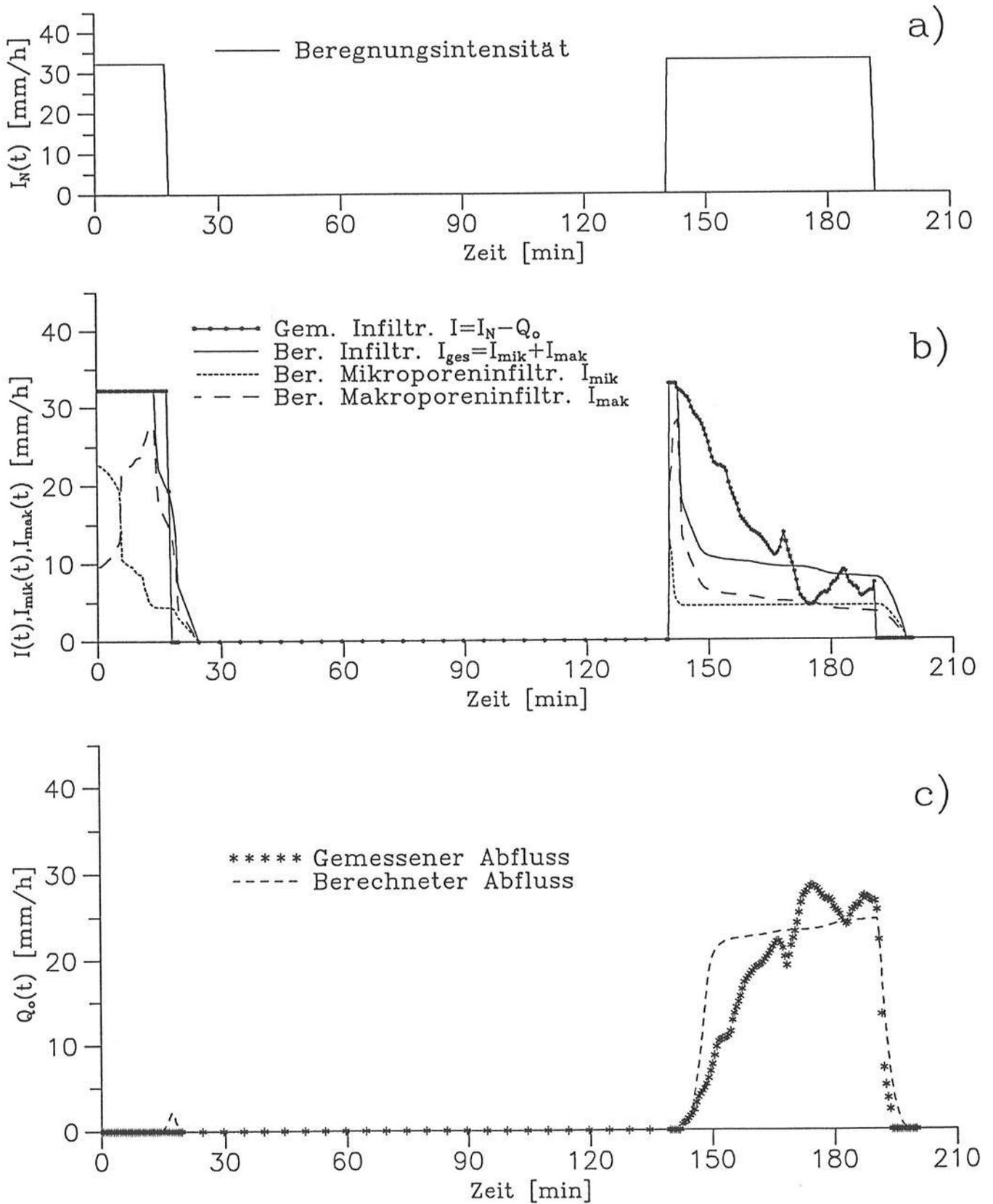


Abbildung 4.26: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Neuenbürger Pfad“ vom 24.10.1990 – Modellvalidierung. (a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)

Die Abbildungen 4.26 a-c zeigen die Simulationsergebnisse für den Beregnungsversuch am Meßhang „Neuenbürger Pfad“ vom 24.10.1990. Hier wurde zuerst beregnet, bis eine Sättigung der Bodenoberfläche eintrat, also gerade bis zu dem Zeitpunkt bis sich Oberflächenabfluß zu bilden begann. Nach einer Pause von zwei Stunden wurde die Fläche ein zweites Mal beregnet. Der Abfluß begann praktisch sofort und erreichte ein Maximum von etwa 27 mm/h bei einer Beregnungsintensität von 33 mm/h.

Dieses Experiment diente zur Validierung der Modelleichung, d.h. die Modellparameter wurden nicht weiter verändert sondern aus der Eichung übernommen. Als Anfangsbedingung der Bodenfeuchte dienten die gemessenen Werte vor Versuchsbeginn.

#### 4.4.3.2 Hangmeßparzelle auf dem Meßhang 4 (Ebertsberg)

Prinzipiell ähnliche Ergebnisse — also durchführbare Modelleichung unter Beibehaltung physikalisch begründeter Parameter und gute Modellvalidierung — zeigt die Anwendung des Modells für Beregnungsversuche am Meßhang „Ebertsberg“. Die Abbildung 4.27a-c zeigt die Simulationsergebnisse für das Beregnungsexperiment vom 23.8.1990. Dieses Beregnungsexperiment diente als Grundlage zur Eichung des Modells für diesen Hang im Gipskeuper.

Die Abbildungen 4.28a-c zeigen die Simulationsergebnisse für den Beregnungsversuch am Meßhang „Ebertsberg“ vom 29.08.1990. Ähnlich wie bei dem oben erwähnten Versuch am Neuenbürger Pfad wurde hier zuerst beregnet, bis eine Sättigung der Bodenoberfläche eintrat. Nach einer ca. einstündigen Unterbrechung wurde die Fläche ein zweites Mal beregnet. Der Abfluß begann sofort und erreichte ein Maximum von etwa 20 mm/h (mit starken mikroreliefbedingten Schwankungen). Dieses Experiment wurde wiederum zur Validierung benutzt. Die berechneten und gemessenen Verläufe der Infiltration und des Oberflächenabflusses stimmen gut überein.

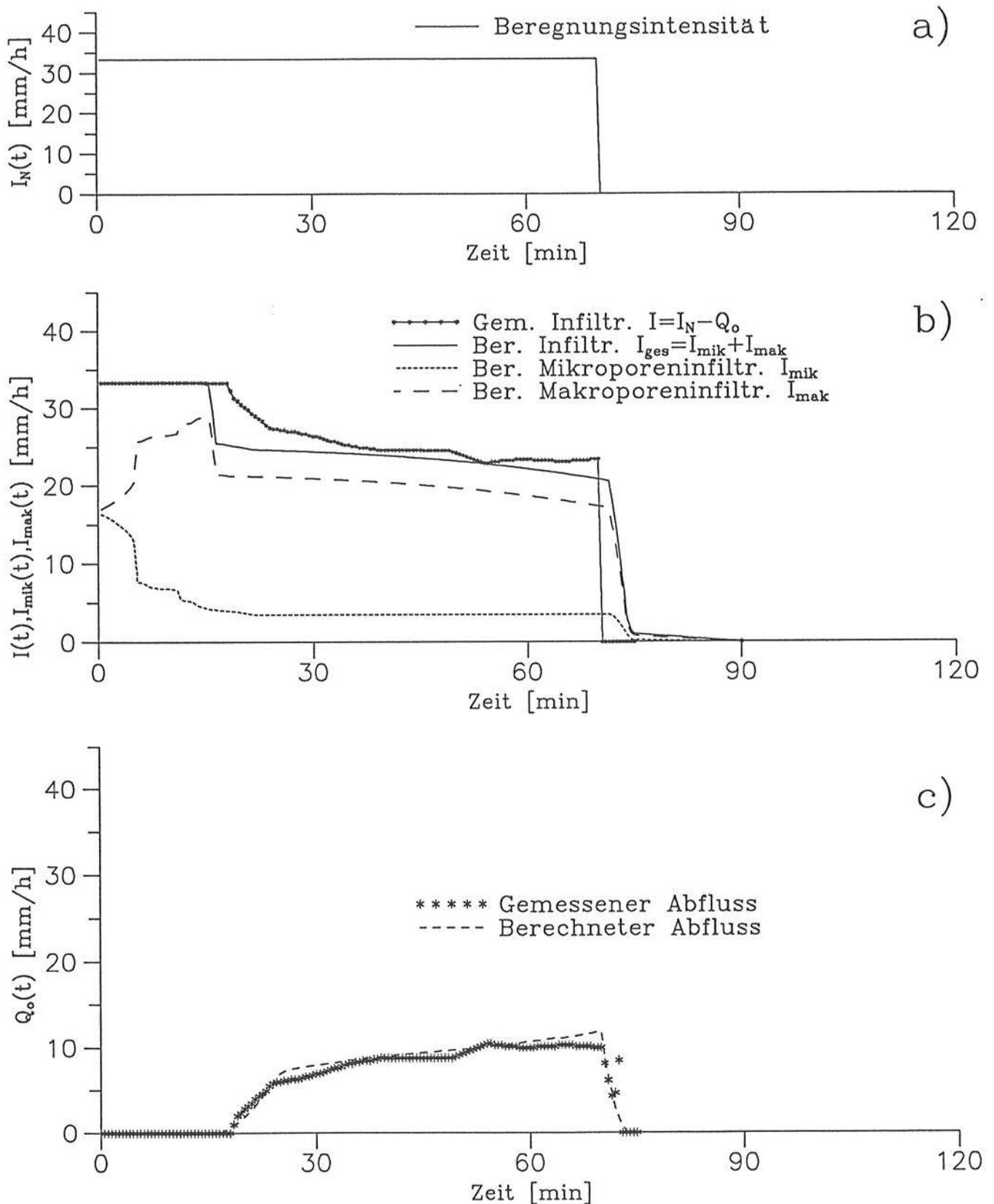


Abbildung 4.27: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Ebertsberg“ vom 23.8.1990 – Modelleichung. (a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)

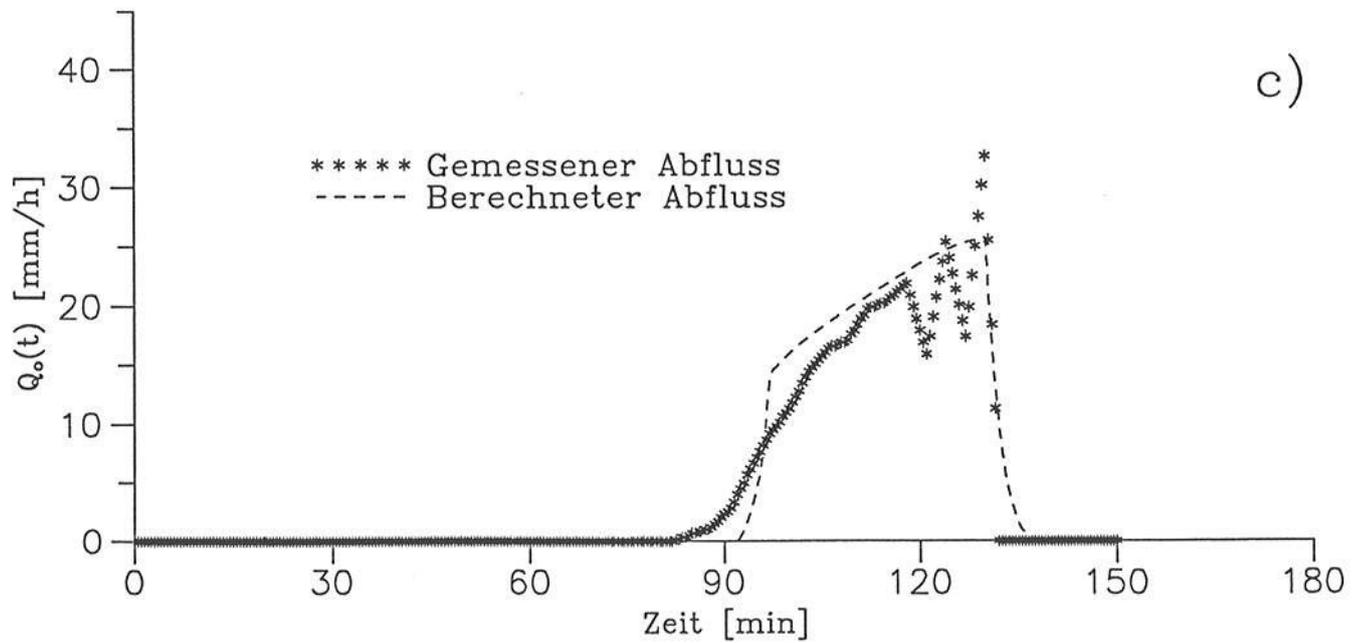
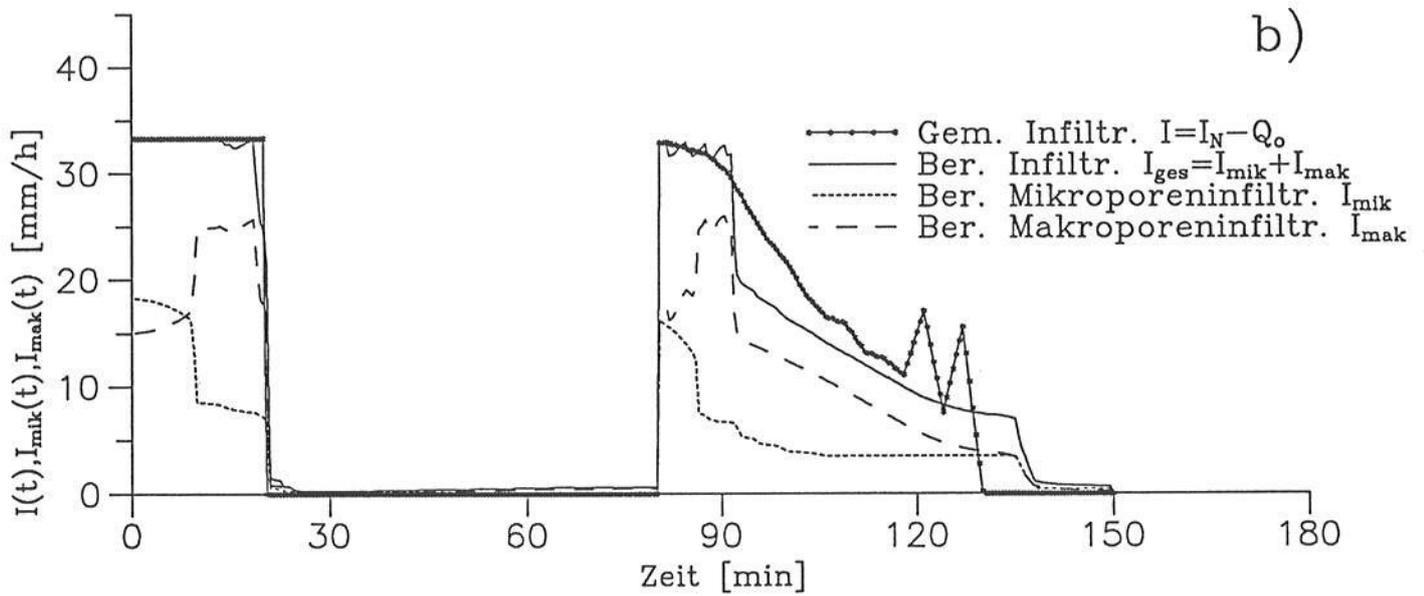
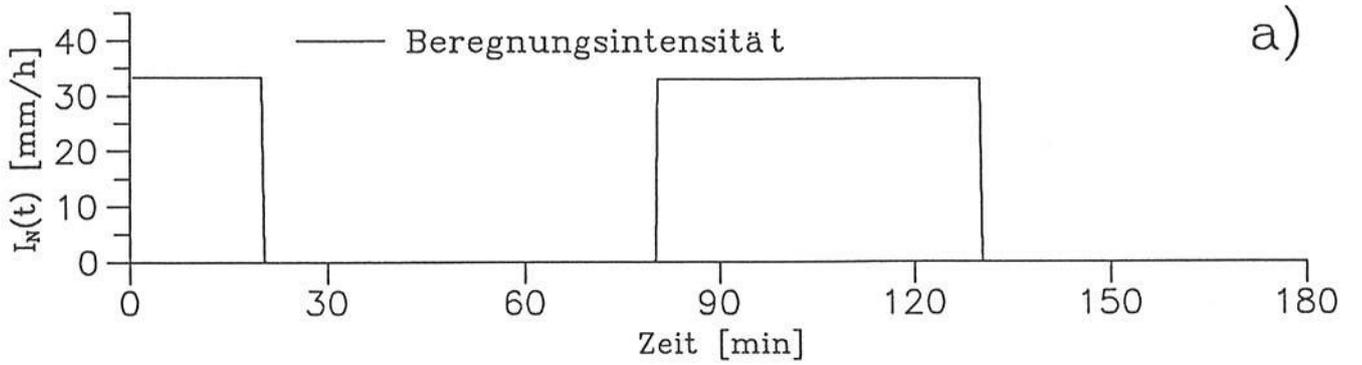


Abbildung 4.28: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungparzelle „Ebertsberg“ vom 29.08.1990 – Modellvalidierung (a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)

#### 4.4.4 Simulation eines Experiments zur Untersuchung von schnellen unterirdischen Fließprozessen am Hang

Am 15.4.1991 wurde am Nordhang des Gewanns „Leierfaß“ ein Beregnungsexperiment zur Untersuchung von schnellen lateralen und oberflächennahen Fließprozessen am Hang durchgeführt (siehe auch Abschnitt 4.2.1). Das Experiment beinhaltete u.a. (für eine detaillierte Beschreibung des Versuchs sei hier auf SCHMITZ (1991), MONTENEGRO (1992) und BRONSTERT (1992) verwiesen):

- Vorbesprühung der oberen Hälfte der Beregnungsfläche mit Herbiziden;
- Beregnung mit bromidversetztem Wasser mit der Hangberegnungsanlage des IWK für etwa 5 Stunden auf eine Fläche von 16.5 m x 4.0 m mit einer knapp unter der Infiltrationskapazität gehaltenen Beregnungsintensität, d.h. ohne Bildung von Oberflächenabfluß;
- Bodenfeuchtemessungen mittels Neutronensonde und TDR während und nach der Beregnung innerhalb und unterhalb der Beregnungsfläche;
- Bromidprobennahme innerhalb, seitlich und unterhalb der Beregnungsfläche am 16.4.1991 und noch einmal am 19.4.1991.

Abbildung 4.29 zeigt den Lageplan des Untersuchungshanges und Art und Ort der vorgenommenen Messungen.

Die Ergebnisse des Versuchs belegen das Auftreten der oberflächennahen lateralen Verlagerungsprozesse, wenn auch aufgrund der vorherrschenden Bedingungen (trockener, verdichteter Boden) nur in sehr geringem Ausmaß. Diese Aussage beruht in erster Linie auf den Ergebnissen der Tracermessungen (Bromid und Herbizide), die Bodenfeuchtemessungen unterhalb der Beregnungsfläche liefern unklarere Aussagen. Die Bromidverlagerung konnte bis ca. 2.5 m hangabwärts von der Beregnungsfläche nachgewiesen werden (SCHMITZ, 1991).

Auch die Messungen der Herbizidgehalte im Boden der unteren Hälfte des Beregnungsabschnittes weisen auf eine laterale Verlagerung im Boden hin.

Die Ergebnisse der Bodenfeuchtemessungen mit TDR und Neutronensonde lassen das Eindringen der Feuchtefront im Bereich der Beregnungsfläche eindeutig verfolgen. Im Bereich unterhalb der Beregnungsfläche belegen die Meßdaten — vermutlich wegen der Toleranz der Meßgeräte und der räumlichen Heterogenität des Bodens — keine signifikante Feuchteerhöhung.



Das Hangmodell wurde auf dieses Experiment angewendet, d.h. es wurde versucht, die vertikalen und lateralen Fließprozesse nachzubilden. Abbildung 4.30 zeigt die berechneten Zwischenabflußraten an verschiedenen Punkten des Untersuchungsplots. Erwartungsgemäß reduziert sich die unterirdische Abflußrate stark, sobald der Abfluß sich über den berechneten Bereich hinaus (16.5 m von oben) bewegt, da das Wasser im Makroporensystem dort von der umgebenden — vergleichsweise trockenen — Bodenmatrix schnell aufgenommen werden kann.

Der berechnete Zwischenabfluß paßt gut zu den von SCHMITZ (1991) nachgewiesenen Bromidkonzentrationen unterhalb der Beregnungsfläche, d.h. das Fortschreiten des modellierten Zwischenabflusses bis etwa 2.7 m hangabwärts von der Beregnungsfläche (19.2 m von oben), entspricht in etwa dem nachgewiesenen maximalen Abstand der lateralen unterirdischen Bromidverlagerung von 2.5 m. Ein eingehenderer Vergleich der Zwischenabflußberechnung mit den Tracermessungen bezüglich der Fließgeschwindigkeit ist wegen der Probenahme zu nur zwei Zeitpunkten nicht möglich. Die berechneten Bodenfeuchten innerhalb der Beregnungsfläche entsprechen den guten Ergebnissen, wie sie schon bei den Simulationen der Hangberegnungsversuche mit Oberflächenabfluß im vorhergehenden Abschnitt erzielt wurden.

In Tabelle 4.8 sind die gemessenen und simulierten Werte der Bodenfeuchte an den drei TDR-Meßpunkten innerhalb der Beregnungsfläche (siehe Abb. 4.29), jeweils für vier verschiedene Meßtiefen, zusammengestellt. Die Übereinstimmung ist gut, die mittlere Abweichung beträgt 1.2 Vol-%.

Als Anfangsbodenfeuchte wurden für den ganzen Hang die Meßwerte am oberen Meßpunkt (Nr. 8) angesetzt. Wäre die räumliche Variabilität berücksichtigt worden, d.h. wäre auch in den Bereichen der Meßpunkte 6 und 7 die gemessene Bodenfeuchte als Anfangswert genommen worden, so läge die Abweichung bei noch geringeren Werten.

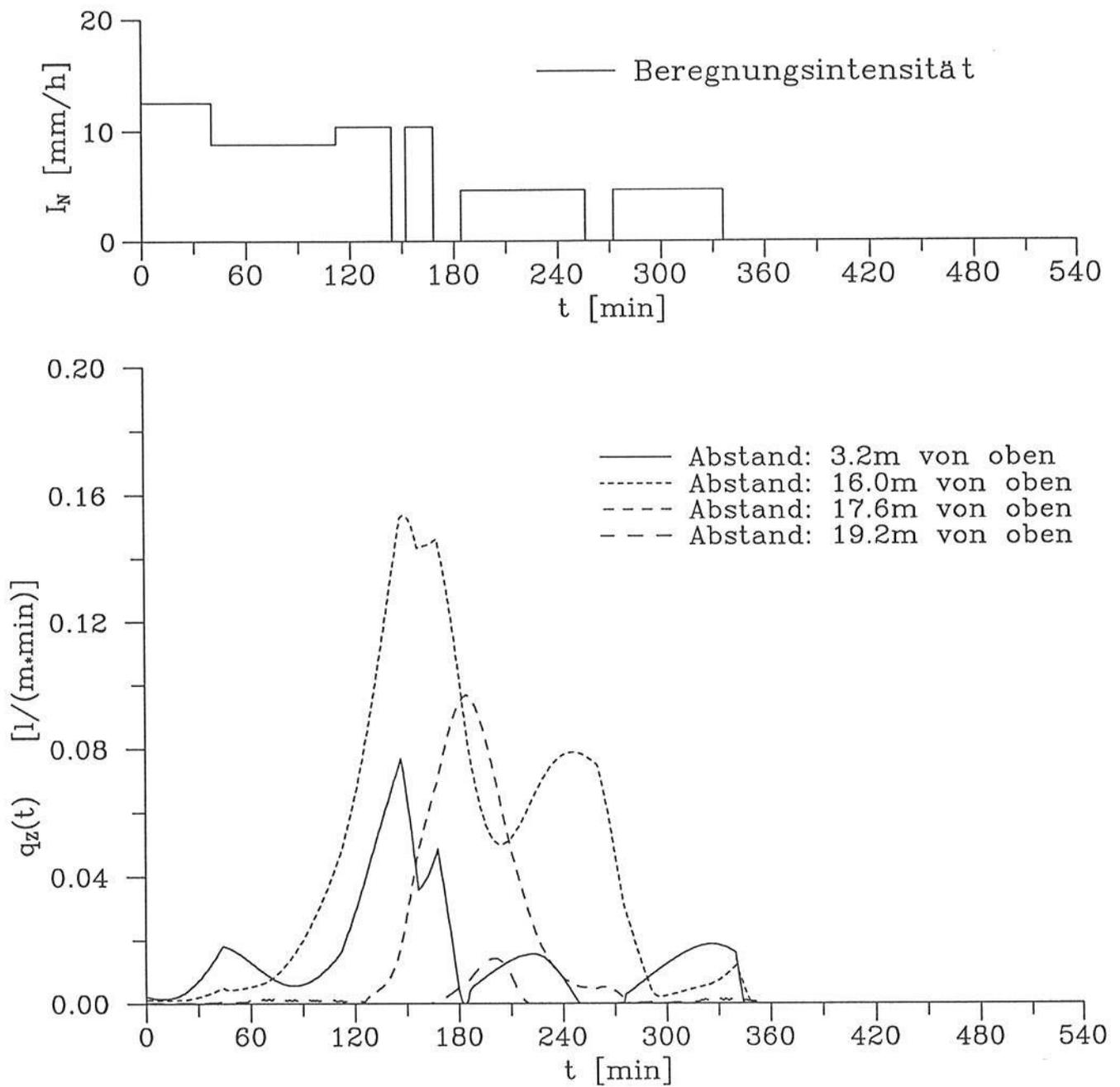


Abbildung 4.30: Berechnungsintensität und berechneter hangparalleler unterirdischer Abfluß beim Zwischenabflußexperiment „Leierfaß“

Meßpunkt 8 (4.10 m unterhalb des oberen Randes der Berechnungsfläche)										
Meßtiefe in cm (ab GOK)	T= 0 min		T= 64 min		T= 132 min		T= 208 min		T= 288 min	
	$\theta_{gem}$	$\theta_{ger}$								
15	25.3	25.3	34.0	33.5	37.1	39.8	41.5	40.7	39.0	40.7
30	23.0	23.4	25.6	27.6	30.8	31.2	32.9	33.2	34.6	34.8
45	23.6	23.9	26.7	26.7	29.1	29.1	29.2	30.4	29.9	31.4
60	24.7	24.3	26.1	26.4	28.0	28.2	28.0	29.1	29.7	29.9
Meßpunkt 7 (8.40 m unterhalb des oberen Randes der Berechnungsfläche)										
Meßtiefe in cm (ab GOK)	T= 0 min		T= 68 min		T= 136 min		T= 212 min		T= 296 min	
	$\theta_{gem}$	$\theta_{ger}$								
15	26.9	25.4	31.2	32.4	35.8	38.3	36.7	40.0	38.4	40.3
30	22.2	23.4	27.4	27.1	31.0	30.3	33.2	32.1	32.5	33.7
45	23.3	24.0	26.1	26.4	27.6	28.4	28.6	29.7	29.4	30.7
60	24.3	24.3	26.2	26.1	28.3	27.7	28.8	28.6	29.4	29.4
Meßpunkt 6 (12.30 m unterhalb des oberen Randes der Berechnungsfläche)										
Meßtiefe in cm (ab GOK)	T= 0 min		T= 68 min		T= 140 min		T= 216 min		T= 300 min	
	$\theta_{gem}$	$\theta_{ger}$								
15	21.7	25.4	29.6	34.5	35.9	40.8	37.7	40.8	38.6	41.0
30	24.8	23.4	27.0	28.1	30.3	31.9	32.8	33.6	34.6	35.4
45	22.1	24.0	24.6	27.1	27.4	29.5	29.7	30.7	32.1	31.8
60	23.1	24.3	25.1	26.7	26.0	28.5	26.2	29.4	29.0	30.2

Tabelle 4.8: Gemessene ( $\theta_{gem}$ ) und berechnete ( $\theta_{ger}$ ) Bodenfeuchtwerte in Vol-% beim Zwischenabflußexperiment „Leierfaß“

#### 4.4.5 Simulation eines Starkregenereignisses im Oued-Mina Gebiet, Algerien

Der zugrunde gelegte Hang im Einzugsgebiet des Oued-Mina sowie das untersuchte starke Niederschlags-Abflußereignis wurde in Abschnitt 4.2.3 beschrieben.

Diese Modellanwendung dient dazu, die grundsätzliche Anwendbarkeit des Modells auf ein Gebiet bzw. Hang mit völlig anderen Gebiets- und Klimaeigenschaften und zudem dürftigerer Datenlage als bei der Modellerstellung zu demonstrieren. Ein weiteres Ziel war die Untersuchung der Plausibilität der Modellergebnisse bei den beschriebenen klimatischen und pedologischen Bedingungen.

Aus den Angaben von GOMER (persönliche Mitteilung 1993) über die Bodenparameter vor Ort wurden Regelsätze zur Beschreibung der Wasserflüsse in der Bodenmatrix des anstehenden Bodentyps (tonreicher Vertisol) erstellt.

Die Hangoberfläche wurde der vorgegebenen Topographie folgend in 17 Abschnitte zwischen 10.0 und 14.2 m Länge unterteilt. Die Bodenmatrix wurde in Elemente von 5 cm Tiefe und 3.5 m Länge unterteilt, so daß sich für die Hanglänge von 232 m bei einer modellierten Hangtiefe von 1.5 m eine Elementanzahl von 1980 ergab. Die Simulationszeit betrug zwölf Stunden.

Die zugrunde gelegten Parameter des Hangbodens ( $k_s = 0.225$  mm/h,  $\theta_s = 46.6\%$ ,  $H_Z = 30$  cm,  $V_{mak} = 2\%$ ) wurden als räumlich konstant angenommen. Eine Anpassung der Parameter (Eichung) erfolgte nicht, da dafür weder geeignete Bodenfeuchte- noch Abflußdaten verfügbar waren.

In Abb. 4.31 ist der berechnete Hangabfluß für das modellierte Ereignis dargestellt.

Da keine von diesem Einzelhang abgeflossene Ganglinie aufgenommen werden konnte, kann ein Vergleich mit den zugehörigen Naturdaten nicht erfolgen. Aus Pegelmessungen ist aber der Abflußbeiwert für dieses Ereignis bekannt. Er betrug 13% für das Kleineinzugsgebiet, welches den simulierten Hang beinhaltet. Der Abflußbeiwert aus der Simulation beläuft sich auf 12.6% (mit Berücksichtigung des Zwischenabflusses) und liegt damit sehr gut im Bereich des gemessenen Wertes.

Da nur der Abflußbeiwert zur Überprüfung der Modellrechnung herangezogen werden kann, kann diese Simulation nur als Hinweis dafür verstanden werden, daß das Modell übertragbar ist. Um die Frage der Übertragbarkeit aber eingehender zu untersuchen, sind noch weitere Modellanwendungen auf Hänge mit weit besserer Datenlage erforderlich. Gezeigt wurde hier aber, daß das Modell grundsätzlich auch für andere Situationen im operationellen Sinne anwendbar ist (Datenaufbereitung, Regelerstellung, Programmausführung).

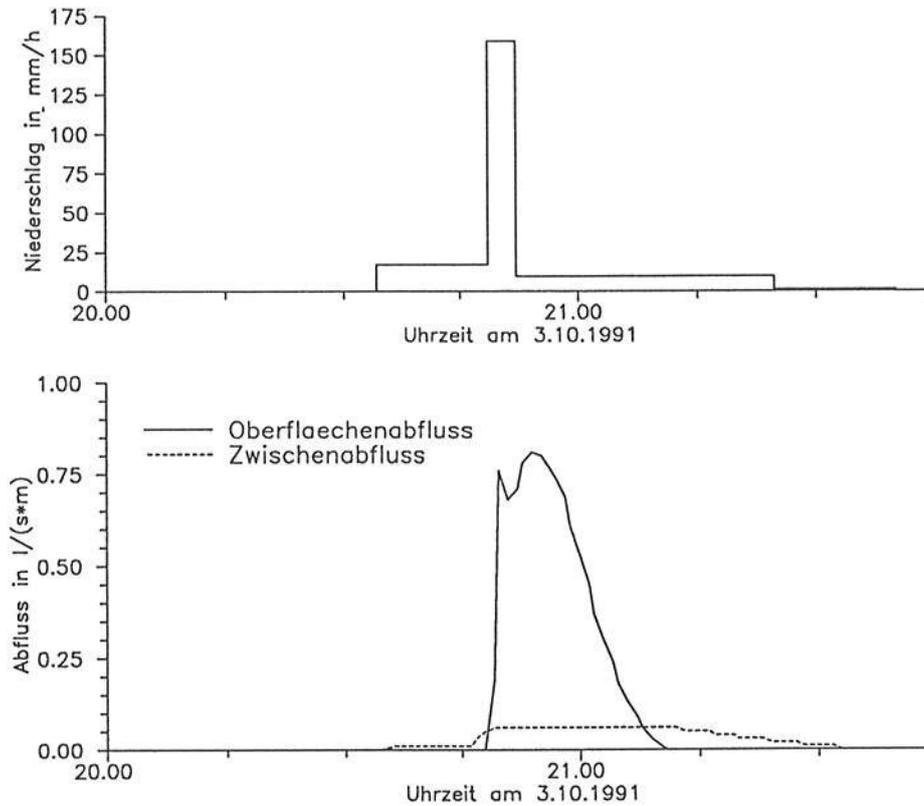


Abbildung 4.31: Starkregenereignis im Gebiet des Oued-Mina, Algerien vom 3.10.1991. Berechnung von Oberflächen- und Zwischenabfluß an einem ausgewählten Hang (Microbassin No. 2, Sol argileux profond sur plateau)

Der hohe und schnelle Anteil des Zwischenabflusses am Gesamtabfluß ist gebietstypisch und durch das erwähnte ausgeprägte Makroporensystem des Bodens begründet. Im Modell wurde die hohe Zwischenabflußrate durch einen großen Wert der Makroporosität  $V_{mak}$  und durch einen geringen Zwischenabflußwiderstand (großes  $k_Z$ ) erreicht.

Weiterhin ist zu erwähnen, daß der starke Oberflächen- und Zwischenabfluß bei sehr trockenen Vorbodenfeuchten auftrat, also typischen Bedingungen für die beschriebenen Verhältnisse. Die Analyse der Modellergebnisse zeigte, daß der Oberflächenabfluß als Hortonscher Infiltrationsüberschuß gebildet wurde — also infolge eines Überschreitens der aktuellen Infiltrationskapazität durch die Niederschlagsintensität. Die Infiltrationskapazität der Bodenmatrix war wegen der Trockenheit des Bodens und der damit verbundenen geringen ungesättigten Leitfähigkeit klein. Die Erhöhung der Bodenfeuchte in der oberen Bodenschicht während des Niederschlags erfolgte langsamer als es für eine vollständige Aufnahme des Niederschlags notwendig gewesen wäre. Eine Sättigung dieser Schicht (was der Ausbildung einer „gesättigten Feuchtefront“ entspricht) erfolgte während des ganzen Ereignisses nicht. Dagegen zeigten hypothetische Modellrechnungen, daß bei deutlich höherer Vorbodenfeuchte an der Oberfläche wegen der damit verbundenen deutlich größeren Leitfähigkeit vermutlich der gesamte Niederschlag hätte infiltrieren können.

### 4.4.6 Diskussion der zweidimensionalen Modellanwendungen

Die in den vorhergehenden Abschnitten vorgestellten Berechnungsergebnisse zeigen, daß mit dem Modell HILLFOW-2D der Wasserhaushalt von Hängen gut zu simulieren ist. Diese Aussage gilt sowohl für Langzeitsimulationen als auch für kurze Simulationen von Starkniederschlagsereignissen.

Gegenüber den eindimensionalen Säulensimulationen sind die hier diskutierten zweidimensionalen Modellanwendungen immer dann von besonderem Interesse, wenn laterale Fließprozesse von Bedeutung sind. Diese entstehen vor allem bei hohen Niederschlagsintensitäten, bei hohen Bodenfeuchten an Teilabschnitten oder -schichten des Hanges, sowie durch ausgeprägte Heterogenitäten oder deutliche Schichtungen der Hangböden.

Die Langzeitsimulation am Meßhang 1 zeigte, daß die Feuchteverteilung innerhalb des Hanges durch das geologische Hangprofil (bzw. die räumliche Verteilung der Bodenleitfähigkeiten und -sättigungsgehalte), die Hangform und auch lokale charakteristische Variabilitäten der Klimadaten (z.B. Wind, Strahlung) gesteuert wird. Der Einfluß der Verdunstungsheterogenitäten wurde in den gezeigten Anwendungen allerdings in Ermangelung der dafür benötigten Angaben nicht mit berücksichtigt, ist aber bei Vorgabe der Daten ohne weiteres zu simulieren.

Ein weiterer wichtiger Punkt bei der Entstehung der hangtypischen Bodenfeuchteverteilung stellt die zeitliche Variabilität des Niederschlags dar. Es wurde gezeigt, daß die Unterschiede sowohl in der Oberflächenabflußbildung als auch der Bodenfeuchteverteilung zwischen Simulationen mit zeitlich variierenden, hochaufgelösten Intensitäten und mit konstanten Intensitäten sehr bedeutsam sein können. Diese Unterschiede sind besonders groß für Niederschläge, die gerade im Bereich der Infiltrationskapazität des Bodens liegen. Dies war bei den gezeigten Simulationen bei dem 1-jährlichen Regen der Fall. Beim 10-jährlichen wurde die Infiltrationskapazität praktisch während der gesamten Niederschlagsphase überschritten, so daß die Unterschiede zwischen Simulationen mit konstanten Intensitäten und zeitlicher Auflösung geringer ausfielen.

Die Simulationen der Hangberechnungsversuche an verschiedenen Hängen des Weiherbachgebietes führten durchweg zu guten Übereinstimmungen zwischen gemessenen und berechneten Oberflächenabfluß- und Infiltrationsganglinien und den Bodenfeuchtegehalten nach Berechnungsende.

Um die beobachteten Infiltrationsraten während der Berechnung im Modell — bei Beibehaltung sinnvoller Werte für die Leitfähigkeit des Bodens — nachvollziehen zu können, ist eine Berücksichtigung der Makroporen wegen der damit verbundenen Erhöhung der Infiltrationskapazität des Bodens notwendig. Dieses Ergebnis deckt sich vollkommen mit den Schlußfolgerungen der 1-D-Simulationen der Berechnungsversuche am Meßstreifen Saugra-

ben (Abschnitt 4.3.4).

Auch der in dieser Arbeit als Zwischenabfluß bezeichnete schnellreagierende, oberflächennahe unterirdische Abfluß läßt sich mit dem Modell plausibel nachbilden. Die Simulation des Hangberegnungsversuchs zur Untersuchung dieser Prozesse ergab einen gewissen lateralen Fluß auch über die Beregnungsfläche hinaus, der dann nach etwa 2.5 m „versiegte“, also von der umgebenden trockenen Matrix aufgenommen war.

Allerdings sind die Bodenverhältnisse des Weiherbachgebietes mit seinen tiefen Lößböden vergleichsweise ungünstig für ein Auftreten des Zwischenabflusses. Vor allem darf nicht damit gerechnet werden, daß durch diese laterale, oberflächennahe gesättigt-ungesättigte Abflußkomponente ein wesentlicher Beitrag zu einem Hochwasser im Vorfluter erfolgen kann.

Anhand der Simulationen eines Starkniederschlags über einen Hang im Gebiet des Oued-Minas wurde aber gezeigt, daß bei entsprechenden Bedingungen (hier: Böden mit z.T. ausgeprägten und tiefreichenden Schrumpfrissen und durch Auswaschungen entstandenen Hohlgängen) der Zwischenabfluß einen großen Anteil am Volumen eines Hochwassers erreichen kann.

Die Modellanwendung auf den Hang im Oued-Mani Gebiet demonstrierte auch die grundsätzliche Übertragbarkeit und Anwendbarkeit des Modells auf andere pedologische und klimatologische Bedingungen.

Dabei wurde auch gezeigt, daß das Modell die Bildung von Hortonschem Infiltrationsüberschuß, was für ein solches semi-arides Gebiet der Normalfall der Oberflächenabflußbildung ist, plausibel nachvollziehen kann.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Modellanwendungen gute — also plausible und den Meßdaten entsprechende — Ergebnisse liefern.

An dieser Stelle soll auch darauf hingewiesen werden, daß eine Eichung des Modells im Sinne einer optimalen Anpassung **aller** Modellparameter nur in beschränktem Umfang möglich ist. Dies liegt daran, daß neben der hohen Anzahl der Parameter zur Modellierung aller relevanten hydrologischen Prozesse, diese prinzipiell auch für jede räumliche Diskretisierungseinheit variiert und z.T. auch noch zeitlich variabel gehalten werden können. Eine kombinierte Anpassung all dieser Parameter mit dem Ziel einer optimalen Nachbildung einzelner Meßdaten, ist weder durchführbar noch sinnvoll.

Das hier vielmehr notwendige Verfahren ist das Auswählen der Modellparameter in sinnvollen Größenordnungen entsprechend den aus Messungen oder Literaturuntersuchungen gewonnenen Daten, eine räumliche Differenzierung (Zonierung) nach den jeweils vorgegebenen räumlichen Variabilitäten der Böden, Topographie, Vegetation usw. und bei Bedarf eine Berücksichtigung des zeitlichen Verlaufs bestimmter Parameter.

Eine dann noch erforderliche Eichung beschränkt sich auf eine Sensibilitätsuntersuchung bestimmter Parameter und/oder ausgesuchter Prozesse, die für die aktuelle Modellanwendung von besonderer Bedeutung sind und eventuell auf eine Anpassung ausgewählter Parameter innerhalb eines vorgegebenen, plausiblen Bereichs.

Bei der Modellanwendung auf die Hauptmeßhänge des Weiherbachgebietes wurde deutlich, daß eine ausgeprägte Schichtung der Bodenfeuchte durch das Modell nur erfaßt werden kann, wenn die räumliche Verteilung der bodenhydraulischen Parameter die Schichtung wiedergeben. Dabei erwies sich die gesättigte Leitfähigkeit  $k_s$  als der Parameter, welcher das Ausmaß der Feuchteunterschiede der Schichten am stärksten beeinflusst.

Die Modellierung der Hangberegnungsversuche ergab, daß das Modell bezüglich der Oberflächenabflußbildung neben Änderungen von  $k_s$  auch auf Änderungen von  $H_Z$  empfindlich reagiert. Dies deckt sich mit den Simulationenergebnissen der eindimensionalen Infiltrationsversuche. Die Simulation des Oberflächenabflußverlaufs war (meist) unproblematisch. Am abfallenden Ast der Abflußganglinie läßt sich der Rauigkeitsbeiwert  $k_{St}$  leicht anpassen. Die Werte von  $k_{St}$  variierten zwischen  $6 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  und  $15 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ , für einen mit Gras bewachsenen Hangabschnitt wurde ein Beiwert von  $3 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  ermittelt. Die simulierten Oberflächenabflußganglinien stimmen durchweg gut mit den Messungen überein (siehe Anhang D).

Für die Modellierung des Zwischenabflusses ist, neben dem Wert von  $k_s$  in der Zwischenschicht, der Wert der Leitfähigkeit  $k_Z$  der entscheidende Parameter.

## 4.5 3-D-Simulationen

### 4.5.1 Teileinzugsgebiet Neuenbürger Pfad

Um die Funktionsfähigkeit der dreidimensionalen Modellversion zu belegen sowie die grundsätzliche Anwendbarkeit zu demonstrieren, erfolgten Modellanwendungen von HILLFLOW-3D auf das Teilgebiet „Neuenbürger Pfad“ innerhalb des Weiherbachgebiets (siehe Abb. 4.3). Am Auslaß dieses Teilgebietes (Fläche  $A_E = 33ha$ ) befindet sich eine Venturirinne zur Messung der Abflußdaten aus diesem Teilgebiet.

Simuliert wurden die Zeiträume vom 13.7.1992 bis 27.7.1992 und vom 19.10.1992 bis 3.11.1992. An diesen Tagen wurden jeweils TDR-Messungen der Bodenfeuchte an ca. 60 Nebenmeßpunkten des Weiherbachgebietes erhoben.

Innerhalb der Simulationszeiträume liegt jeweils ein Starkniederschlagsereignis, und zwar das schon mehrfach erwähnte Ereignis vom 21.7.92 ( $\sum N = 33.4$  mm) und die Niederschlagsperiode vom 24. - 25. 10. 92 ( $\sum N = 63.9$  mm). Das Juli Ereignis ist ein Sommergewitter, wobei fast der gesamte Niederschlag innerhalb von 70 Minuten fiel, das Oktoberereignis ist eine länger andauernde Regenperiode, wobei sich der Hauptniederschlag auf einen wesentlich längeren Zeitraum (ca. 20 h) verteilt. Die maximale Intensität liegt im Oktober bei etwa einem Drittel des Juli-Wertes.

Die Simulationen wurden mit raumzeitlich variablen Vegetationsdaten (Interzeptionsspeicher, Bewuchshöhe, Wurzeltiefe, Blattflächenindex) und räumlich verteilten Anfangsbodenfeuchten durchgeführt. Die flächenverteilten Vegetationsdaten wurden in Absprache mit WERNER und MOKRY (persönliche Mitteilungen 1993) für die Modellanwendung aufbereitet. Die Anfangsbodenfeuchte wurde auf der Basis der mit der TDR-Meßmethode erhobenen Daten an den Nebenmeßpunkten interpoliert. Zur Flächeninterpolation wurde dabei neben den Meßwerten und der Konfiguration der Nebenmeßpunkte auch die Topographie des Teilgebietes — quantifiziert durch Berechnung des Topographie-Indexes nach BEVEN für jedes Raster des Einzugsgebietes — herangezogen.

Diese verbesserte Flächeninterpolation von Bodenfeuchtedaten nach der Methode des External-Drift-Kriging ist in BRONSTERT & BÁRDOSSY (1993) zusammenfassend beschrieben. Somit stehen für die vier erwähnten Tage flächenhafte Feuchteverteilungen zur Verfügung, welche entweder als Anfangsbodenfeuchte in die Modellanwendung eingehen oder zur Überprüfung der berechneten Bodenfeuchte nach Simulationsende dienen.

Als Diskretisierungseinheit wurde eine Rasterfläche von 12.5 m x 12.5 m sowie eine vertikale Diskretisierung von 5 cm gewählt. Die Anzahl der (Oberflächen-)Raster innerhalb des Gebietes beträgt 1997, bei einer Berechnungstiefe von 1 m ergibt sich damit eine Anzahl der Bodenmatrizelemente von 39940.

## 4.5.1.1 Ereignis vom Juli 1992

In Abbildung 4.32 ist die gemessene und berechnete Abflußganglinie für den 20. und 21. Juli dargestellt. Man erkennt, daß sowohl der Abflußspitzenwert als auch die Abflußfülle gut wiedergegeben werden. Das Modellergebnis erwies sich als besonders sensibel gegenüber Veränderungen der Werte der Oberflächenrauigkeit  $k_{St}$ . Dabei erwies es sich als wichtig, den Bereich des asphaltierten Wirtschaftsweges im Talbereich in den Parametersätzen vom Restgebiet deutlich zu differenzieren.

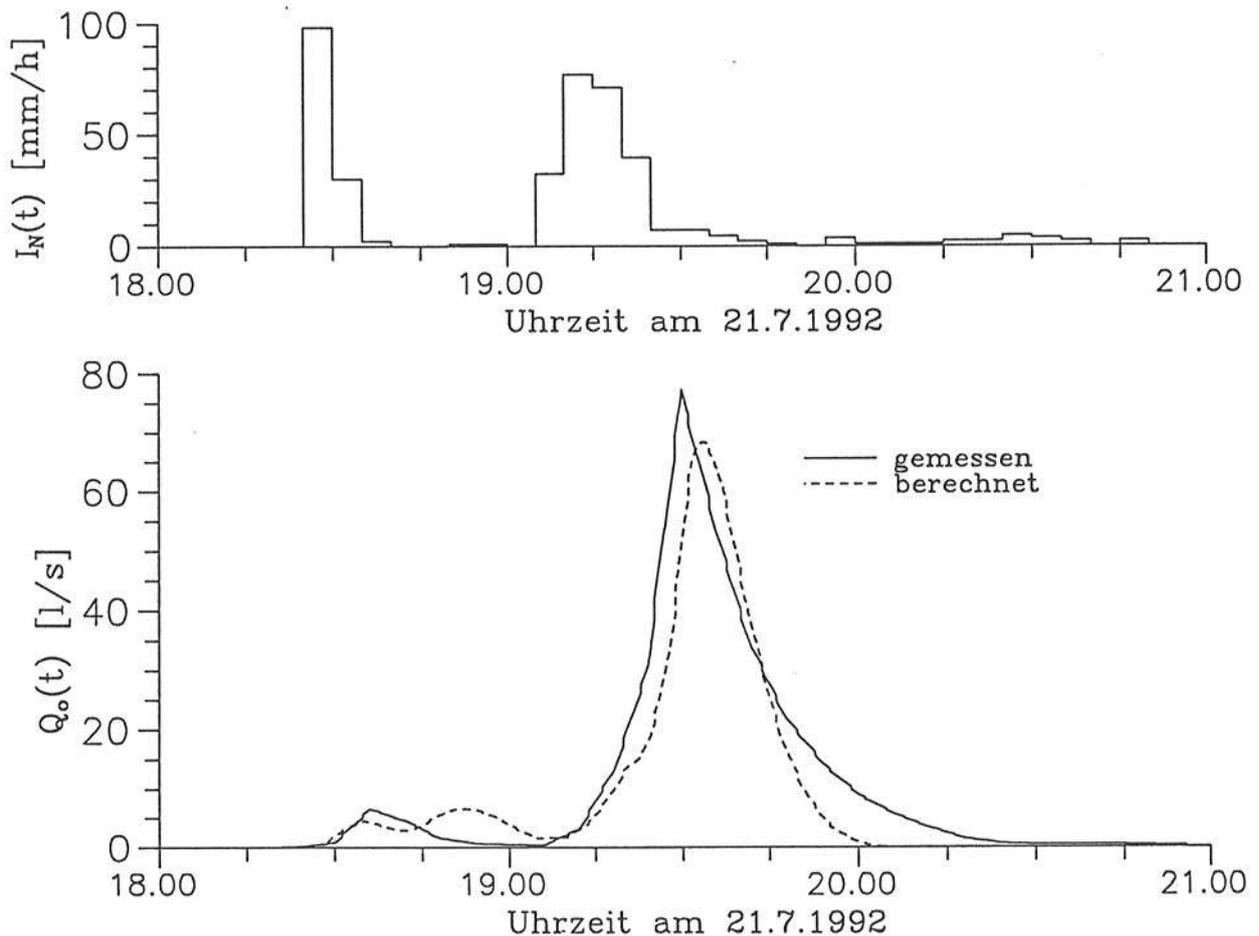


Abbildung 4.32: Gemessene und berechnete Abflußganglinie am Pegel Neuenbürg am 21.7.1992

Die Sensibilitätsanalyse erbrachte das in Abb. 4.32 gezeigte Ergebnis für einen Rauigkeitsbeiwert im Bereich des natürlichen Bodens von  $k_{St} = 2.0 \frac{m^{1/3}}{s}$  und im Bereich der Straße von  $k_{St} = 50.0 \frac{m^{1/3}}{s}$ .

Auch andere Modellparameter beeinflussen natürlich die berechnete Ganglinie, beispielsweise die gesättigte Leitfähigkeit der Bodenmatrix  $k_s$  und die Makroporosität  $V_{mak}$ .

Abbildung 4.33 zeigt die flächenhafte Bodenfeuchte des Teilgebiets „Neuenbürger Pfad“

am 13.7.1992, ermittelt nach der oben erwähnten Interpolationsmethode auf der Basis der Bodenfeuchtemessungen an den Nebenmeßpunkten. Der Zustand des Gebietes war für Sommerverhältnisse relativ feucht, da in den ersten zwei Juliwochen häufiger Niederschläge fielen.

Die Feuchteverteilung ist über die Topographie überlagert dargestellt, um den Zusammenhang zwischen Geländeform und Bodenwassergehalt zu verdeutlichen. Diese Daten dienen dem Modell als Anfangsbedingung.

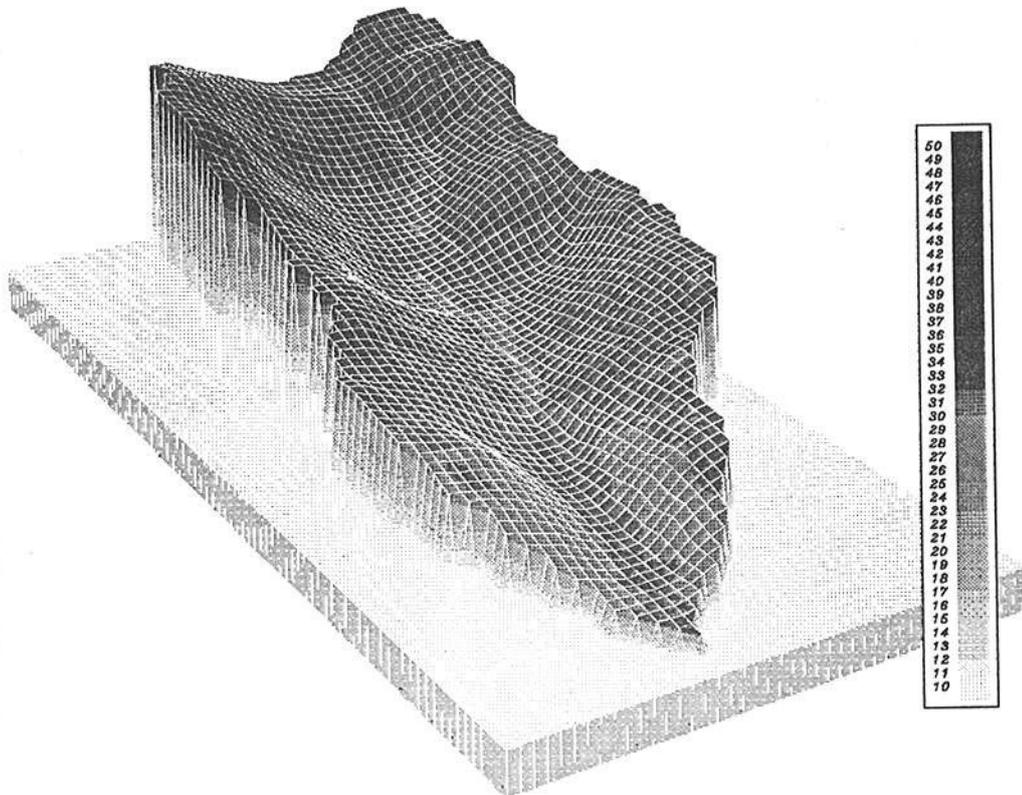


Abbildung 4.33: Bodenfeuchteverteilung im Teilgebiet „Neuenbürger Pfad“ am 13.7.1992, interpoliert auf der Basis der Messungen an den Nebenmeßpunkten; (Topographie 5-fach überhöht)

In Abbildung 4.34 ist die nach 15 Tagen Simulationszeit berechnete Bodenfeuchteverteilung, also für den 27. 7. 92, der auf der Basis der Meßwerte interpolierten Feuchteverteilung gegenübergestellt. Der Feuchtezustand des Gebietes hat sich gegenüber dem 13.7. deutlich verringert. Abgesehen von dem starken Sommergewitter war es eine praktisch niederschlagsfreie Zeit, so daß bei hohen Verdunstungswerten das Gebiet austrocknete. Die Flächen mit höheren Sättigungsgraden beschränken sich auf die tiefer gelegenen Bereiche. Die mittlere absolute Abweichung zwischen der aus dem Modell berechneten Bodenfeuchte und der über die Interpolation der Meßwerte am 27.7. gewonnenen Feuchteverteilung an der Bodenoberfläche liegt bei 2.5 Vol-%, also innerhalb eines akzeptablen Fehlerbereichs.

Dies gilt erst recht, wenn man sich neben der durch Modellungenauigkeiten auch der durch den Interpolationsvorgang möglichen Abweichungen von der tatsächlichen Feuchteverteilung bewußt wird.

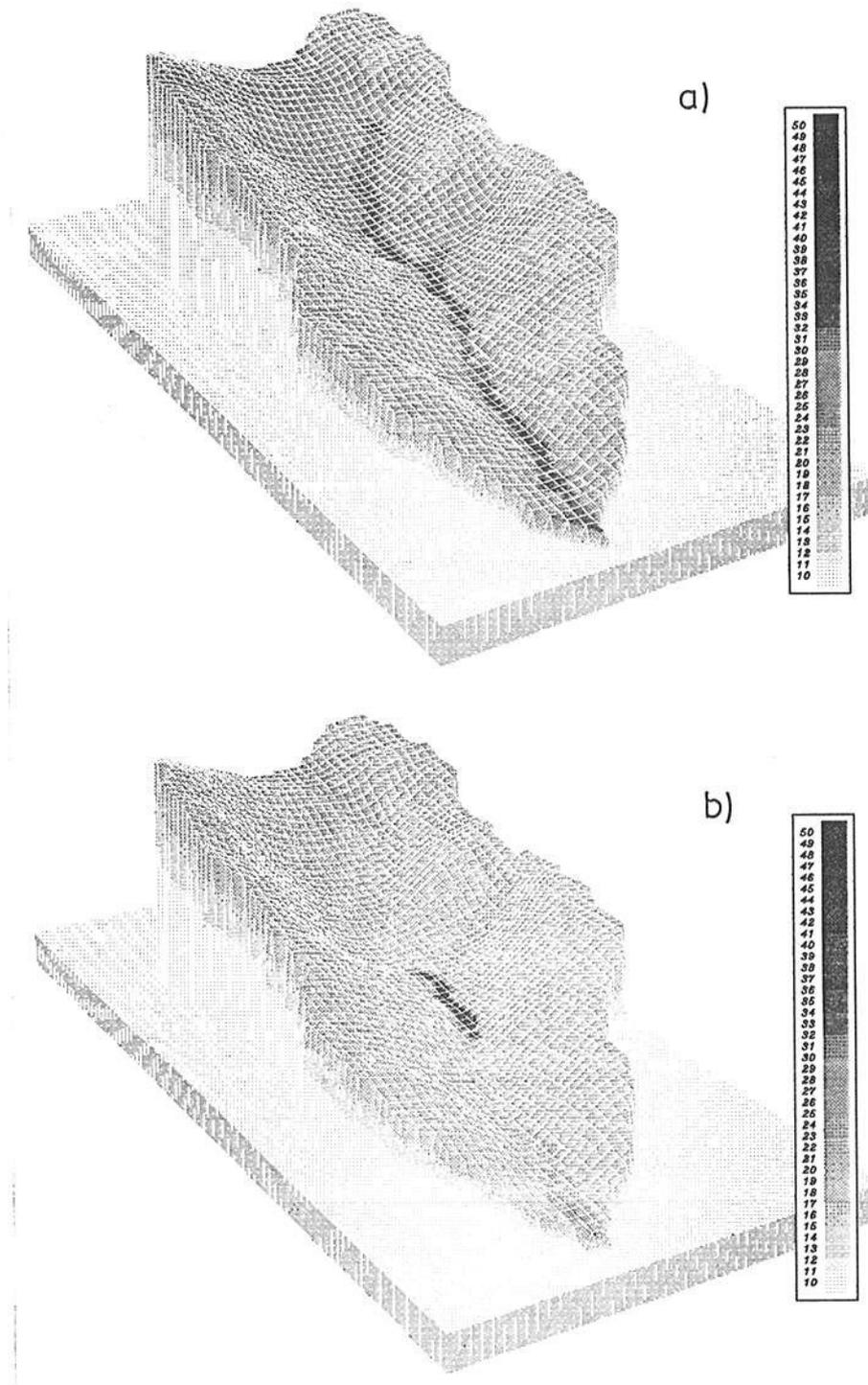


Abbildung 4.34: Bodenfeuchteverteilung im Teilgebiet „Neuenbürger Pfad“ am 27.7.1992; a) interpoliert auf der Basis der Messungen an den Nebenmeßpunkten; b) Modellergebnis nach 15 Tagen Simulationszeit; (Topographie 5-fach überhöht)

#### 4.5.1.2 Ereignis vom Oktober 1992

Für das Ereignis im Oktober 1992 wurden die an das Juli-Ereignis angepaßten Modellparameter der Oberflächenrauigkeit und der gesättigten Leitfähigkeit des Bodens übernommen. Dieses Ereignis diente also der Modellvalidierung. Dabei wurde den zwischenzeitlich abgeernteten Flächen pauschal ein um 50% erhöhter Rauigkeitsbeiwert (also um 1/3 reduzierter Fließwiderstand) zugewiesen.

In Abbildung 4.35 ist die gemessene und berechnete Abflußganglinie für den 24. und 25. Oktober dargestellt. Die relativen Unterschiede sind größer als beim Juli-Ereignis. Allerdings muß beachtet werden, daß der Gebietsabfluß hier generell sehr niedrig liegt, so daß die absoluten Abweichungen ebenfalls sehr klein sind und daher die erreichten Modellergebnisse zufriedenstellend sind.

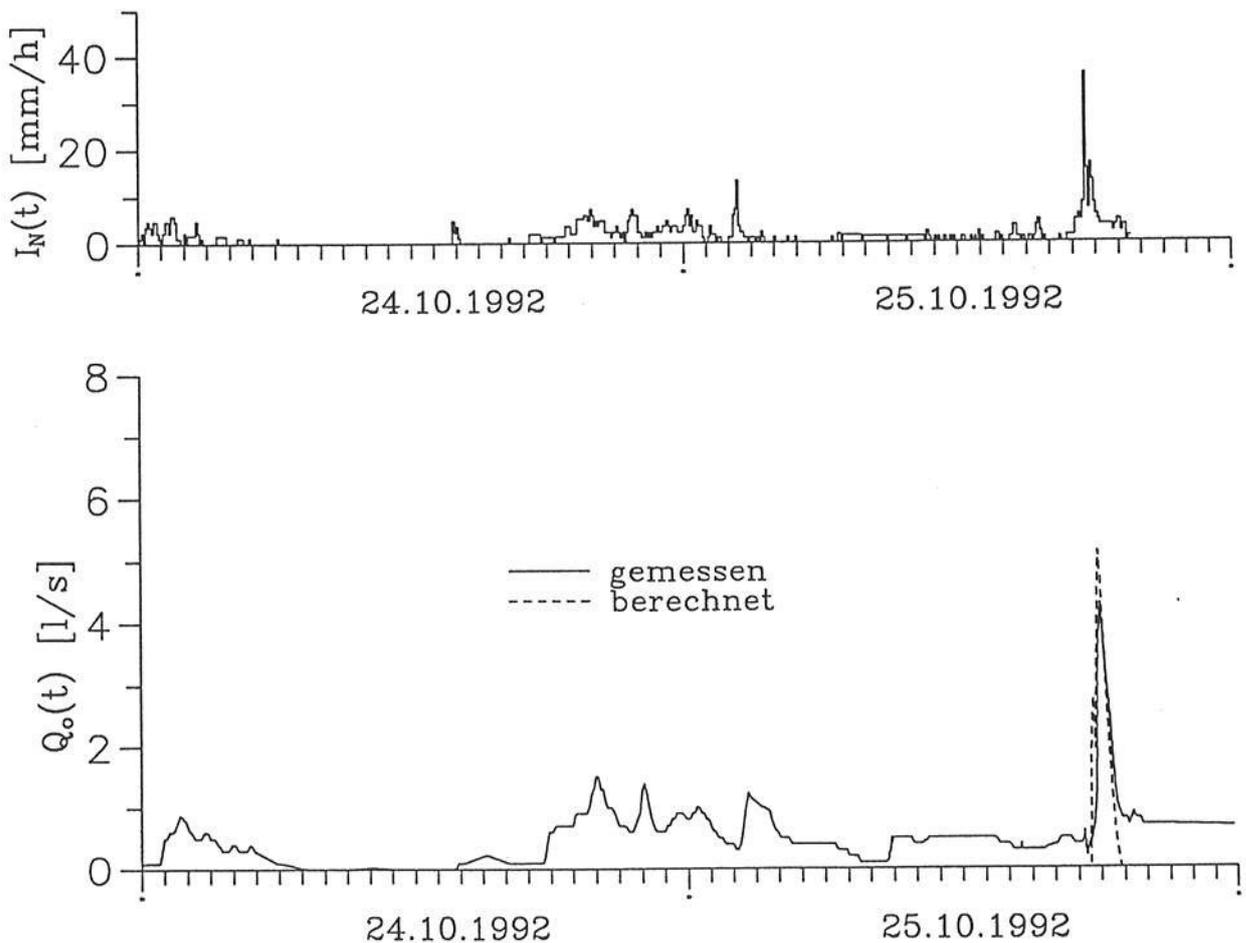


Abbildung 4.35: Gemessene und berechnete Abflußganglinie am Pegel Neuenbürg vom 24. und 25.10.1992

Abbildung 4.36 zeigt die flächenhafte Bodenfeuchte des Teilgebiets „Neuenbürger Pfad“ am 19.10.1992, ermittelt auf der Basis der Bodenfeuchtemessungen dieses Tages an den Nebenmeßpunkten. Diese Daten dienen dem Modell als Anfangsbedingung.

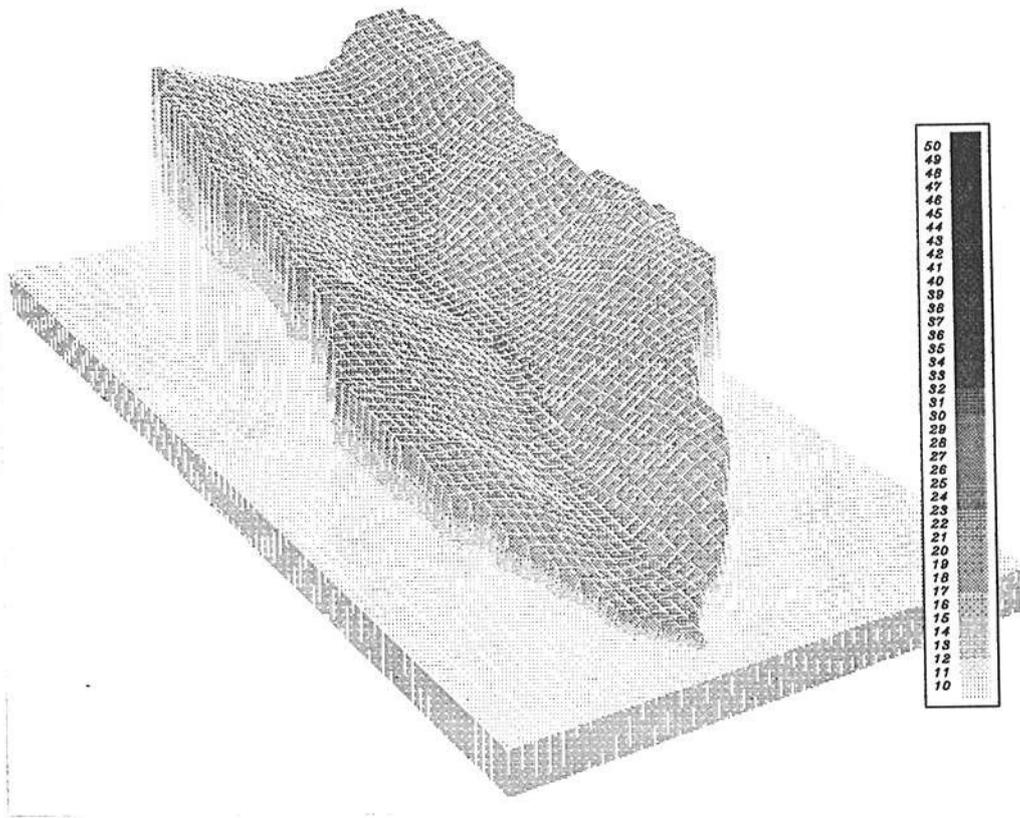


Abbildung 4.36: Bodenfeuchteverteilung im Teilgebiet „Neuenbürger Pfad“ am 19.10.1992, interpoliert auf der Basis der Messungen an den Nebenmeßpunkten; (Topographie 5-fach überhöht)

In Abbildung 4.37 ist die nach 16 Tagen Simulationszeit berechnete Bodenfeuchteverteilung, also für den 3.11.92, und die auf der Basis der Meßwerte interpolierte Feuchteverteilung dargestellt. Der Feuchtezustand des Gebietes hat sich gegenüber dem 3.11. deutlich erhöht, da in der simulierten Periode häufig Niederschlag auftrat. Das bei der Interpolation aufgetretene räumliche Muster der Bodenfeuchte wird von den Berechnungsergebnissen wiedergegeben.

Die (absolute) Differenz zwischen der aus dem Modell berechneten Bodenfeuchte und der über die Interpolation der Meßwerte am 3.11. gewonnenen Feuchteverteilung der Bodenoberfläche liegt im Mittel bei 3.7 Vol.-%.

## 4.5.2 Ausblick

### 4.5.2.1 Rechenzeiten

Eine der wichtigsten Eigenschaften von HILLFLOW-3D (und genauso von den ein- und zweidimensionalen Modellversionen) ist der vergleichsweise geringe Bedarf an Rechenzeit. Dies bewirkt einen hohen Grad an Operationalität und ist der Grund, daß selbst die dreidimensionale Modellversion noch auf einem Standard-PC lauffähig ist.

Ein allgemeingültiges Aufsplitten der Rechenzeit in Anteile für die Berechnungsvorgänge der einzelnen Prozesse ist nicht möglich, da sich der jeweilige Bedarf an CPU-Zeit nach den angewählten Berechnungsoptionen und der jeweils modellierten Situation richtet. Die verschiedenen Simulationen haben aber gezeigt, daß für eine typische Situation (etwa den Simulationen des vorigen Abschnittes entsprechend) etwa zwei Drittel der Computerzeit für die Berechnung der Matrixfeuchteflüsse verbraucht werden.

Der Rechenzeitbedarf für die Flüsse in der Bodenmatrix ist bei numerischer Lösung der Richards-Gleichung der noch weit mehr dominierende Faktor eines umfassenden physikalisch begründeten hydrologischen Modells. Tatsächlich hat dies bisher verhindert, daß es ein operationelles, in der hydrologischen Praxis einsetzbares Modell gibt, welches die Richards-Gleichung in drei Dimensionen löst. Auch eine 2-D-Anwendung für eine praktische Fragestellung ist extrem selten.

Der geringe Bedarf an Rechenzeit für die Matrixflußberechnung im Modellsystem HILLFLOW beruht, neben dem einfachen Bilanzierungsverfahren und der damit gekoppelten effektiven Fuzzy Regel Methode (siehe Abschnitt 3.5.1), darauf, daß die Anzahl der Elemente nur linear in die Rechenzeit eingeht.

Bei numerischer Gleichungslösung ist der Rechenaufwand bei einem üblichen Lösungsverfahren wie etwa der Cholsky-Zerlegung proportional zum Faktor  $n \cdot w^2$  (HACKBUSCH, 1991), wobei  $n$  die Anzahl der Elemente und  $w$  die Bandbreite der Bandmatrix  $[n \times n]$  bedeutet. Die Bandbreite ist ein (kleiner) Anteil der Elementzahl und richtet sich nach der gewählten Numerierung des Elementnetzes. Bei einer hohen Anzahl von Elementen (beispielsweise aufgrund von 3-D-Fragestellungen) kann die Grenze der Rechnerkapazität auch bei sehr leistungsfähigen Rechenmaschinen schnell überschritten werden.

Extrem effiziente Gleichungslöser wie das Mehrgitterverfahren kommen zwar näher an die lineare Proportionalität heran, sind aber aufgrund ihrer hohen Komplexität und schwierigen Programmieraufwandes für die numerische Lösung der Richards-Gleichung bisher nur sehr selten zum Einsatz gekommen.

Um einen direkten Vergleich zwischen der numerischen Berechnungsmethode und der Anwendung von Fuzzy-Logik Regeln zu erhalten, wurden die von BINLEY (persönliche Mitteilung 1993) zur Verfügung gestellten Angaben herangezogen. Er wendete ein Finite-

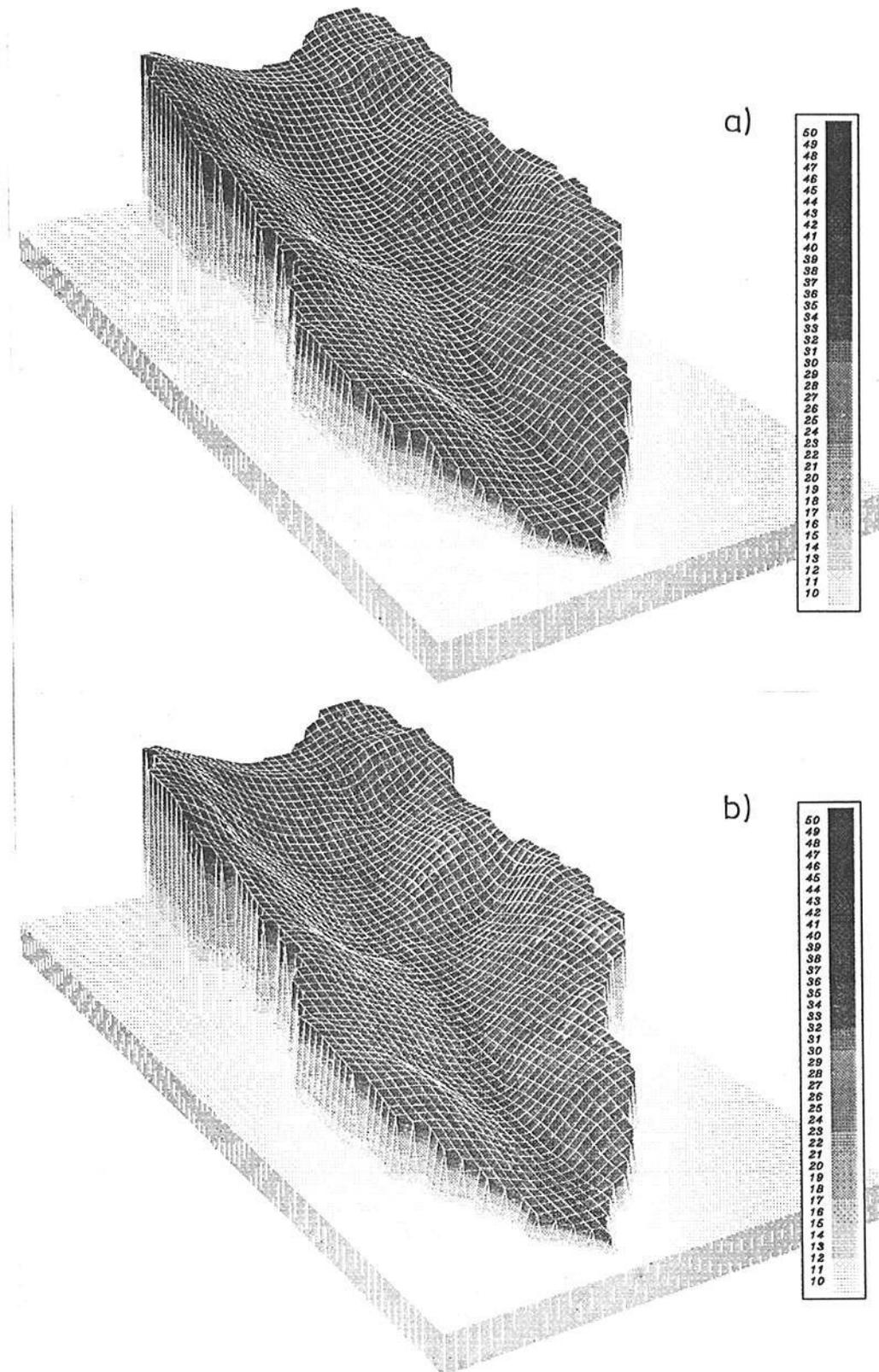


Abbildung 4.37: Bodenfeuchteverteilung im Teilgebiet „Neuenbürger Pfad“ am 3.11.1992, a) interpoliert auf der Basis der Messungen an den Nebenmeßpunkten; b) Modellergebnis nach 16 Tagen Simulationszeit; (Topographie 5-fach überhöht)

Elemente-Verfahren zur Lösung der dreidimensionalen Richards-Gleichung im Rahmen mehrerer Untersuchungen zur rechneroptimierenden Modellierung der ungesättigten Zone an (BINLEY ET AL., 1989; BEVEN, 1991b; BINLEY & BEVEN, 1992). Die Rechengeschwindigkeit ist durch Anwendung eines hocheffizienten, auf Parallelrechner zugeschnittenen Gleichungslösers (Proportionalität fast linear zur Anzahl der Elemente) und durch einen sehr leistungsfähigen Compiler (f77 -O3) optimiert.

Für eine Anwendung auf eine Fragestellung mit 26535 Elementen benötigte er auf einer Workstation Sun 4/370 eine Rechenzeit von 2090 Sekunden pro Zeitschritt. Für eine ähnliche Rechnung mit nur 2500 Elementen war die benötigte Rechenzeit auf einer Sun 4/75 (ungefähr die doppelte Leistung wie die Sun 4/370) pro Zeitschritt 89 Sekunden. Aus beiden Angaben läßt sich ein Bedarf an Rechenzeit von etwa 0.036 Sekunden pro Element und Zeitschritt ermitteln (bezogen auf Sun 4/75).

Die im vorhergehenden Abschnitt beschriebene Simulation des Juli Ereignisses benötigte etwa 100 Minuten Rechenzeit auf der Workstation des IHW (HP-Apollo 9000/710), die fast die 3-fache Leistungsfähigkeit der Sun 4/75 aufweist. Bei einer Annahme von 2/3 der Rechenzeit für die Modellierung der Matrixflüsse läßt sich für die verwendeten 39940 Elemente und die benötigten 703 Zeitschritte ein Rechenzeitbedarf auf der Workstation von 0.00014 Sekunden pro Element und Zeitschritt berechnen.

Das Verhältnis zwischen dem Rechenzeitbedarf der beiden Methoden beträgt für dieses Beispiel — unter Beachtung der verschiedenen Leistungsfähigkeiten der verwendeten Rechenmaschinen — etwa 100. Der Unterschied wäre noch um ca. eine Größenordnung größer, wenn für die numerische Rechnung anstatt des von BINLEY benutzten hocheffizienten Verfahrens ein üblicher Lösungsalgorithmus verwendet worden wäre.

Zusammenfassend kann man feststellen, daß die Berechnung der Matrixfeuchteflüsse nach der in dieser Arbeit vorgestellten Methode eine Beschleunigung der Simulation dieses Prozesses um mindestens zwei Größenordnungen bringt. Da bisher die lange Rechenzeit für diesen Prozeß der limitierenden Faktor für das kombinierte Modellieren aller relevanten hydrologischen Prozesse war, bietet die neue Methode die Möglichkeit einer operationellen, mehrdimensionalen Simulation unter Beibehaltung des Potentialkonzeptes zur Beschreibung der Feuchtebewegung in der Bodenmatrix.

Auch ein PC ist zur Benutzung des dreidimensionalen Modells noch geeignet. Die Rechenzeit auf einem 486-PC (33Mhz, 8 MB Speicher, Compiler FTN77) beträgt in etwa das 3-fache der Simulationszeit auf der HP-Workstation.

#### 4.5.2.2 Notwendige Weiterentwicklungen

Wie in Abschnitt 3.1.4 geschildert, handelt es sich bei dem dreidimensionalen Modell um die erste Version eines am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe (IHW) in Weiterentwicklung befindlichen Modells. Das Endziel ist ein operationelles, auf physikalischen Gestzmäßigkeiten beruhendes Einzugsgebietsmodell mit Anwendungsmöglichkeit auf beliebige ländliche Gebiete.

Folgende Themenbereiche sollten bei der Weiterentwicklung Berücksichtigung finden:

- **Erweiterung der Diskretisierungsoptionen:**

Die Unterteilung eines Gebietes kann anstelle einer gleichmäßigen Rasterdiskretisierung auch in form- und größenvariablen „Hangsegmente“ erfolgen, mit dem Ziel einer genügenden Homogenität von Topographie, Pedologie und Bodennutzung. Auf jedes dieser Hangsegmente kann dann das zweidimensionale Modell angewendet werden, welche verknüpft mit ihren unterliegenden Nachbarn oder den Vorflutern eine Darstellung des gesamten Gebietes bilden.

Diese quasi-dreidimensionale Modellierung wäre weniger rechenintensiv als das vollständig-dreidimensionale Modell und könnte den örtlichen Bedingungen besser angepaßt werden. Allerdings müßte die zweidimensionale Version dann der jeweiligen spezifischen Hanglage angepaßt werden, und die Verknüpfungen mit Vorfluter und den Nachbarsegmenten würde erheblichen Organisationsaufwand erfordern.

Eine andere Option wäre die Einführung variabler vertikaler Diskretisierungsabstände, was zu einer weiteren Beschleunigung der Bodenwasserberechnungen führen und den notwendigen Speicherplatz reduzieren würde. Dafür muß aber zuvor eine Regelung für die Bodenwasserberechnung bei den Übergängen zwischen verschiedenen Diskretisierungsabständen gebildet werden.

- **Kontrolle von Einflüssen der Rastergröße:**

Bei der derzeitigen 3-D-Version ist die berechnete Oberflächengeschwindigkeit abhängig von der vorgegebenen Größe eines Oberflächenrasters, da der Berechnung die Annahme von Schichtabfluß über die gesamte Rasterfläche zugrunde liegt. Bei Änderung der Rastergröße (bzw. der räumlichen Auflösung der Topographie) ändern sich auch die Ausprägung und Anzahl von im Modell erfaßten Tiefenlinien und damit die Fließwege. Je höher die räumliche Auflösung der Topographie vorgegeben wird, desto differenzierter werden Fließwege wiedergegeben und desto ausgeprägter erfolgt die Konzentration des Oberflächenabflusses auf diese Fließwege. Letzteres geht bei der verwendeten nichtlinearen Manning-Strickler-Gleichung einher mit einer Erhöhung der Abflußhöhe und Beschleunigung des Abflusses auf den Tiefenlinien

sowie einer Abflußreduktion auf den restlichen Rasterflächen.

Diese Problematik wird in zukünftigen (auf Rastern basierenden) 3-D-Versionen zu berücksichtigen sein. Möglichkeiten dafür sind etwa die Berechnung des Abflusses als Rinnenabfluß und nicht als Schichtabfluß, wobei die Rinnengeometrie unabhängig von der Fließtiefe gehalten wird oder eine Normierung (Scaling) der aktuellen Abflußtiefe auf eine Referenzrastergröße.

- **Hinzunahme von Vorfluterprozessen:**

Ein allgemein anwendbares Gebietsmodell benötigt neben der Modellierung der hydrologischen Prozesse auf der Fläche auch eine Erfassung der Fließprozesse in den Vorflutern. Der Einbau der Vorfluterprozesse ist daher eine der Hauptaufgaben der Erweiterung der dreidimensionalen Version.

Die Berechnung der Fließprozesse im Vorfluternetz kann dabei aus anderen schon bestehenden Modellen abgeleitet werden, beispielsweise, wie im Modellpaket FGM (IH-RINGER ET AL., 1988) verwirklicht, anhand hydrologischer Flood-Routing-Verfahren oder, wie im Modell HYDRAIN (WALD, 1990; BRONSTERT, 1991) durchgeführt, mit der hydraulischen Berechnungsmethode.

Neben der Modellierung des Vorfluterabflusses selbst, ist die Interaktion zwischen Fläche und Vorfluter von großer Bedeutung. Dafür müssen den an das Vorfluternetz angrenzenden Rastern (oder Hangsegmenten) die Möglichkeit zugewiesen werden, In- oder Exfiltrationen mit dem Vorfluter zuzulassen und Oberflächenabfluß abzugeben oder (bei Ausbordung) aufzunehmen.

Bei der Festlegung des Vorfluternetzes muß darauf geachtet werden, daß nicht nur Bachläufe und Gräben in ländlichen Gebieten als Vorfluter dienen, sondern gegebenenfalls auch Straßen und Wege diese Funktion übernehmen können. Folgerichtig sollten diese mit im Vorfluternetz aufgenommen werden.

- **Berücksichtigung von Grundwasserzuflüssen:**

Für Langzeitmodellierungen von Einzugsgebieten kann der Grundwasserzufluß in die Vorfluter nicht vernachlässigt werden, wobei aber zwischen dem zusätzlichen Modellierungsaufwand und dem Nutzen für den Modellanwender abgewogen werden muß. So ist häufig eine Erweiterung des oben beschriebenen Modells um eine Grundwassermodellkomponente nicht sinnvoll, weil einerseits die Grundwasserfließvorgänge normalerweise so langsam erfolgen, daß die Grundwasserreaktionen nicht mit der aktuellen hydrologischen Situation des Gebietes in Verbindung stehen, und andererseits eine detaillierte Grundwassermodellierung nur mit einer sehr großen Datenerhebung erfolgreich durchgeführt werden kann.

Zu suchen sind angepaßte Lösungen, etwa die Annahme eines nur gering variablen

Basisabflusses aus tieferen Grundwasserschichten und bei Bedarf eine Drainage des oberflächennahen Grundwassers als Funktion des aktuellen Niederschlags und der Ausdehnung der gesättigten oder fast-gesättigten Flächen nahe der Vorfluter.

- **Erhöhung der Rechengeschwindigkeit:**

Trotz der im letzten Abschnitt erwähnten hohen Rechengeschwindigkeit von HILLFLOW-3D ist eine weitere Beschleunigung sinnvoll und der Operationalität eines Gebietsmodells dienlich.

Grundsätzlich ergibt jede Vereinfachung des Modells auch eine Beschleunigung der Berechnung. So könnte bei nur geringen Feuchtedifferenzen benachbarter Elemente eventuell die Berechnung des horizontalen Flusses in der Bodenmatrix entfallen. Dadurch könnte — bei horizontal gleichmäßig verteilten Feuchtezuständen — fast zwei Drittel der Zeit für die Matrixfeuchteberechnung eingespart werden, was einer Reduktion der Rechenzeit des gesamten Modells um fast 50% gleichkommt.

Auch die oben erwähnten Optionen einer variablen Tiefendiskretisierung und/oder eines quasi-dreidimensionalen Modells (Unterteilung in Hangsegmente) ermöglicht noch weitere Einsparungen an Rechenzeit.

## 4.6 Zusammenfassende Diskussion

Die vorgestellten Anwendungen des Modellsystems HILLFLOW belegen, daß das Modell in der Lage ist, die hydrologischen Prozesse an ebenen Standorten und Hängen plausibel und mit Messungen gut übereinstimmend zu beschreiben.

Dabei ist die Qualität (Übereinstimmung mit Meßdaten) der eindimensional-vertikalen Simulationsergebnisse denen anderer Modelle mit numerischer Lösung der Richards-Gleichung zumindest gleichwertig. Auch die durch die mehrdimensionalen Modellanwendungen erzielten räumlichen Feuchteverteilungen weichen nur in einem beschränkten und akzeptablen Maße von den Feuchtezuständen ab, die auf den räumlichen Interpolationen gemessener Punktdaten basieren.

Allerdings ist die dreidimensionale Modellversion zur Erfüllung des Ziels eines allgemein anwendbaren Gebietsmodells noch in mehreren Punkten weiterzuentwickeln.

Das Anforderungsprofil des Modellsystems — physikalisch begründete, flächendetaillierte und prozeßbezogene Modellierung — wurde erfüllt. Alle relevanten hydrologischen Prozesse (Interzeption, Verdunstung, Infiltration, Oberflächenabfluß, Zwischenabfluß, Dynamik der Matrixfeuchte) wurden in modularartig angelegten Modellkomponenten in das Gesamtmodell integriert.

Für die Interzeptions- und Verdunstungsmodellierung werden mehrere gängige Ansätze zur Verfügung gestellt, so daß entsprechend der aktuellen Datenlage der adäquate Ansatz angewählt werden kann.

Die Ansätze für die übrigen Prozesse stellen keine Standardmethoden dar, sondern beruhen auf einer Berücksichtigung eines dualen Porensystems im Boden sowie den damit verbundenen Fließgeschwindigkeiten verschiedener Größenordnungen. Die zur Modellierung dieser Prozesse angewendete Methoden sind zum Großteil neu.

- Die **Infiltration** in die Bodenoberfläche wird als Summe der Komponenten „Infiltrationsrate in die Bodenmatrix“ und „Zufluß von der Oberfläche in das Makroporensystem“ gebildet. Durch diese Zweiteilung der Infiltration ist es gelungen, eine Kompatibilität von Infiltrations- und Matrixfeuchte teilmodell zu erreichen. Die in der Natur bei Starkniederschlägen zu beobachtenden sehr hohen Infiltrationsraten können nachgebildet werden, ohne daß dafür unrealistisch hohe Werte der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens erforderlich werden. Die Matrixfeuchtebewegung kann wiederum mit den auch zur Modellierung der Mikroporeninfiltration benutzten — aus Labormessungen und der Literatur bekannten — Leitfähigkeitswerten modelliert werden, womit die Verhältnisse in der Bodenmatrix realistisch erfaßbar sind.

Diese Kompatibilität von Infiltration- und Matrixfeuchtekomponente ist eine der wesentlichen Neuerungen dieses Modellsystems. Es belegt zudem, daß die Makroporosität eines Bodens für eine realistische Modellierung der Infiltration in natürliche Böden zu berücksichtigen ist.

- Die Modellierung der **Feuchtedynamik in der Bodenmatrix** beruht auf dem Potentialkonzept, entsprechend dem üblichen Ansatz der physikalisch begründeten Bodenfeuchtemodellierung. An Stelle der numerischen Lösung der Richards-Gleichung erfolgt die Berechnung mithilfe von Fuzzy-Logik-Regeln, welche modellextern erstellt werden. Diese Methode bringt zwar eine etwas ungenauere Beschreibung der Matrixfeuchtedynamik, was aber bei den Datenunsicherheiten im Boden vernachlässigbar ist. Die Vorteile — hohe Rechengeschwindigkeit, Parameterreduktion, rechnerische Robustheit und einfache Programmierbarkeit — sind dagegen enorm und legen die Basis für die Operationalität des gesamten Modellsystems.
- Der **Oberflächen -und Zwischenabfluß** wird nach dem Ansatz der kinematischen Welle modelliert. Dieser für den Oberflächenabfluß verbreitete Ansatz wurde für den Zwischenabfluß erstmalig in einem umfassenden hydrologischen Modell verwendet. Das vorgeschlagene vereinfachte Berechnungsverfahren genügt dabei zur Berechnung der kinematischen Welle und ersetzt (bei adäquater Wahl der Zeitschritte) die numerische Lösung.  
Der Zwischenabflußmodellierung liegt die Annahme eines oberflächennahen, hangparallelen Abflusses im Makroporensystem zugrunde. Dies ist neben dem Einfluß auf die Infiltrationsmodellierung die zweite wichtige Bedeutung dieses Porensystems für die physikalisch-hydrologische Modellierung.  
Die Interaktion des Wassergehalts im Makroporensystem mit der Feuchte in der Bodenmatrix wird nach der ungesättigten Darcy-Gleichung berücksichtigt.

Verschiedene Modellanwendungen zeigten die Bedeutung der lateralen Fließprozesse am Hang bei bestimmten hydrologischen und pedologischen Konstellationen — und damit die Notwendigkeit einer zwei- oder gar dreidimensionalen Betrachtungsweise.

Diese Abflüsse in Hangrichtung als Oberflächenabfluß und/oder als oberflächennaher Zwischenabfluß treten vor allem auf bei hohen Niederschlagsintensitäten, bei hohen Bodenfeuchten an Teilabschnitten oder -schichten des Hanges, sowie bei ausgeprägten Heterogenitäten oder deutlichen Schichtungen des Hangbodens.

Weiterhin ist in diesem Zusammenhang die zeitliche Variabilität des Niederschlags von Bedeutung. Bei Niederschlägen, die gerade im Bereich der Infiltrationskapazität des Bodens liegen, können Intensitätsspitzen kurzzeitig Infiltrationsüberschuß bewirken, wogegen bei einer konstanten zeitgemittelten Intensität noch kein Oberflächenabfluß gebildet wird.

Die Modellanwendung auf einen Hang im Tell-Atlas Algeriens kann als Hinweis gelten, daß das Modell übertragbar ist. Um die Frage der Übertragbarkeit aber eingehender zu untersuchen, sind noch weitere Modellanwendungen auf Hänge mit weit besserer Datelage erforderlich.

Der geringe Bedarf an Rechenzeit verhilft dem Modell auch bei Erfassung aller relevanten hydrologischen Prozesse zu einem hohen Grad an Operationalität. Dadurch ist auch die zwei- und sogar die dreidimensionale Modellversion für praktische Fragestellungen anwendbar, d.h. auf einem „normalen“ Rechner (PC oder Workstation) mit vertretbarer CPU-Zeit einsetzbar.

Die hohe Geschwindigkeit wurde erreicht durch eine variable Zeitschrittsteuerung, durch vereinfachte Berechnungsmethoden für die Ober- und Zwischenabflußberechnung und insbesondere durch die Anwendung der Fuzzy Logik zur Matrixfeuchteberechnung.

Damit ist das Modell etwa zwei bis drei Größenordnungen schneller als Modellsysteme mit einem vergleichbaren Umfang.

Das vorgestellte Modell weist aufgrund der Einzelberücksichtigung der verschiedenen hydrologischen Prozesse eine große Anzahl von Modellparametern auf. Diese können prinzipiell noch für jede räumliche Diskretisierungseinheit variieren und z.T. auch noch zeitlich variabel gehalten werden.

Eine Eichung des Modells im Sinne einer kombinierten und optimierten Anpassung aller Parameter zur Nachbildung bestimmter Meßdaten ist jedoch mit vertretbarem Aufwand nicht durchführbar und auch nicht sinnvoll. Sinnvoll ist die Wahl der Modellparameter innerhalb plausibler Parameterbereiche entsprechend den aus Messungen oder Literaturuntersuchungen bekannten Daten, eine räumliche Differenzierung nach den jeweils vorgegebenen räumlichen Variabilitäten der Böden, Topographie, Vegetation usw. und bei Bedarf eine Berücksichtigung des zeitlichen Verlaufs bestimmter Parameter.

Eine Anpassung des Modellergebnisses an Meßwerte kann den für die jeweiligen Parameter vorhandenen Bereich konkretisieren und einengen. Diese Art der Eichung, also eine Sensibilitätsuntersuchung ausgesuchter Parameter, wird immer notwendig sein, um ein Modell mit befriedigender Genauigkeit an Meßwerte anpassen zu können.

Zudem wird durch das Auswählen und Analysieren der Parameter und durch die Anpassung des Modells mit dem Ziel einer akzeptablen Übereinstimmung zwischen Modellergebnis und Messung das Verständnis für das simulierte Gebiet und die dominierenden hydrologischen Prozesse wachsen. Zukünftige Messungen können dann gezielt zur Modellüberprüfung eingesetzt werden, so daß wechselseitige Vorteile aus Modellanwendung und Messung entstehen.

# Kapitel 5

## Physikalisch-flächendetaillierte Modellierung von Einzugsgebieten — ein Ausblick

### 5.1 Datensammlung, -verwaltung und -aufbereitung

Für effektive flächendetaillierte Modellanwendungen sind Werkzeuge für ein schnelles, übersichtliches und komfortables Sammeln, Überprüfen, Speichern, Abrufen und Modifizieren einer großen Anzahl von raumzeitvariablen Daten unerlässlich. Weiterhin müssen für Routineanwendungen die Modellausgaben schnell und einfach graphisch darstellbar sein, um eine Wertung der Ergebnisse vornehmen zu können und gegebenenfalls Rückkopplungen mit weiteren Modellläufen vornehmen zu können.

Als erster Schritt müssen die benötigten Datenebenen zusammengestellt werden, also aus den verschiedenen verfügbaren Quellen gesammelt und daraus gegebenenfalls weitere Daten ermittelt werden:

- Digitale topographische Geländedaten sind inzwischen, zumindest in Mitteleuropa, fast überall vorhanden, wenn auch zum Großteil in einer nur groben räumlichen Auflösung (meist 50 m Rasterabstand).
- Gewässernetze oder Vorflutersysteme können entweder aus vorhandenen Karten digitalisiert werden oder über geeignete Analyseprogramme von den digitalen Geländedaten abgeleitet werden. Natürlich bleibt auch die Vermessung vor Ort als genaueste aber auch kostenintensivste Möglichkeit bestehen.  
Das Straßen- und Wegenetz kann normalerweise aus Karten digitalisiert werden,

allerdings muß für eine detaillierte Modellierung deren Anbindung an das Gewässersystem vor Ort überprüft werden.

- Vegetationsdaten können in landwirtschaftlichen Gebieten eventuell von den Landwirtschaftsämtern erfragt werden. Oft ist aber eine Vorortbegehung und eine schlagweise Kartierung immer noch der schnellste und zuverlässigste Weg zur Aufnahme dieser Daten. Für große Gebiete kann auch das Auswerten von Satellitenszenen nützlich sein, allerdings sind die damit verbundenen Unzuverlässigkeiten noch groß.
- Daten über die Bodenverhältnisse und Geologie eines Gebiets sind in der erforderlichen Genauigkeit aus Unterlagen, wie z.B. den Reichsbodenschätzungskarten in der erforderlichen Genauigkeit nur sehr bedingt ableitbar. Hohe Anforderungen können nur durch Erhebungen vor Ort erfüllt werden.

Die Überprüfung und das Ordnen der Daten erfolgt im günstigen Fall in einer zentralen Datenbank, wie etwa im Weiherbachprojekt verwirklicht (KILCHENMANN & LENZ, 1992).

Hier können in einem beigeordneten Expertensystem ferner Zusatzinformationen abgespeichert werden, die bei Bedarf den verschiedenen Gebietsdaten zugeordnet werden können. Denkbar wäre beispielsweise eine Zuordnung von typischen Werten der Wurzeltiefe und -dichte, Wachstumshöhe, Blattflächenindex, charakteristischer Wachstumsverlauf usw. zu den im Feld aufgenommenen Kulturarten, sofern diese Parameter nicht direkt miterhoben wurden. Im Normalfall wird man auf solche Standard Werte angewiesen sein, da eine flächendetaillierte Aufnahme aller Parameter zu langwierig und aufwendig ist.

Ein solches Expertensystem könnte auch die Regelwerke enthalten, die zur Beschreibung der Matrixwasserflüsse nach der vorgestellten Methode für verschiedene Bodenarten aufgestellt wurden.

Für die Anwendung selbst ist es von großem Vorteil, wenn das Simulationsmodell in eine Benutzeroberfläche eingebettet ist, um ein effektives und komfortables Abrufen und Modifizieren der Eingabedaten und eine schnelle Bewertung der erzielten Ergebnisse zu ermöglichen. Diese Oberfläche sollte nicht in erster Linie für die Datenverwaltung vorgesehen sein, die schon zuvor mithilfe der Datenbank erfolgen sollte. Lediglich einfache Umformatierungen und Änderungen einzelner Daten sollten noch auf dieser Ebene durchgeführt werden können.

Schwerpunkt der Benutzeroberfläche sollte eine menugesteuerte Anleitung zur Benutzung des Modells sein, bei Bedarf mit Zusatzerklärungen über die zugrunde gelegten Annahmen und über modellinterne Beschränkungen. Weiterhin sollten die zuvor aufbereiteten Eingangsdaten visualisierbar sein.

Die Darstellung der Modellergebnisse ist eine weitere wichtige Aufgabe der Benutzeroberfläche. Durch die sofortige graphische Darstellung verschiedener Arten von Ergebnissen wird die Plausibilität der Modellausgaben schnell überprüfbar und eine direkte Anpassung der Eingabedaten möglich. Besonders interessant für längere Simulationsläufe ist die dynamische Darstellung von räumlich variablen Modellergebnissen — etwa der Bodenfeuchte oder der Verdunstungsraten — während der Modellausführung.

Von der Verwirklichung dieser Ideen wird die breite Nutzbarkeit eines Gebietsmodells abhängen, da einem unerfahrenen Modellbenutzer (d.h. einer Person, die nicht mit dem Modellentwickler oder einem jahrelangen Modellanwender identisch ist) nicht zugemutet werden kann, sich zwecks Modellanwendung zuvor in umfangreiche Quellcodes einzuarbeiten und für jede Modellanwendung eine eigene Auswertesoftware zusammenzustellen.

In manchen physikalisch begründeten und flächendetaillierten Modellpaketen sind in neuester Zeit obige Ziele z.T. schon verwirklicht. Von den drei Schritten — Datensammlung, Datenspeicherung und Anwendung des Modells — wurden in manchen Fällen die letzten beiden durch Hinzunahme eines GIS zu dem Modellpaket zusammengefaßt:

- Das Modellpaket MIKE SHE (DHI, 1993), eine Kombination des *Système Hydrologique Européen* (ABBOTT ET AL., 1986a,b) und des hydrodynamischen Kanalabflußmodells MIKE, beinhaltet einen Preprocessor zur Datenvorbereitung und einen Postprocessor zur graphischen Darstellung der Modellergebnisse. Eine menu-gesteuerte Benutzeroberfläche mit gekoppelter Datenverwaltung komplettiert die Anwendungsumgebung dieses umfassenden Modellsystems.
- Das *Water Information System* WIS (ROMANOWICZ ET AL., 1993) koppelt ein auf hydrologische Fragestellungen zugeschnittenes GIS mit der Anwendung des quasi-flächendetaillierten Gebietsmodells TOPMODEL (BEVEN ET AL., 1984). Die besondere Eigenschaft dieses Paketes ist die dynamische Visualisierung von Zwischenergebnissen während der Simulation. So können je nach Benutzervorgabe etwa die Bodenfeuchte des Gebietes flächendetailliert und zeitlich kontinuierlich dargestellt oder Wasserspiegelausdehnung und Überflutungsflächen des Vorflutersystems angezeigt werden.
- Das Modellsystem TOPOG (CSIRO, 1992) beinhaltet eine Komponente zur digitalen Geländeanalyse und zur Simulation der hydrologischen Prozesse. Angegliedert ist die Datenverwaltung für die topographischen und für die hydrologischen Daten. Der Vorteil der Geländeanalyse von TOPOG ist, daß das Gebiet nicht in gleichmäßige Raster unterteilt wird, sondern in form- und größenvariable Einheiten, die der lokalen Topographie angepaßt sind. Eine solche Art der Geländeanalyse ist natürlich deutlich aufwendiger als die gleichmäßige Unterteilung.

- Das Softwarepaket zur Hochwasseranalyse des IHW (IHRINGER ET AL., 1988) beinhaltet ebenfalls Möglichkeiten zur menugesteuerten Datenvorbereitung und zur graphischen Darstellung der Ergebnisse. Die Eingabeshell für das Programmsystem HILLFLOW ist in Anlehnung an dieses Programmpaket erstellt worden (BRONSTERT & JÜRGENS, 1993).

Der Datenumfang ist bei physikalisch flächendetaillierter Modellierung im Vergleich zur systemhydrologischen Hochwasseranalyse wesentlich höher. Daher sind für die weiterentwickelte 3-D-Version von HILLFLOW noch Module zur Datenverwaltung und -aufbereitung hinzuzufügen, sowie graphische Darstellungsmöglichkeiten der raumzeitvariablen Ergebnisse, wie es beispielsweise im WIS verwirklicht ist.

Die obigen Ausführungen geben zusammengefaßt die Anforderungen an die Umgebungssoftware eines flächendetaillierten und operationellen hydrologischen Modells wieder, deren Verwirklichung nicht alleinige Aufgabe von Hydrologen sein kann, sondern eine fächerübergreifende Kooperation mit Informatikern und Geographen erfordert. An einigen Beispielen wurden die neuesten Entwicklungen in dieser Richtung gezeigt.

Die zunehmende Bedeutung der Datenverwaltung und Darstellungsmöglichkeiten darf aber nicht darüber hinwegtäuschen, daß für die zuverlässige Modellierung des hydrologischen Kreislaufs eines Einzugsgebietes die Qualität des hydrologischen Modells essentiell ist.

## 5.2 Berücksichtigung hydraulischer Prozesse im Vorfluter und urbaner Einflüsse im Einzugsgebiet

Wie bereits in Abschnitt 4.5.2.2 erwähnt, benötigt ein allgemein anwendbares, physikalisch begründetes Gebietsmodell auch eine detaillierte Modellierung der Vorfluterfließprozesse. In vielen der existierenden Gebietsmodelle wird dennoch dem Abfluß im Vorfluter nur eine untergeordnete Rolle zugewiesen. So erfolgt von den im vorhergehenden Abschnitt genannten physikalischen Modellen nur im Modell MIKE-SHE eine Abflußberechnung im Vorfluter auf Basis der St. Venant Gleichung, WIS rechnet mit konstanten Fließgeschwindigkeiten, TOPOG enthält (noch) kein Vorflutermodul.

Da aber die Abflußkapazität des Gerinnes, dessen Vorländer und mögliche anthropogene Eingriffe (z.B. Bau von Rückhaltebecken, oder Bauwerke im Gerinne) das Volumen und die Form der Abflußganglinie aus einem Einzugsgebiet entscheidend mitprägen, kann die Hydraulik des Vorfluternetzes nicht vernachlässigt werden.

Zudem ist die Interaktion zwischen Vorfluter und angrenzendem Gelände (Grundwasserex- oder -infiltration und Zu- oder Abfluß von Oberflächenwasser) zu integrieren.

Weiterhin muß darauf geachtet werden, daß gegebenenfalls auch versiegelte Flächen wie Straßen und Wege und landwirtschaftliche Entwässerungen als Vorfluter fungieren und zu einem schnellen Transfer des Abflusses zum natürlichen Vorfluter führen. Die Bedeutung dieser künstlichen Vorfluter ist umso größer, je geringer die Dichte des natürlichen Vorfluternetzes ist.

Der Einfluß der Straßen und Wege (oder allgemeiner der Versiegelung) auf das Abflußverhalten ländlicher Gebiete ist auch im Weiherbachgebiet nachgewiesen worden (LEHMANN, 1991), die Auswirkung auf das Hochwasserverhalten eines größeren Gebietes wurde detailliert für das 963 km<sup>2</sup> große Emmegebiet in der Schweiz aufgezeigt (VISCHER, 1993). Demzufolge müssen Straßen und Wege mit Entwässerungsmöglichkeit in natürliche Vorfluter mit in das zu modellierende Vorfluternetz aufgenommen werden.

### 5.3 Räumliche Variabilität der Modellparameter / Regionalisierung

Die Parameter eines Einzugsgebietes unterliegen einer großen räumlichen Variabilität. Ist die Heterogenität der Vegetation (Pflanzenart und zugehörige Parameter wie Wachstumshöhe, Blattflächenindex, Wurzeltiefe) noch vergleichsweise leicht aufnehmbar, so bereitet die Feststellung der Variabilität der Bodenparameter erheblich mehr Schwierigkeiten (WARRICK & NIELSEN, 1980). Hinzu kommt, daß das Ausmaß der kleinräumigen Variabilität der Bodenparameter sehr hoch ist. So stellten RUSSO & BURTON (1992) bei der Untersuchung eines 20 m langen und 2.5 m tiefen Einschnittes in einem ungestörten Boden eine sehr hohe Variabilität der gesättigten Leitfähigkeiten bei geringerer Variabilität der Sättigungswassergehalte fest. Es ist zu vermuten, daß auch die Makroporosität sehr heterogen ist und daß aufgrund kleinräumiger Mikroreliefänderungen auch die Rauheitsbeiwerte der Oberfläche deutlich variieren.

Variabilitäten der Bodenart sind innerhalb eines Kleingebietes (etwa bis 100 ha) durch räumlich hochauflösende Bodenuntersuchungen kartierbar (wie z.B. in LEENHARDT (1991) und GEROLD ET AL. (1992) durchgeführt). Dabei wurde festgestellt, daß sich diese Variabilitäten an der Geomorphologie des Gebietes orientieren.

Der Komplex der Regionalisierung betrifft die Anwendung flächendetaillierter Modelle in zwei Bereichen:

- Bestimmung von Modellparametern, die repräsentativ für das „mittlere Verhalten“ der jeweiligen räumlichen Diskretisierungseinheit sind. Die hier zu beachtende Variabilität bewegt sich also im „subgrid-scale“.

- Erfassung der Parametervariabilität innerhalb des gesamten modellierten Gebietes, bzw. Beschreibung der Heterogenität der Oberflächenabschnitte oder Bodenelemente untereinander („intergrid-scale“).

Der erste Bereich wird üblicherweise unter dem Thema „Bestimmung effektiver Parameter“ zusammengefaßt, der zweite betrifft die räumliche Interpolation von Gebietsdaten aus Punktdaten.

Im Rahmen dieser Arbeit kann nicht im einzelnen auf Ansätze zur Behandlung dieser Fragen eingegangen werden. Es wird auf die grundlegende Literatur zu diesem Thema (etwa DAGAN (1989) und KLEEBERG (1992)) verwiesen.

Hier werden nur einige Hinweise zu neueren Verfahren gegeben, die in Zukunft für eine erweiterte Beachtung der räumlichen Variabilität in flächendetaillierten Modellen behilflich sein können:

PLATE ET AL. (1993) schlagen das Konzept des „effektiven Modellgesetzes“ anstatt der effektiven Parameter vor, um die hydrologischen Prozesse in einer Diskretisierungseinheit zu beschreiben.

Die zugrunde liegende Idee ist, daß das physikalische Gesetz, welches den hydrologischen Prozeß am Punkt beschreibt nicht zwangsläufig gültig ist für eine Anwendung in einem anderen Skalenbereich. Der Größenbereich einer Diskretisierungseinheit in einem flächendetaillierten Modell liegt schon mindestens eine Größenordnung über der des „Punktes“, für die das Gesetz abgeleitet wurde.

Zur Bestimmung der „aggregierten“ Modellgesetze schlagen PLATE ET AL. (1993) die Benutzung von Fuzzy-Regeln vor. Die Parameter bleiben mit ihrer Variabilität bei der Aggregation unverändert.

Eine ähnliche Vorstellung konzipieren JENSEN & MANTOGLOU (1992) mit der Ableitung effektiver großskaliger Modellgesetze mittels einer Anwendung von Methoden der Spektralanalyse auf linearisierte partielle Differentialgleichungen.

Zur Bestimmung von bodenhydraulischen Parametern existiert eine Vielzahl von „Pedo-Transfer-Funktionen“, welche aufgrund von ausgedehnten Laboruntersuchungen Zusammenhänge zwischen vergleichsweise einfach bestimmbareren Bodenkennwerten (etwa der Sieblinie) und den nur mit hohem Aufwand bestimmbareren ungesättigten Leitfähigkeitsfunktionen aufstellen. Eine gute Übersicht über verschiedene Pedo-Transfer-Funktionen und deren Anwendbarkeit wird von TIETJE & TAPKENHINRICHS (1993) gegeben.

Somit kann bei vorliegender hochauflösender Bodenkartierung auch die räumliche Variabilität der bodenhydraulischen Parameter abgeschätzt werden.

BRONSTERT & BÁRDOSSY (1993) schlagen eine verbesserte räumliche Interpolationsmethode zur Bestimmung der Verteilung der Anfangsbodenfeuchte bei flächendetaillierter

Modellierung vor. Dabei werden bei gegebenen Meßwerten an einzelnen Punkten neben der Konfiguration der Meßpunkte auch Informationen über den Zusammenhang zwischen Topographie und Feuchteverteilung zur Interpolation mit einbezogen.

Diese verbesserte Flächeninterpolation nach der Methode des „External-Drift-Kriging“ läßt sich prinzipiell auch mit weiteren Informationen — etwa dem Zusammenhang zwischen Bodenfeuchte und Bodenart — sowie für die Interpolation anderer Modellparameter anwenden.

## 5.4 Kopplung mit der Modellierung von Stofftransportvorgängen

Da Wasser das Transportmedium für fast alle Stoffverlagerungsprozesse in der Natur ist, bildet die Beschreibung der Fließ- und Sickerwege und der zugehörigen Aufenthaltszeiten des Wassers im Boden und auf der Oberfläche die Grundlage der Modellierung des Stofftransportes und -austrags in einem Einzugsgebiet.

Da physikalisch begründete, prozeßorientierte Einzugsgebietsmodelle Aussagen über die Richtung und Geschwindigkeit der einzelnen Fließprozesse ermöglichen, sind diese Modelle für die Simulation von Stofftransportvorgängen — beispielsweise für Fragestellungen aus dem Bereich des Umweltschutzes — von besonderem Interesse.

Die strikt durchgeführte Prozeßorientierung des Modellsystems HILLFLOW ermöglicht eine klare Zuordnung der Wasserflüsse zu den einzelnen hydrologischen Prozessen. Somit kann bis zu einem bestimmten Maß auch auf die Fließwege und Aufenthaltszeiten der zu den Prozessen zugehörigen Fließprozesse geschlossen werden. So bewegt sich z.B. der Zwischenabfluß im Bereich des makroporösen Bodens in Oberflächennähe in der Zeitskala von Stunden bis maximal Tagen, die Fließvorgänge in der Bodenmatrix finden dagegen bei wesentlich kleineren Geschwindigkeiten und über die ganze Bodentiefe statt.

Für eine detaillierte Angabe der Fließzeiten und -wege reicht die Unterscheidung der einzelnen Prozesse allerdings nicht aus. Dafür wäre eine Abspeicherung der Fließvektoren und der Speichergrößen zu Simulationsbeginn (Wasserstand beim Oberflächen- und Zwischenabfluß, Feuchtegehalt in den Bodenmatrixelementen) in der gesamten räumlichen und zeitlichen Auflösung notwendig. In einer nachfolgenden Berechnung kann dann für jede spezifische (Teil-)Wassermenge an einem beliebigen Punkt des Einzugsgebiets der Fließweg und die Fließ- bzw. Aufenthaltszeit bestimmt werden.

Alternativ kann man sich auf die für die jeweilige Untersuchung interessanten Punkte des Einzugsgebietes beschränken. Dafür müssen aber schon vor der Modellausführung

die in Frage kommenden Punkte angegeben werden, damit während der Simulation die jeweiligen Fließwege und Aufenthaltszeiten abgespeichert werden können.

Die zweite Möglichkeit ist eine problemorientierte Vorgehensweise und benötigt nur ein Bruchteil des Speicherplatzes der erst genannten Vorgehensweise. Allerdings ist mit der bisherigen Modellversion eine Fließwegebestimmung nur über die Analyse des gesamten raum-zeitlichen Fließvektors nach Simulationseende möglich. Eine problemorientierte Bestimmung während der Modellausführung erfordert eine Erweiterung des Modells.

## 5.5 Modell- und Datenunsicherheiten

In den letzten Jahren wird der Frage der Modell- und Datenunsicherheiten in hydrologischen Modellen zunehmend Aufmerksamkeit gewidmet. Eine ausführliche Übersicht über die Unsicherheiten in Wasserqualitätsmodellen wird von BECK (1987) gegeben.

PLATE & DUCKSTEIN (1990) unterscheiden zwei Formen der Stochastizität in hydrologischen Modellen:

- Stochastizität aufgrund der natürlichen Variabilität. Beispiele dafür sind die Heterogenität der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens, die Struktur des Mikroreliefs der Bodenoberfläche oder auch die zeitliche Variabilität der Niederschlagsintensität.
- Stochastizität aufgrund von Unsicherheiten der Simulationsmodelle. Hierbei werden Unsicherheiten der Eingabedaten, der Modellparameter und der Modellansätze unterschieden

Die Beachtung der Stochastizität der hydrologischen Vorgänge in der Natur ist für (zumindest) zwei Situationen erforderlich:

Erstens ist es möglich, daß für bestimmte natürliche Verhältnisse (meteorologische Bedingungen, Einzugsgebietszustände) und/oder bei ungenauen Datenlagen die statistische Unsicherheit so groß ist, daß die Ergebnisse der physikalisch-deterministischen Berechnungen unbrauchbar sind.

Zweitens kann selbst bei hervorragender Datenlage und geringer natürlicher Variabilität eine stochastische Betrachtung erforderlich sein, wenn nicht (nur) der „Mittelwert“ eines Prozesses von Interesse ist, sondern etwa auch die Varianz. Ein typisches Beispiel hierfür ist die Abschätzung der Einsickerung von Pestiziden in das Grundwasser aus der ungesättigten Bodenzone. Hier können schon geringe Eintragskonzentrationen (vergleichbar mit einer sehr kleinen Eintretenswahrscheinlichkeit) und nicht erst der deutliche „Durchbruch“ des Stoffes den „Bemessungsfall“ darstellen.

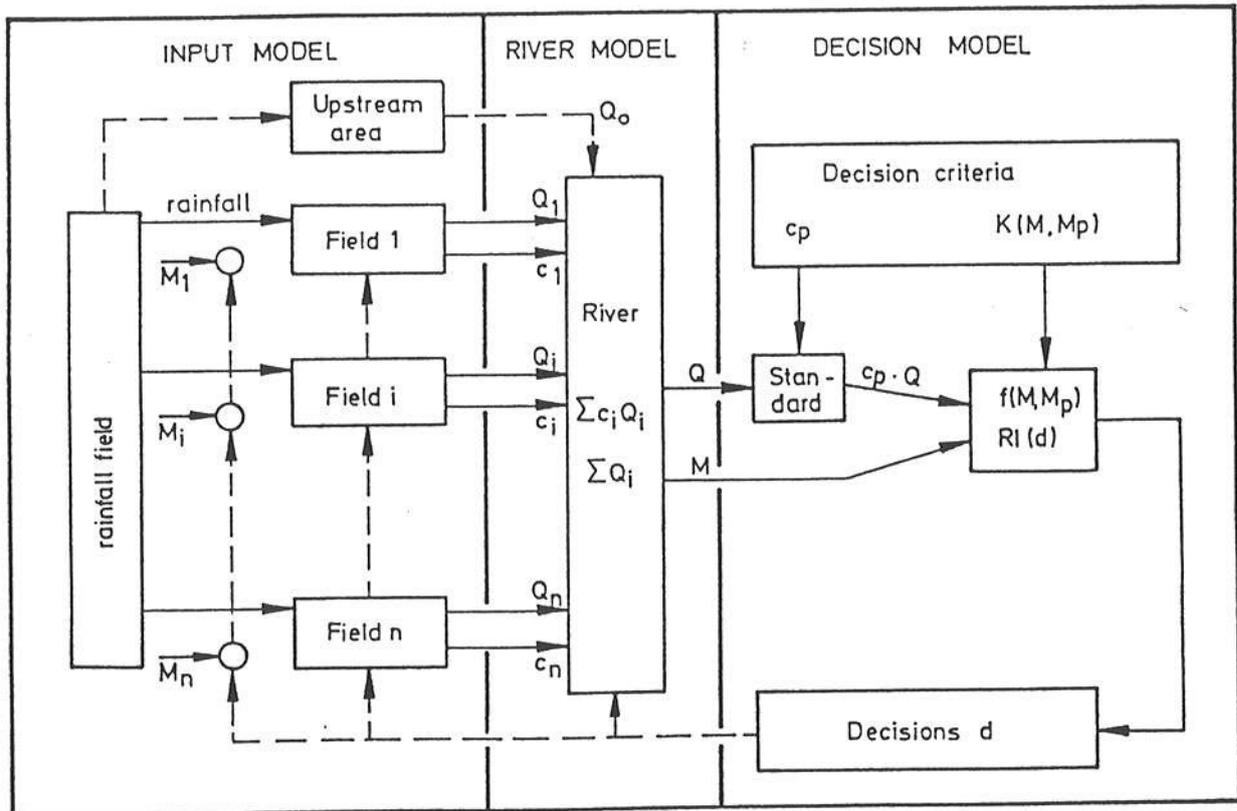


Abbildung 5.1: Konzept eines stochastischen Modells der diffusen Stoffbelastung eines Flußgebietes (aus PLATE (1991)). Symbolerklärung im Text.

Der Einfluß der genannten Unsicherheiten auf das Simulationsergebnis kann durch stochastische Modellansätze quantifiziert werden. Ein umfassender stochastischer Ansatz benötigt ein Langzeitsimulationsmodell (inklusive der Erfassung der kurzzeitigen Extremereignisse), beruhend auf einem deterministischen, prozeßorientierten Modell mit stochastisch variablen Eingabedaten und Modellparametern (PLATE, 1991).

Ein Beispiel für die Konzeption eines stochastischen Modells zur Beschreibung der diffusen Stoffbelastung eines Flußgebietes ist in Abbildung 5.1 gegeben. Ein solches Modell besteht aus drei Teilen.

Der erste Teil ist das Input-Modell, worin die Eingaben (sowohl raum-zeitlich variable Niederschläge als auch die Stoffeinträge  $M_i$  in das Feld  $i$ ) generiert werden. Das Input-Modell beinhaltet auch die Teilprozesse, welche den Niederschlag in die Abflüsse  $Q_i$  von den Feldern und die Stoffmengen in die Stoffkonzentrationen  $c_i$  transformieren.

Der zweite Teil ist das Flußmodell, welches die Transport-, Mischungs- und Umwandlungsvorgänge im Flußsystem erfaßt.

Als dritter Teil ist ein Entscheidungsmodell vorgesehen, worin die zu erfüllenden Wasserqualitätskriterien  $c_p, M_p$  definiert und gegebenenfalls Steuerungsmaßnahmen oder Entscheidungsvorgänge  $d$  untersucht und bewertet werden.



# Kapitel 6

## Zusammenfassung

Für Aufgabenstellungen in der Hochwasserhydrologie bringen systemhydrologische Modelle gute Ergebnisse und sinnvolle Bemessungswerte für die ingenieurhydrologische Praxis. In den letzten Jahren haben sich aber die Anforderungen an hydrologische Modelle, insbesondere durch Aufgaben aus dem Bereich des Umweltschutzes, immer mehr erweitert. Zur Behandlung dieser Fragestellungen sind Modelle notwendig, welche die relevanten hydrologischen Prozesse auf physikalischen Gesetzen beruhend simulieren und welche den Boden und die Geländeoberfläche räumlich detailliert betrachten.

Die wesentlichen Prozesse, welches ein umfassendes Modell berücksichtigen muß sind: Interzeption, Verdunstung (Interzeptionsverdunstung, Transpiration der Pflanzen, Boden-evaporation), Infiltration in Bodenmatrix und Makroporen, Oberflächenabfluß, oberflächennaher schnellreagierender lateraler Abfluß („Zwischenabfluß“) und die Wasserbewegung in der Bodenmatrix.

Die bisher entwickelten physikalisch begründeten Modelle sind meist auf eindimensional-vertikale Fragestellungen zugeschnitten. Mehrdimensionale Probleme wurden aufgrund der hohen Komplexität der zu erfassenden Prozesse und wegen der damit verbundenen enormen Anforderung an die Rechnerleistungsfähigkeit selten in Modellen behandelt. Der Anwendungsbedarf für physikalisch begründete hydrologische Modelle ist aber auch für zweidimensionale (vertikal-ebene) und für dreidimensionale Fragestellungen groß.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein umfassendes hydrologisches Modellsystem („HILL-FLOW“) zur Simulation der Hangwasserdynamik entwickelt. Das Modell beinhaltet alle relevanten hydrologischen Prozesse und erreicht durch neue, vereinfachte Berechnungsmethoden ein hohes Maß an Operationalität.

Die wesentlichen Kennzeichen dieses Modellsystems sind:

- Bereitstellung von 1-D, 2-D und 3-D-Modellversionen

- Zeitschrittsteuerung in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität, Oberflächen- und Zwischenabfluß und Wasserbewegung in der Bodenmatrix.
- Bereitstellung mehrerer Standardverfahren zur Berechnung der Interzeptions- und Verdunstungsvorgänge.
- Einbeziehung aller relevanten hydrologischen Prozesse. Die Fließvorgänge im Boden werden in vertikaler und horizontaler Richtung erfaßt.
- Das in natürlichen Böden vorhandene breite Spektrum der Porendurchmesser wird durch die Annahme eines bimodalen porösen Mediums (Mikro- und Makroporensystem) angenähert. Das Makroporensystem beschränkt sich dabei auf einen Bereich nahe der Bodenoberfläche.
- Modellierung der Infiltration als Summe der Mikro- und Makroporeninfiltration.
- Kompatibilität von Infiltrations- und Bodenfeuchtemodellierung.
- Anwendung der Fuzzy Logik zur Berechnung der Wasserbewegung in der Bodenmatrix. Die erforderlichen Fuzzy-Regelsätze können von der Richards-Gleichung bzw. der ungesättigten Darcy-Gleichung abgeleitet werden.
- Anwendung des Ansatzes der kinematischen Welle für die Oberflächen- und Zwischenabflußberechnung.
- Berücksichtigung aller relevanten Prozeßinteraktionen.

Dabei sind die wichtigen Neuerungen neben der Erfassung aller relevanten Prozesse in vertikaler und horizontaler (bzw. lateraler) Richtung, die kompatible Modellierung von Infiltration und Matrixfeuchte, der Ansatz der kinematischen Welle für den Zwischenabfluß und die Anwendung der Fuzzy Logik für die Berechnung der Fließvorgänge in der Bodenmatrix.

Eine Reihe verschiedener Anwendungen zeigen, daß das Modell in der Lage ist, die hydrologischen Prozesse sowohl an ebenen Standorten als auch an Hängen plausibel und mit Messungen gut übereinstimmend zu beschreiben.

Die vorgestellten Anwendungsbeispiele sind ein-, zwei- und dreidimensionale Simulationen im Weiherbachgebiet (Kraichgau), eindimensionale Simulationen von Infiltrationsversuchen am Meßstreifen Saugraben (Oberrheingraben) und die Simulation der Wasserdynamik eines Hanges im Oued-Mina Gebiet in Algerien.

Die Qualität (Übereinstimmung mit Meßdaten) der eindimensional-vertikalen Simulationsergebnisse war gut. Auch die durch die mehrdimensionalen Modellanwendungen

erzielten räumlichen Feuchteverteilungen weichen nur in einem beschränkten und akzeptablen Maße von den Feuchtezuständen ab, die auf gemessenen Punktdaten basieren.

Folgende Ergebnisse der verschiedenen Modellanwendungen sind zu betonen:

- Die in der Natur bei Starkniederschlägen zu beobachtenden sehr hohen Infiltrationsraten können nachgebildet werden, ohne daß dafür unrealistisch hohe Werte der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens erforderlich werden. Die Matrixfeuchtebewegung kann wiederum mit den auch zur Modellierung der Mikroporeninfiltration nutzbaren Leitfähigkeitswerten modelliert werden.
- Die Vorteile der Anwendung der Fuzzy Logik zur Ermittlung der Feuchteflüsse in der Bodenmatrix — hohe Rechengeschwindigkeit, Parameterreduktion, rechnerische Robustheit und einfache Programmierbarkeit — legen die Basis für die Operationalität des gesamten Modellsystems.
- Das vorgeschlagene vereinfachte Verfahren zur Berechnung der kinematischen Wellengleichung bei der Oberflächen- und Zwischenabflußberechnung ist genügend genau und ersetzt (bei adäquater Wahl der Zeitschritte) die numerische Lösung.
- Die lateralen Fließprozesse am Hang (als Oberflächenabfluß und/oder Zwischenabfluß) sind vor allem bei hohen Niederschlagsintensitäten, bei hohen Bodenfeuchten an Teilabschnitten oder -schichten des Hanges, sowie bei ausgeprägten Heterogenitäten oder deutlichen Schichtungen des Hangbodens von Bedeutung. Weiterhin ist in diesem Zusammenhang die zeitliche Variabilität des Niederschlags von Wichtigkeit. Diese muß vor allem bei Niederschlägen, die gerade im Bereich der Infiltrationskapazität des Bodens liegen, beachtet werden.
- Die Modellanwendung auf einen Hang im Tell-Atlas Algeriens deutet auf die mögliche Übertragbarkeit des Modells auf andere Bedingungen hin.
- Durch die variable Zeitschrittsteuerung, die vereinfachte Berechnungsmethoden für die Ober- und Zwischenabflußberechnung und die Anwendung der Fuzzy Logik zur Matrixfeuchteberechnung hat das Modellsystem einen vergleichsweise geringen (um etwa zwei Größenordnungen reduzierten) Rechenzeitbedarf. Dadurch ist auch die zwei- und sogar die dreidimensionale Modellversion für praktische Fragestellungen anwendbar.

Die Arbeit endet mit einem Ausblick auf die für ein physikalisch begründetes Einzugsgebietsmodell prinzipiell zu beachteten Fragen der Datenverwaltung, der Hydraulik des Gewässersystems, der Regionalisierung der Modellparameter und der Modellunsicherheiten.



# Literaturverzeichnis

- ABBOTT, M.B., BATHURST, J.C., CUNGE, A., O'CONNELL, P.E., RASSMUSSEN (1986)a: An introduction to the SHE, 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, **87**, 45-59
- ABBOTT, M.B., BATHURST, J.C., CUNGE, A., O'CONNELL, P.E., RASSMUSSEN (1986)b: An introduction to the SHE, 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, **87**, 61-77
- ANDERSON, M.G., BURT, T.P. (1990)a: Process studies in hillslope hydrology: an overview. *Process Studies in Hillslope Hydrology*, Eds.: M.G. Anderson & T.P. Burt, John Wiley, Chichester (GB), 1-8
- ANDERSON, M.G., BURT, T.P. (1990)b: Subsurface runoff. *Process Studies in Hillslope Hydrology*, Eds.: M.G. Anderson & T.P. Burt, John Wiley, Chichester (GB), 365-400
- ATKINSON, T.C. (1978): Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes. *Hillslope Hydrology*, Ed. M.J. Kirkby, John Wiley, Chichester (GB), 73-120
- BAND, L. (1986): Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water Resources Research*, **22** (1), 15-24
- BÁRDOSSY, A. (1993): Stochastische Modelle zur Beschreibung der raum-zeitlichen Variabilität des Niederschlags. *Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft*, Nr. 44, Universität Karlsruhe, 153 Seiten
- BÁRDOSSY, A. (1994): Geostatistische Verfahren. *Handbuch zu ZEUS II*. Forschungsinstitut für angewandte Wissensverarbeitung, Ulm, (in Vorbereitung)
- BÁRDOSSY, A., DISSE, M. (1993): Fuzzy rule-based models for infiltration. *Water Resources Research*, **29** (2), 373-382
- BÁRDOSSY, A., DUCKSTEIN, L. (1994): Fuzzy rule-based Modeling with Applications to Geophysical, Biological and Engineering Systems. CRC-Press, Boca-Raton (USA), 201 Seiten, (in Druck)
- BECK, M.B. (1987): Water quality modeling: A review of the analysis of uncertainty. *Water Resources Research*, **23** (8), 1393-1442
- BECKER, A. (1986): Neue Anforderungen und Lösungen bei der großflächigen hydrologischen Modellierung, *Wasserwirtschaft, Wassertechnik*, **7**, 150-152
- BELMANS, C., WESSELING, J.G., FEDDES, R.A. (1983)a: Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *Journal of Hydrology*, **63**, 271-286

- BELMANS, C., DEKKER, L.W., BOUMA, J. (1983)b: Simulation of soil moisture regimes and associated potato growth in clay soils. *Agric. Water Management*
- BEVEN, K. (1982): On subsurface stormflow: Predictions with simple kinematic theory for saturated and unsaturated flows. *Water Resources Research*, **18** (6), 1627-1633
- BEVEN, K. (1984): Infiltration into a class of vertically nonuniform soils. *Hydrological Sciences Journal*, **29** (4), 425-434
- BEVEN, K. (1989): Changing ideas in hydrology - the case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, **105**, 157-172
- BEVEN, K. (1991)a: Infiltration, soil moisture and unsaturated flow. *Recent Advances in the Modeling of Hydrological Systems. NATO ASI Series C - No. 345*. Eds.: D.S. Bowles & P.E. O'Connell. Kluwer, Dordrecht (NL), 137-152
- BEVEN, K. (1991)b: Spatially distributed modeling: Conceptual approach to runoff prediction. *Recent Advances in the Modeling of Hydrological Systems. NATO ASI Series C - No. 345*. Eds.: D.S. Bowles & P.E. O'Connell. Kluwer, Dordrecht (NL), 373-388
- BEVEN, K., GERMANN, P.F. (1981): Water flow in soil macropores. 2. A combined flow model *Journal of Soil Science*, **32** 15-29
- BEVEN, K., GERMANN, P.F. (1982): Macropores and waterflow in soils. *Water Resources Research*, **18** (5), 1311-1325
- BEVEN, K., KIRKBY, M., SCHOFIELD, N., TAGG, A. (1984): Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. *J. of Hydrology*, **69**, 119-143
- BINLEY, A., BEVEN, K., ELGY, J. (1989): A physically based model of heterogeneous hillslopes. 2. Effective hydraulic conductivities. *Water Resources Research*, **25** (6), 1227-1233
- BINLEY, A. AND BEVEN, K. (1992): Three-dimensional modelling of hillslope hydrology. *Hydrological Processes*, **6** (3), 347-359
- BLACK, T.A., GARDNER, W.R., THURTELL, G.W. (1969): The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **33**, 655-660
- 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, Nr. 18, Universität Karlsruhe, 174 Seiten
- BOHLEBER, A., SASS, I., SCHMALLAND, G., WOHLNICH, S. (1992): Transportmechanismen bei inhomogener Sickerwasserbewegung. *Schlußbericht zur 1. Phase des BMFT-Verbundprojekts „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet“*, Hrsg.: E.J. Plate, Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 41, Universität Karlsruhe, 37-46
- BOUMA, J., BELMANS, C.F., DEKKER, L.W. (1982): Water infiltration and redistribution in a silt loam subsoil with vertical worm channels. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **46**, 917-921
- BRADEN, H. (1992): Möglichkeiten zur Regionalisierung der Verdunstung. *Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung*, Hrsg.: H-B. Kleeberg, VCH, Weinheim, 141-155

- BRADEN, H. (1993): Das agrarmeteorologische Modell zur Berechnung von Evaporation, Transpiration und Interzeption (AMBETI). *Wasser- und Stoffhaushalt landwirtschaftlich genutzter Einzugsgebiete unter besonderer Berücksichtigung von Substrataufbau, Relief und Nutzungsform*, Hrsg.: H.-R. Bork. VCH, Weinheim (in Druck)
- BRAKENSIEK, D.L. (1967): A simulated watershed flow system for hydrograph prediction: A kinematic application. *Proc. of the International Hydrology Symposium*, Paper-No. 3, Fort Collins (USA)
- BRECHTEL, H. (1990): Interzeption. *Allgemeine Hydrologie*, Hrsg.: A. Baumgartner & H.J. Lieb-scher, Borntraeger, Berlin, 313-326
- BRONSTERT, A. (1991): HYDRAIN. A Hydrodynamic River Runoff and Groundwater Drainage Model. Documentation and User Manual. Asian Institute of Technology, Bangkok (Thailand), 96 Seiten
- BRONSTERT, A. (1992): Zwischenabfluß. *Schlußbericht zur 1. Phase des BMFT-Verbundprojekts „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet“*, Hrsg.: E.J. Plate, Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 41, Universität Karlsruhe, 17-20
- BRONSTERT, A., BÁRDOSSY, A. (1993): The role of soil moisture estimation for distributed hydrological modelling. *Annales Geophysicae*, **11**, Suppl. II, C294
- BRONSTERT, A., JÜRGENS, M. (1993): Modellsystem HILLFLOW. Ein Benutzerhandbuch. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, (in Vorbereitung)
- BRUTSAERT, W. (1982): Evaporation into the Atmosphere. Theory, History and Applications. Reidel, Boston (USA), 299 Seiten
- BUCK, W., LÖSER, J. (1992): Koordination und gemeinsame Einrichtungen zur Niederschlags- und Abflußmessung u.a. *Schlußbericht zur 1. Phase des BMFT-Verbundprojekts „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet“*, Hrsg.: E.J. Plate, Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 41, Universität Karlsruhe, 37-46
- BURGESS, T.M., WEBSTER, R. (1980)a: Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. 1. The semi-variogram and punctual kriging. *J. of Soil Sc.*, **31**, 315-331
- BURGESS, T.M., WEBSTER, R. (1980)b: Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. 2. Block kriging. *Journal of Soil Sc.*, **31**, 333-341
- BURGESS, T.M., WEBSTER, R., MCBRATNEY, A.B. (1981): Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. 4. Sampling strategy. *J. of Soil Sc.*, **32**, 643-659
- CRAGO, R.D., BRUTSAERT, W. (1992): A comparison of several evaporation equations. *Water Resources Research*, **28** (3), 951-954
- CSIRO (1992): TOPOG user guide, version 4.0. CSIRO, Division of Water Resources, Canberra (Australia), 283 Seiten
- DAGAN, D. (1989): Flow and Transport in Porous Formations. Springer, Berlin, 465 Seiten
- DALUZ-VIEIRA, J.H. (1983): Conditions governing the use of approximations for the Saint-Venant equations for shallow surface water flow. *Journal of Hydrology*, **60**, 43-58

- DE LAAT (1985): MUST - A simulation model for unsaturated flow. International Institute for Hydraulic and Environmental Engineering. Report series No. 16. Delft (NL), 91 Seiten
- DE MARSILY (1984): Spatial variability of properties in porous media: A stochastic approach. *Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media. NATO ASI Series E - No. 82.* Eds.: J. Bear, M.Y. Corapcioglu. Martinus Nijhoff, Dordrecht (NL), 719-769
- DIEKKRÜGER, B. (1992): Standort- und Gebietsmodelle zur Simulation der Wasserbewegung in Agrarökosystemen. *Landschaftsökologie und Umweltforschung*, Heft 19, Institut für Geographie und Geoökologie der Technischen Universität Braunschweig, 169 Seiten
- DIESTEL, H. (1986): Bodengefüge und Bodenwasserbewegung. Habilitationsschrift am Fachbereich Bauing. - u. Vermessungswesen der Techn. Univ. Braunschweig, 151 Seiten
- DHI (1986): Introduction to the SHE. Danish Hydraulic Institute, Hørsholm (DK), 45 Seiten
- DHI (1993): MIKE SHE WM - Release 5.1. A short description. Danish Hydraulic Institute, Hørsholm (DK), 34 Seiten
- DUBOIS, D., PRADE, H. (1980): Fuzzy sets and systems. Theory and applications. Academic Press, New York (USA), 393 Seiten
- DUNNE, T. (1978): Field studies of hillslope flow processes. *Hillslope Hydrology*, Ed.: M.J. Kirkby, John Wiley, Chichester (GB), 227-293
- DUNNE, T., LEOPOLD, L.B. (1978): Water in environmental planning. Chapter 9: Runoff Processes. Freeman, San Francisco (USA)
- DURNER T. (1991): Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeit strukturierter Böden. Bayreuther Bodenkundliche Berichte Nr. 20, Universität Bayreuth
- DWD, LFU (1976): Verteilungskurven der Niederschläge in Baden-Württemberg. Deutscher Wetterdienst und Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe und Offenbach, 185 Seiten
- DYCK, S. (1980)a: Angewandte Hydrologie, Teil 1. (2. Auflage). VEB Verlag für das Bauwesen, Berlin, 528 Seiten
- DYCK, S. (1980)b: Angewandte Hydrologie, Teil 2. (2. Auflage). VEB Verlag für das Bauwesen, Berlin, 538 Seiten
- EAGELSON P.S. (1970): Dynamic Hydrology. Mc Graw Hill, New York (USA), 462 Seiten
- ENGMAN E.T. (1986): Roughness coefficients for routing surface runoff. *J. Irrig. Drainage Eng.*, 112 (1), 39-53
- EULER, G. (1974): Zusammengesetzte Einzugsgebietsmodelle. 6. Fortbildungslehrgang für Hydrologie des DVWK 1974
- FEDDES, R.A. (1971): Water, heat and crop growth. Thesis Comm. Agric. University Wageningen 71-12, Wageningen (NL), 184 Seiten
- FEDDES, R.A. (1987): Crop factors in relation to Makkink reference-crop evapotranspiration. *ICW Technical Bulletin No. 67*, Institute for Land and Water Management Research, Wageningen (NL), 33-45

- FEDDES, R.A., KOWALIK, P.J., ZARADNY, H. (1978): Simulation of field water use and crop yield. *Simulation Monograph*. PUDOC, Wageningen (NL), 189 Seiten
- FEDDES, R.A., DE GRAAF, M., BOUMA, J., VAN LOON, C.D. (1988): Simulation of water use and production of potatoes as affected by soil compaction. *Potatoe Research*, **31**, 225-239
- FLÜGEL, W.-A. (1979): Untersuchungen zum Problem des Interflow. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, Band 56, Geographisches Institut der Universität Heidelberg, 170 Seiten
- FLÜHLER, J. (1973): Sauerstoffdiffusion im Boden. *Mitteilungen der Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen*, Band 49, Heft 2, Birmensdorf (CH), 142 Seiten
- FREEZE, R.A. (1978): Mathematical Models of Hillslope Hydrology. *Hillslope Hydrology*, Ed. M.J. Kirkby, John Wiley, Chichester (GB), 177-226
- GASH, J.H.C., MORTON, A.J. (1978): An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford forest. *Journal of Hydrology*, **38**, 49-58
- GERKE, H.H., VAN GENUCHTEN, M.T. (1993): A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resources Research*, **29** (2), 305-319
- GERMANN, P.F. (1981): Untersuchungen über den Bodenwasserhaushalt im hydrologischen Einzugsgebiet Rietholzbach. *Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie* Nr. 51, ETH Zürich (CH), 135 Seiten
- GERMANN, P.F. (1985): Kinematic wave approach to infiltration and drainage into and from soil macropores. *Transactions of the ASAE*, **28** (3), 745-749
- GERMANN, P.F. (1990)a: Preferential flow and the generation of runoff. 1. Boundary layer flow theory. *Water Resources Research*, **26** (12) 3055-3063
- GERMANN, P.F. (1990)b: Macropores and hydrologic hillslope processes. *Process Studies in Hillslope Hydrology*, Eds.: M.G. Anderson & T.P. Burt, John Wiley, Chichester (GB), 327-363
- GERMANN, P.F., BEVEN, K. (1981)a: Water flow in soil macropores. 1. An experimental approach. *Journal of Soil Science*, **32**, 1-13
- GERMANN, P.F., BEVEN, K. (1981)b: Water flow in soil macropores. 3. A statistical approach. *Journal of Soil Science*, **32**, 31-39
- GERMANN, P.F., BEVEN, K. (1985): Kinematic wave approximation to infiltration into soils with sorbing macropores. *Water Resources Research*, **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. *Journal of Hydrology*, **83**, 173-183
- GERMANN, P.F., PIERCE, R.S., BEVEN, K. (1986): Kinematic wave approximation to the initiation of subsurface storm flow in a sloping forest soil. *Advances in Water Resources*, **9** (6), 70-76
- GEROLD, G., REUM, R., WAGNER, S. (1992): Flächenhafte Erfassung der Bodenparameter, Bodendifferenzierung und Bodenerosion. *Schlußbericht zur 1. Phase des BMFT-Verbundprojekts „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus*

- einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet“, Hrsg.: E.J. Plate, Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 41, Universität Karlsruhe, 157-202
- GEYER, N. (1992): Beschreibung der Abflußbildung auf Mergelböden im Einzugsgebiet des Oued Mina, Algerien. Diplomarbeit am Institut für Wasserbau und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe, 95 Seiten
- GREEN, W.H., AMPT, G.A. (1911): Studies of soil physics. 1. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4, 1-24
- GREMINGER J. (1984): Physikalisch-ökologische Standortsuntersuchung über den Wasserhaushalt im offenen Sickersystem Boden unter Vegetation am Hang. Mitteilungen der Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Band 60, Heft 2, Birmensdorf (CH), 151-301
- GUNARATRAM, D.J., PERKINS, F.E. (1970): Numerical solution of unsteady flows in open channels, *Hydrodynamics Laboratory Report 127*, MIT, Cambridge (USA), 216 Seiten
- HACKBUSCH, W. (1991): Iterative Lösung großer schwachbesetzter Gleichungssysteme. Teubner, Stuttgart, 382 Seiten
- HACK-TEN BROEKE, M.J.D., KABAT, P. (1988): Use of agrohydrological simulation models in qualitative land evaluation. *Proc. of the EC-Workshop on Application of Computerized EC Soil Maps and Climate Data*, Wageningen (NL), 238-251
- HAUDE, W. (1958): Über die Verwendung verschiedener Klimafaktoren zur Berechnung der potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. *Meteorologische Rundschau*, 11, 96-99
- HENNING, A., ZEPP, H. (1992): Simulation der vertikalen Bodenwasserdynamik mit linearen und nichtlinearen Speicherkaskaden - Eine praxisorientierte Alternative zu bodenphysikalisch-deterministischen Modellen - *Deutsche Gewässerkundliche Mitt.*, 36 (3/4), 108-115
- HOFFMANN, H-D. (1992): Modellierung der Interzeption von Waldbeständen und Überlegungen zur Regionalisierung der Modellparameter. *Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung*, Hrsg.: H-B. Kleeberg, VCH, Weinheim, 157-170
- HOFFMANN, H.J., VAN GENUCHTEN, M.TH. (1983): Soil properties and efficient water use: Water management for salinity control. *Limitations to Efficient Water Use in Crop Production*, Eds.: W.R. Jordan & T.R. Sinclair, Am. Soc. of Agron., Madison (USA), 73-85
- HORTON, R.E. (1939): Analysis of runoff plot experiments with varying infiltration capacity. *Trans. Am. Geophys. Union*, 20, 693-711
- HOYNINGEN-HUENE, J.V. (1983): Die Interzeption des Niederschlags in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. Schriftenreihe des DVWK 57, 1-53
- HRISANTHOU, V. (1987): Simulationsmodelle zur Berechnung der täglichen Feststofflieferung eines Einzugsgebietes. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 31, Universität Karlsruhe, 248 Seiten
- IHRINGER, J., BEELITZ, L., GÜNTHER, CH., KRON, W. (1988): Anwenderhandbuch zum Softwarepaket zu Hydrologie und Wasserwirtschaft. Band 1: Hochwasseranalyse. (1. Ausgabe 1988). Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe

- IWK (1991): Projet pilote d'aménagement integre du bassin versant de l'Oued Mina. Programme hydrométrique. Inst. für Wasserbau und Kulturtechnik, Univ. Karlsruhe, 22 Seiten
- JACKSON, C.R. (1992): Hillslope infiltration and lateral downslope unsaturated flow. *Water Resources Research*, **28** (9), 2533-2539
- JAYAWARDENA, A.W., WHITE, J.K. (1977): A finite element distributed catchment model. 1. Analytical basis. *Journal of Hydrology*, **34**, 269-286
- JENSEN, K.H. & MANTOGLU, A. (1992): Future of distributed modelling. *Hydrological Processes*, **6** (3), 255-264
- JENSEN, K.H. & JØNCH-CLAUSEN, T. (1982): Unsaturated flow and evapotranspiration modelling as a component of the European Hydrological System (SHE). *Modelling Components of the Hydrological Cycle*, Ed.: V.P. Singh, Water Resources Publications, Littleton (USA), 235-252
- KABAT, P. (1989): Agrohydrological simulation models in drainage theory 28<sup>th</sup> Int. Course on Land Drainage, Institute for Land and Water Management Research, Wageningen (NL), 33 Seiten
- KIBLER, D.F., WOOLHISER, D.A. (1970): The kinematic cascade as a hydrological model. *Hydrology Papers*, **39**, Colorado State University, Fort Collins (USA), 27 Seiten
- KILCHENMANN, A., LENZ, M. (1992): Betreuung eines zentralen geographischen Informationssystemes für das Gesamtprojekt, verbunden mit geostatistischen Analysen, sowie computergraphische Auswertung von Daten und Endergebnissen. *Schlußbericht zur 1. Phase des BMFT-Verbundprojekts „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet“*, Hrsg.: E.J. Plate, Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 41, Universität Karlsruhe, 213-228
- KIRKBY, M. (1988): Hillslope runoff processes and models. *Journal of Hydrology*, **100**, 315-339
- KLEEBOERG, H-B. (Hrsg.) (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung. VCH, Weinheim, 444 Seiten
- KLEEBLATT, W. (1992): Fuzzy - zögernde Anwendung eines sinnreichen Prinzips. *Spektrum der Wissenschaft* (3/92), 30-33
- KNAPP, B.J. (1978): Infiltration and storage of soil water. *Hillslope Hydrology*, Ed. M.J. Kirkby, John Wiley, Chichester (GB), 43-72
- KÖLLA, E. (1987): Estimating flood peaks from small rural catchments in Switzerland. *Journal of Hydrology*, **95**, 203-225
- KOLLE, O., FIEDLER, F. (1992): Messung und numerische Simulation der Verdunstung sowie der Energie- und Feuchtebilanz der Bodenoberfläche. *Schlußbericht zur 1. Phase des BMFT-Verbundprojekts „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet“*, Hrsg.: E.J. Plate, Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 41, Universität Karlsruhe, 131-156
- LADSON, L.S., WAREN, A.D. (1986): GRG2 User's Guide. University of Texas, Austin (USA).

- LEDoux, E., GIRARD, G., DE MARSILY, G. (1989): Spatially distributed modeling: Conceptual approach, coupling surface water and groundwater. *Unsaturated Flow in Hydrological Modeling*. NATO ASI Series C - No. 275. Ed.: J. Morel-Seytoux. Reidel, Boston (USA), 435-454
- LEENHARDT, D. (1991): Spatialisation du bilan hydrique. Propagation des erreurs d'estimation des caractéristiques du sol au travers des modèles de bilan hydrique. Cas du blé dur d'hiver. Thèse du doctorat. INRA, Laboratoire de Science du Sol, Montpellier (F), 129 Seiten
- LEHMANN, W. (1991): Hydrologische Untersuchung der Abflusstehung und des Niederschlag-Abfluß-Verhaltens des Weiherbach Einzugsgebiets im Kraichgau. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, 100 Seiten
- LUTZ, W. (1984): Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 24, Universität Karlsruhe, 235 Seiten
- MAKKINK, G.F. (1957): Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of the Institution of Water Engineers*, 11, 277-288
- MANIAK, U. (1992): Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure. 2. Auflage, Springer, Berlin, 568 Seiten
- MAYER, A., MECHLER, B., SCHLINDWEIN, A., WALKE, R. (1993): Fuzzy Logic. Einführung und Leitfaden zur praktischen Anwendung. Addison-Wesley, Bonn, 289 Seiten
- MCCORD, J.E. (1991): Application of second-type boundaries in unsaturated flow modeling. *Water Resources Research*, 27 (12), 3257-3260
- MCCORD, J.E., STEPHENS, D.B., WILSON, J.L. (1991): Numerical simulations and field experiments of unsaturated flow and transport: The role of hysteresis and state-dependent anisotropy. *Recent Advances in the Modeling of Hydrological Systems*. NATO ASI Series C - No. 345. Eds.: D.S. Bowles & P.E. O'Connell. Kluwer, Dordrecht (NL), 613-640
- MERZ, B. (1992): Berücksichtigung der stochastischen Unsicherheit bei der Aggregation von Niederschlag-Abflußmodellen für homogene Teilflächen in Einzugsgebietsmodelle. *Arbeitsbericht zum Schwerpunktprogramm „Regionalisierung in der Hydrologie“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, 47 Seiten
- MILLER, J.E. (1984): Basic concepts of kinematic-wave models. *US Geological Survey Professional Paper 1302*, Washington DC (USA), 78 Seiten
- MILLER, C.J. MISHRA, M. (1989): Modelling of leakage through cracked clay liners. 2.: A new perspective. *Water Resources Bulletin*, 25 (3), 557-563
- MITSCHERLICH, G. (1971): Wald, Wachstum und Umwelt (Band 2). Waldklima und Wasserhaushalt. Sauerländers, Frankfurt, 365 Seiten
- MONTEITH, J.L. (1965): Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exp. Biology*, 19, 205-234
- MONTENEGRO, H. (1992): Simulation von Wasser- und Stofftransport in der ungesättigten Bodenzone von Teilgebieten. *Schlußbericht zur 1. Phase des BMFT-Verbundprojekts „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet“*, Hrsg.: E.J. Plate, Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 41, Universität Karlsruhe, 491-529

- MONTENEGRO, H. (1994): Parameterbestimmung und Modellierung der Wasserbewegung in gesättigt-ungesättigten Böden natürlicher Variabilität. Dissertation am Institut für Hydromechanik, Universität Karlsruhe (in Vorbereitung)
- MOORE, I.D., FOSTER, G.R. (1990): Hydraulics and overland flow. *Process Studies in Hillslope Hydrology*, Eds.: M.G. Anderson & T.P. Burt, John Wiley, Chichester (GB), 215-254
- MUSGRAVE, G.W., HOLTAN, H.N. (1964): Infiltration. *Handbook of Applied Hydrology*, Ed.: V.T. Chow, McGraw Hill, New York (USA)
- NIELSEN, D.R., BIGGAR, J.W., EHR, K.T. (1973): Spatial variability of field-measured soil-water properties. *Hilgardia*, **42** (7), 215-259
- O'CALLAGHAN, J.F., MARK, D.M. (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, **28**, 323-344
- ODENWALD, B. (1986): Anwendung der Finiten Elemente Methode auf die Berechnung des Niederschlag-Abfluß-Verhaltens eines Einzugsgebietes. Vertieferarbeit am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, 102 Seiten
- OFFICE INTERNATIONAL DE L'EAU & GTZ (1992): Mise en place d'une unité de gestion d'un bassin versant. Document Pédagogique. Sophia Antipolis, 137 Seiten
- O'LOUGHLIN, E.M. (1990): Perspectives on hillslope research. *Process Studies in Hillslope Hydrology*, Eds.: M.G. Anderson & T.P. Burt, John Wiley, Chichester (GB), 501-516
- PENMAN, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings Royal Society London*, **A 193**, 120-145
- PESCHKE G. (1987): Soil moisture and runoff components from a physically founded approach. *Acta Hydrophysicae*, **31** (3/4), 191-205
- PLATE, E.J. (1991): Probabilistic modelling of water quality in rivers. *Water Resources Engineering Risk Assessment. NATO ASI Series G - No. 29*. Ed.: J. Ganoulis. Springer, Berlin, 137-166
- PLATE, E.J. (1992): Koordination, Modellerstellung und Infiltrationsuntersuchungen. *Schlußbericht zur 1. Phase des BMFT-Verbundprojekts „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet“*, Hrsg.: E.J. Plate, Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 41, Universität Karlsruhe, 35-36
- PLATE, E.J., IHRINGER, J., LUTZ, W. (1988): Operational models for flood calculations. *Journal of Hydrology*, **100**, 489-506
- PLATE, E.J., DE HAAR, U. (1989): Ingenieurhydrologische Grundlagenforschung in der Bundesrepublik Deutschland. Entwicklungen und Tendenzen aufgrund der Arbeiten der Senatskommission fuer Wasserforschung der Deutschen Forschungsgemeinschaft. *Österreichische Wasserwirtschaft*, **41**, Heft 5/6, 106-114
- PLATE, E.J., DUCKSTEIN, L. (1990): Stochastic aspects of water quality modeling for non-point sources. *Proceedings of the International Conference on Water Quality Modeling of Agricultural Non-Point Sources* Ed.: D.G. DeCoursey, USDA, Agricultural Research Service, ARS-81, Pt. 2, 631-654

- PLATE, E.J., BUCK, W., BRONSTERT, A., SCHIFFLER, G. (1991): A multidisciplinary project for modelling transport processes in a small rural catchment. *Hydrological Basis of Ecological Sound Management of Soil and Groundwater*, IAHS-Publications No. 202, Wallingford (GB), 61-70
- PLATE, E., BÁRDOSSY, A., MERZ, B. (1993): Berücksichtigung der stochastischen Unsicherheit bei der Aggregation von Niederschlag-Abflußmodellen für homogene Teilflächen in Einzugsgebietsmodelle. *Arbeitsbericht zum Schwerpunktprogramm „Regionalisierung in der Hydrologie“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, 99 Seiten
- PRASAD, R. (1988): A linear root water uptake model. *Journal of Hydrology*, **99**, 297-306
- QUINN, P. (1991): The Role of Digital Terrain Analysis in Hydrological Modelling. PhD-Thesis, Lancaster University, Centre for Research on Environmental Systems. Lancaster (GB), 154 Seiten
- QUINN, P., BEVEN, K., CHEVALLIER, P., PLANCHON, O. (1991): The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, **5** (1), 59-80
- RICHARDS, L.A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, **1**, 318-333
- RICHTER, D. (1985): Methodik zur Korrektur von Niederschlagshöhen. Anlage 1 zum Bericht „Untersuchungsergebnisse zur Größe des Fehlers von Niederschlagsmessungen“. Meteorologischer Dienst der DDR. Berlin, 18 Seiten
- RITCHIE, J.T. (1972): A model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resources Research*, **8** (5), 1204-1213
- ROHDE, A. (1993): Bilanzierung, Untersuchung und Modellierung der Stickstoff-Nettomineralisationsrate. Dissertation am Institut für Ingenieurbiologie und Biotechnologie des Abwassers. Universität Karlsruhe (in Druck)
- ROMANOWICZ, R., BEVEN, K., FREER, J., MOORE, R. (1993): TOPMODEL as an application module within WIS. *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management*, Eds.: K. Kovar & H.P. Nachtnebel, IAHS Publications No. 211, Wallingford (GB), 211-223
- ROSS, B.B., CONTRACTOR, D.N., SHANHOLTZ, V.O. (1979): A finite element model for overland and channel flow for assessing the hydrologic impact of land-use change. *Journal of Hydrology*, **41**, 11-30
- RÖMKENS, M.J.M., PRASAD, S.N., WHISLER, F.D. (1990): Surface sealing and infiltration. *Process Studies in Hillslope Hydrology*, Eds.: M.G. Anderson & T.P. Burt, John Wiley, Chichester (GB), 127-172
- RUSO, D., & BORTON, M. (1992): Statistical analysis of spatial variability in unsaturated flow parameters. *Water Resources Research*, **28** (7), 1911-1925
- RUTTER, A.J., KERSHAW, K.A., ROBINS, P.C., MORTON, A.J. (1971): A predictive model of rainfall interception in forests. 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. *Agric. Met.* **9**, 367-384

- RUTTER, A.J., MORTON, A.J., ROBINS, P.C. (1975): A predictive model of rainfall interception in forests. 2. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *Journal of Applied Ecology* 12, 367-380
- RUTTER, A.J., MORTON, A.J. (1977): A predictive model of rainfall interception in forests. 3. Sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. *Journal of Applied Ecology* 14, 567-588
- SCHEFFER, F. (1989): Lehrbuch der Bodenkunde. 12. Auflage. Enke, Stuttgart. 491 Seiten
- SCHIFFLER, G.R. (1992): Experimentelle Erfassung und Modellierung der Infiltration stärkerer Niederschläge unter realen Feldbedingungen. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 40, Universität Karlsruhe, 217 Seiten
- SCHMITZ, U. (1991):  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$  und  $\text{Br}^-$  als hydrologischer Tracer im Weiherbachgebiet. Diplomarbeit am Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg, 122 Seiten
- SCHRAMM, M. (1994): Ein kinematisches Erosionsmodell mit dynamischer Rillenmorphologie. Dissert. am Inst. für Wasserbau und Kulturtechnik, Univ. Karlsruhe, (in Vorbereitung)
- SCHRÖDTER, H. (1985): Verdunstung. Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. Springer, Berlin, 186 Seiten
- SCOTTER, D.R. (1978): Preferential solute movement through larger soil voids. 1. Some computations using simple theory. *Aust. J. Soil Res.*, 16, 257-267
- SHUTTLEWORTH, W.J. (1978): A simplified one-dimensional theoretical description of the vegetation-atmosphere interaction. *Bound. Layer Met.*, 14, 3-27.
- SMITH, R.E., HEBBERT, R.H.B. (1983): Mathematical simulation of interdependent surface and subsurface hydrologic processes. *Water Resources Research*, 19 (4), 987-1001
- SMITH, R.E., FERREIRA, V.A. (1989): A comparison of unsaturated zone model components. *Unsaturated Flow in Hydrological Modeling*. NATO ASI Series C - No. 275. Eds.: J. Morel-Seytoux. Reidel, Boston (USA), 391-412
- SPOSITO, G. (1986): The "physics" of soil water physics. *Water Resources Research*, 22 (9), 83S-88S
- STAMM, J. (1989): Modellierung des Niederschlag-Abfluß-Verhaltens in hügeligem Gelände unter besonderer Berücksichtigung des Zwischenabflusses. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, 68 Seiten
- STRELKOFF, T. (1970): Numerical solution of the Saint-Venant equations. *J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. Civil Eng.* 95 HY3, 861-876
- TARBOTON, D.G., BRAS, R.L., RODRIGUEZ-ITURBE, I. (1991): On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrological Processes* 5 (1), 81-100
- TAYLOR, S.A., ASHCROFT, G.M. (1972): Physical Edaphology. Freeman, San Francisco (USA), 472 Seiten
- TIETJE, O., TAPKENHINRICHS, M. (1993): Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 1088-1095
- TROENDLE, C.A. (1985): Variable source area models. *Hydrological Forecasting*, Eds.: M.G. Anderson & T.P. Burt, John Wiley, Chichester (GB), 347-403

- 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
- VAN GENUCHTEN, M.T. (1987): A numerical model for water and solute movement in and below the root zone. *Research Report, No. 121*, USDA, ARS, U.S. Salinity Laboratory, Riverside, CA (USA), 61 Seiten
- VAUCLIN, M., HAVERKAMP, R., VACHAUD, G. (1979): Résolution numérique d'une équation de diffusion non lineaire - Application à l'infiltration de l'eau dans les sols non-saturés. *Presses Universitaires de Grenoble*, 183 Seiten
- VISCHER, D. (1993): Versiegelung der Landschaft - grössere Hochwasser? *Gas, Wasser, Abfall*, **73** (4), 280-283
- WALD, J. (1990): Entwicklung und Anwendung eines instationären Drainagemodells zur Untersuchung der Hochwasserabflußverhältnisse im Schutter-Unditz-Niederungsgebiet. *Wasserwirtschaft*, **80** (7/8), 358-369
- WALLACE, J.S. (1993): Recent developments in Evaporation Modelling. *Evaporation, Water Balance and Deposition*, Eds.: A. Becker, B. Sevruk & M. Lapin, (Proc. of Symp. on Precipitation and Evaporation, Vol. 3, 20.-24. Sept. 1993), Bratislava (Slovakei), 43-54
- WARRICK A.W. & NIELSEN, D.R. (1980): Spatial variability of soil physical properties in the field. *Application of Soil Physics*, Ed.: D. Hillel, Academic Press, New York (USA), 319-344
- WEBSTER, R., BURGESS, T.M. (1980): Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. 3. Changing drift and universal Kriging. *Journal of Soil Science*, **31**, 505-524
- WITTENBERG, H. (1989): Probleme der Wasserwirtschaft im Einzugsgebiet des Oued Mina in Algerien. *Z. f. Kulturtechnik und Landesentwicklung*, **30**, 315-323
- WOOLHISER, D.A., LIGGET, J.A. (1967): Overland flow on a converging surface, *Water Resources Research*, **3** (3), 753-771
- WOOLHISER, D.A., SMITH, R.E., GOODRICH, D.C. 1990: KINEROS. A Kinematic Runoff and Erosion Model: Documentation and User Manual. USDA, ARS, 130 Seiten
- WORRESCHK, B. (1985): Beitrag zur Berechnung der Abflußbildung in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. *Mitteilungen des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau der TU Braunschweig*, Nr. 85,
- ZARMI, Y., BEN-ASHER, J., GREENGARD, T. (1983): Constant velocity kinematic analysis of an infiltration microcatchment hydrograph. *Water Resources Research* **19**, (1) 277-283.
- ZELLER, J., GEIGER, H., ROETHLISBERGER (1976): Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenvorlandes. Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf (CH)
- ZIMMERMANN, H. (1985): Fuzzy set theory and application. Martinus Nijhoff, Dordrecht (NL), 363 Seiten
- ZUIDEMA, P.K. (1985): Hydraulik der Abflußbildung während Starkniederschlägen. *Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, Nr. 79, ETH Zürich (CH), 150 Seiten

# Anhang A

## Numerische Lösung der Kinematischen Welle Gleichungen am Hang nach dem Finiten Elemente Verfahren

In diesem Anhang ist das angewendete Verfahren zur numerischen Lösung der kinematischen Welle Gleichungen ohne Anspruch auf Vollständigkeit zusammengefaßt. Weitere Ausführungen zur numerischen Handhabung der kinematischen Welle sind in den Arbeiten von ODENWALD, 1986 und STAMM, 1989 enthalten.

Die Hangabschnitte werden in diesem Zusammenhang als Elemente — der Terminologie des angewendeten numerischen Verfahrens folgend — bezeichnet.

### Wahl der Ansatzfunktionen

Die unbekannt Funktionen werden für jedes Element durch eine Ansatzfunktion angenähert, welche inklusive ihrer Ableitungen innerhalb des Elements stetig sind. Bei der hier betrachteten Differentialgleichung (Kontinuitätsgleichung, Gl. 3.23) genügen lineare Ansatzfunktionen, da von den unbekannt Funktionen nur die erste Ableitung auftreten. Somit können die Ansatzfunktionen für die Durchflußhöhe und den spezifischen Abfluß folgendermaßen ausgedrückt werden:

$$\tilde{h}(x, t) = \sum_{j=1}^n N_j(x) \cdot h_j(t) = \mathbf{N}_j \cdot \mathbf{h}_j \quad (\text{A.1})$$

und

$$\tilde{q}(x, t) = \sum_{j=1}^n N_j(x) \cdot q_j(t) = \mathbf{N}_j \cdot \mathbf{q}_j \quad (\text{A.2})$$

mit $\tilde{h}(x, t)$	=	Ansatzfunktion für die Durchflußhöhe $h(x, t)$
$\tilde{q}(x, t)$	=	Ansatzfunktion für den spezifischen Durchfluß $q(x, t)$
$h_j(t)$	=	Durchflußhöhe am Knoten $j$ als Funktion der Zeit $t$
$q_j(t)$	=	spezifischer Durchfluß am Knoten $j$ als Funktion der Zeit $t$
$N_j(x)$	=	lineare Ansatzfunktion mit dem Wert 1 am Knoten $j$ und dem Wert 0 an allen weiteren Knoten
$n$	=	Anzahl der Knoten pro Berechnungsbereich (Hang)
$\mathbf{N}_j \cdot \mathbf{h}_j, \mathbf{N}_j \cdot \mathbf{q}_j$	=	Kurzschreibweise nach Gauß für: $\sum_{j=1}^n N_j(x) \cdot h_j(t)$ und $\sum_{j=1}^n N_j(x) \cdot q_j(t)$ .

### Einsetzen der Ansatzfunktionen und Anwendung des Galerkin Verfahrens

Durch Einsetzen der Ansatzfunktionen in die unbekannte Funktion (Gl. 3.23) ergibt sich folgender Näherungsansatz für die Kontinuitätsgleichung:

$$\frac{\partial(\mathbf{N}_j \cdot \mathbf{q}_j)}{\partial x} + \frac{\partial(\mathbf{N}_j \cdot \mathbf{h}_j)}{\partial t} - i = R \quad (\text{A.3})$$

$R$  ist dabei das sogenannte Residuum, die Abweichung von der exakten Lösung bezeichnend, welches entsteht, da die Ansatzfunktion die unbekannte Funktion nur interpolierend beschreibt. Da  $\mathbf{N}_j$  nur von  $x$  und  $\mathbf{h}_j$  und  $\mathbf{q}_j$  nur von  $t$  abhängig ist, gilt:

$$\mathbf{q}_j \cdot \frac{d\mathbf{N}_j}{dx} + \mathbf{N}_j \cdot \frac{d\mathbf{h}_j}{dt} - i = R \quad (\text{A.4})$$

Um die Abweichungen von der exakten Lösung zu minimieren, ist es das Ziel, die Unbekannten  $\mathbf{h}_j$  so zu bestimmen, daß  $R$  zu einem Minimum wird. Dabei werden die unbekannt Funktionswerte  $\mathbf{q}_j$  über die genannten Gleichungen der Reibungsverluste (Gl. 2.22 bzw. Gl. 2.31 oder Gl. 2.33) berechnet.

Zur Bestimmung der  $n$  Unbekannten  $\mathbf{h}_j$  wird das Galerkin-Verfahren angewendet. Dabei werden  $n$  Wichtungsfunktionen  $\mathbf{W}_k (k = 1, n)$  eingeführt, die identisch mit den Ansatzfunktionen  $\mathbf{N}_j$  sind ( $W_k = N_k$ ). Jedes  $R$  wird mit der zugehörigen  $W_k$  gewichtet und das Integral über den gesamten Berechnungsbereich  $L$  gleich 0 gesetzt.

Daraus ergibt sich folgendes Gleichungssystem:

$$\int_L \mathbf{N}_k \cdot (\mathbf{q}_j \cdot \frac{d\mathbf{N}_j}{dx} + \mathbf{N}_j \cdot \frac{d\mathbf{h}_j}{dt} - i) dL = 0 \quad (\text{A.5})$$

### Integration über das Einzelement

Die einzelnen Terme des Gleichungssystems A.5 werden an jedem Element berechnet, um anschließend in das Gleichungssystem für den gesamten Berechnungsbereich eingebracht zu werden. Der integrierte FE-Ansatz für das Einzelement lautet dann:

$$\underbrace{\int_{x_1}^{x_2} [\mathbf{N}_k \cdot (\mathbf{q}_j \frac{d\mathbf{N}_j}{dx} + \mathbf{N}_j \frac{dh_j}{dt} - i)] dx}_{\text{Element } E} = \frac{1}{2} \mathbf{K} \mathbf{q}_j + \frac{\Delta x}{6} \mathbf{M} \frac{dh_j}{dt} - \frac{1}{2} \Delta x \mathbf{L} \cdot i = 0 \quad j, k = 1, 2 \quad (\text{A.6})$$

mit:

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} 2 & 1 \\ 1 & 2 \end{bmatrix} \quad \mathbf{K} = \begin{bmatrix} -1 & 1 \\ -1 & 1 \end{bmatrix} \quad \mathbf{L} = \begin{bmatrix} 1 \\ 1 \end{bmatrix}$$

Somit wird das Gleichungssystem für den gesamten Berechnungsbereich (Hang) durch Aufstellung der Ansätze für jedes einzelne Element gebildet.

### Diskretisierung der Zeitebene

Da es sich um ein instationäres Problem handelt, d.h. die Werte der Durchfließtiefen an den Knoten  $h_j$  zeitabhängig sind, muß noch die Zeitebene diskretisiert werden. Dazu wird die Ableitung von  $h_j$  nach der Zeit durch einen Differenzenquotienten ersetzt:

$$\frac{dh_j}{dt} \approx \frac{h_j(t + \Delta t) - h_j(t)}{\Delta t} \quad (\text{A.7})$$

mit:  $\Delta t =$  Zeitschrittlänge.

Um eine möglichst große numerisch Stabilität und ein günstiges Iterationsverhalten zu gewährleisten, wird das variable Zeitwichtungsverfahren als Lösungsverfahren mit dem Zeitwichtungsfaktor von  $\alpha=0.55$  angewendet. Dafür wird für  $q_{j,t+\alpha\Delta t}$  folgender linearer Ansatz getroffen:

$$q_{j,t+\alpha\Delta t} \approx \alpha \cdot q_{j,t+\Delta t} + (1 - \alpha) \cdot q_{j,t} \quad j = 1, 2 \quad (\text{A.8})$$

Damit kann der Elementansatz folgendermaßen umgeformt werden:

$$E = \frac{1}{2} (\alpha \cdot \mathbf{K} \cdot \mathbf{q}_{j,t+\Delta t} + (1 - \alpha) \cdot \mathbf{K} \cdot \mathbf{q}_{j,t}) + \frac{\Delta x}{6} \mathbf{M} (h_{j,t+\Delta t} - h_{j,t}) - \frac{1}{2} \Delta x \mathbf{L} \cdot i = 0 \quad j = 1, 2 \quad (\text{A.9})$$

Mit

$$\mathbf{q}_j = \mathbf{h}_j \cdot \mathbf{v}_j \quad , \quad (\text{A.10})$$

wobei

$$\mathbf{v}_j = \begin{bmatrix} v_1 & 0 \\ 0 & v_2 \end{bmatrix}$$

ergibt sich:

$$\frac{1}{2}(\alpha \cdot \mathbf{K} \cdot \mathbf{v}_j \cdot \mathbf{h}_{j,t+\Delta t} + (1-\alpha) \cdot \mathbf{K} \cdot \mathbf{v}_j \cdot \mathbf{h}_{j,t}) + \frac{\Delta x}{6} \mathbf{M}(\mathbf{h}_{j,t+\Delta t} - \mathbf{h}_{j,t}) - \frac{1}{2} \Delta x \mathbf{L} \cdot i = 0 \quad j = 1, 2 \quad (\text{A.11})$$

Nachdem nun die einzelnen Terme des Gleichungssystems nach bekannten (Zeitpunkt  $t$ ) und unbekanntem (Zeitpunkt  $t+\Delta t$ ) Größen geordnet werden, ergibt sich schließlich der folgende Ansatz für das Einzelement:

$$\frac{1}{2} \cdot \alpha \cdot \mathbf{K} \cdot \mathbf{v}_j \cdot \mathbf{h}_{j,t+\Delta t} + \frac{\Delta x}{6} \cdot \mathbf{M} \cdot \mathbf{h}_{j,t+\Delta t} = \frac{1}{2} \cdot (1-\alpha) \cdot \mathbf{K} \cdot \mathbf{v}_j \cdot \mathbf{h}_{j,t} - \frac{\Delta x}{6} \mathbf{M} \cdot \mathbf{h}_{j,t} - \frac{1}{2} \Delta x \mathbf{L} \cdot i \quad j = 1, 2 \quad (\text{A.12})$$

### Aufstellen des globalen Gleichungssystems

Nach Zusammenstellung aller Elementansätze in einem Gleichungssystem für den gesamten Berechnungsbereich ergibt sich ein lineares Gleichungssystem folgender Form:

$$\mathcal{C} \cdot \mathcal{H}_{j,t+\Delta t} = \mathcal{R}_{k,t} \quad j, k = 1 \dots n \quad (\text{A.13})$$

mit  $\mathcal{C}$  = Koeffizientenmatrix

$\mathcal{H}_{j,t+\Delta t}$  = Vektor der (unbekannten) Durchflußhöhen zum Zeitpunkt  $t + \Delta t$

$\mathcal{R}_{k,t}$  = Ergebnisvektor auf der rechten Seite des LGS.

Da die Koeffizientenmatrix die Fließgeschwindigkeiten zum Zeitpunkt  $t + \Delta t$  mit beinhaltet (mit Ausnahme der Zwischenabflußberechnung nach Egelson), ist sie nicht unabhängig vom Ergebnis, weshalb die Lösung iterativ erfolgen muß. Dabei werden als Startwert für die Geschwindigkeiten die Werte des vorherigen Zeitschritts genommen und iterativ solange verbessert, bis die Abweichung zweier Iterationsschritte unter einem gewählten Toleranzwert liegt. Die Lösung der nicht-symmetrischen Bandmatrix erfolgt mit der modifizierten Gauss-Eliminationsmethode.

# Anhang B

## Kurzbeschreibung der erstellten Programme

Im Anhang B sind die Ablaufdiagramme der vier Modellversionen dargestellt sowie die Namen der erstellten Unterprogramme mit einer Kurzbeschreibung ihrer Funktion aufgelistet:

- Ablaufdiagramm des Modells HILLFLOW-1D
- Ablaufdiagramm des Modells HILLFLOW-2D (mit numerischer Lösung der kinematischen Kaskade)
- Ablaufdiagramm des Modells HILLFLOW-2D (mit vereinfachter Lösung der kinematischen Kaskade)
- Ablaufdiagramm des Modells HILLFLOW-3D
  
- Unterprogramme im Modell HILLFLOW-1D
- zusätzliche Unterprogramme im Modell HILLFLOW-2D
- zusätzliche Unterprogramme im Modell HILLFLOW-3D

Die gleichlautenden Unterprogramme in den verschiedenen Modellversionen sind nur von ihrer Funktion her identisch. Der Code ist, den Anforderungen der verschiedenen Dimensionalität entsprechend, unterschiedlich.

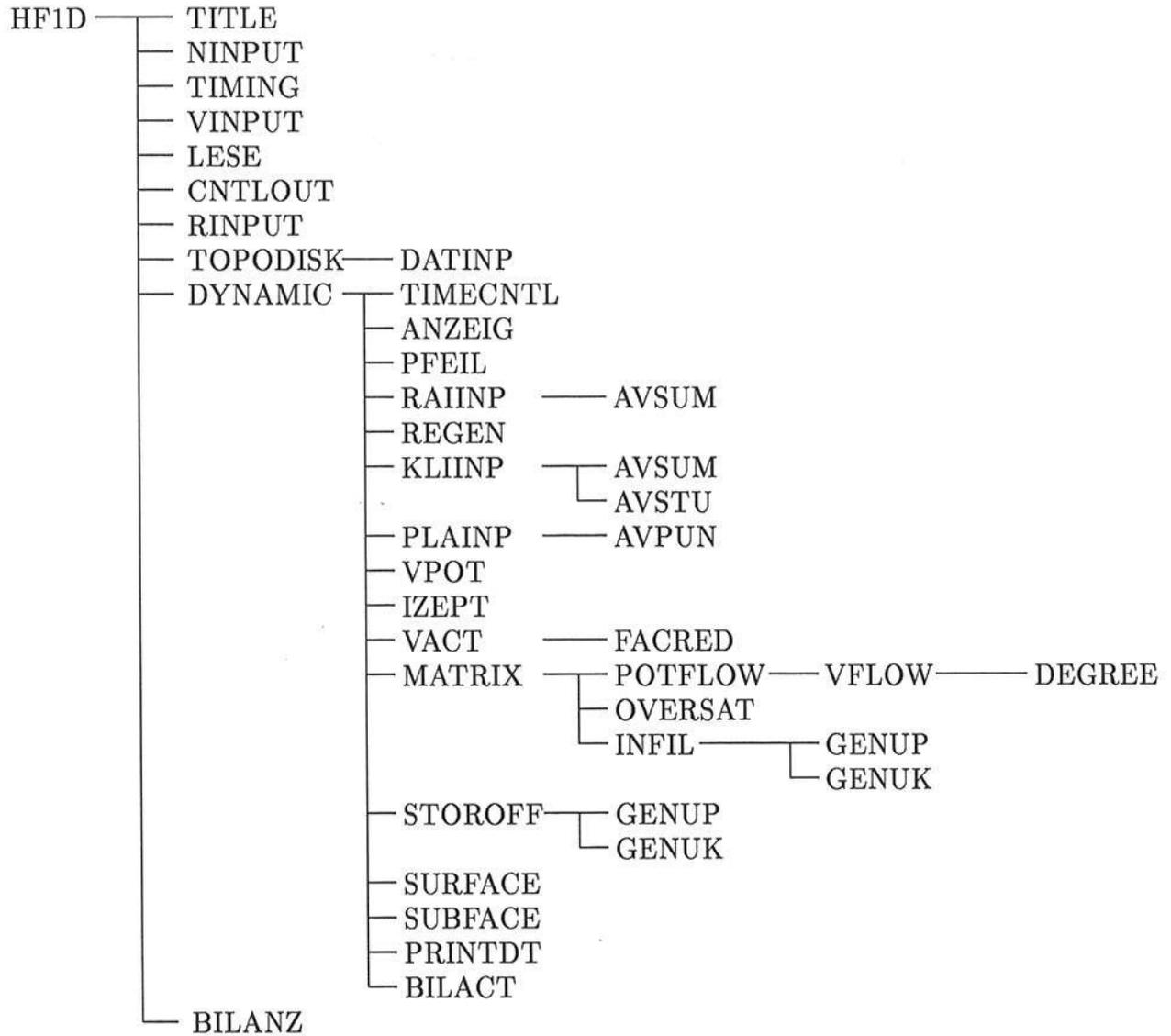


Abbildung B.1: Ablaufdiagramm des Modells HILLFLOW-1D

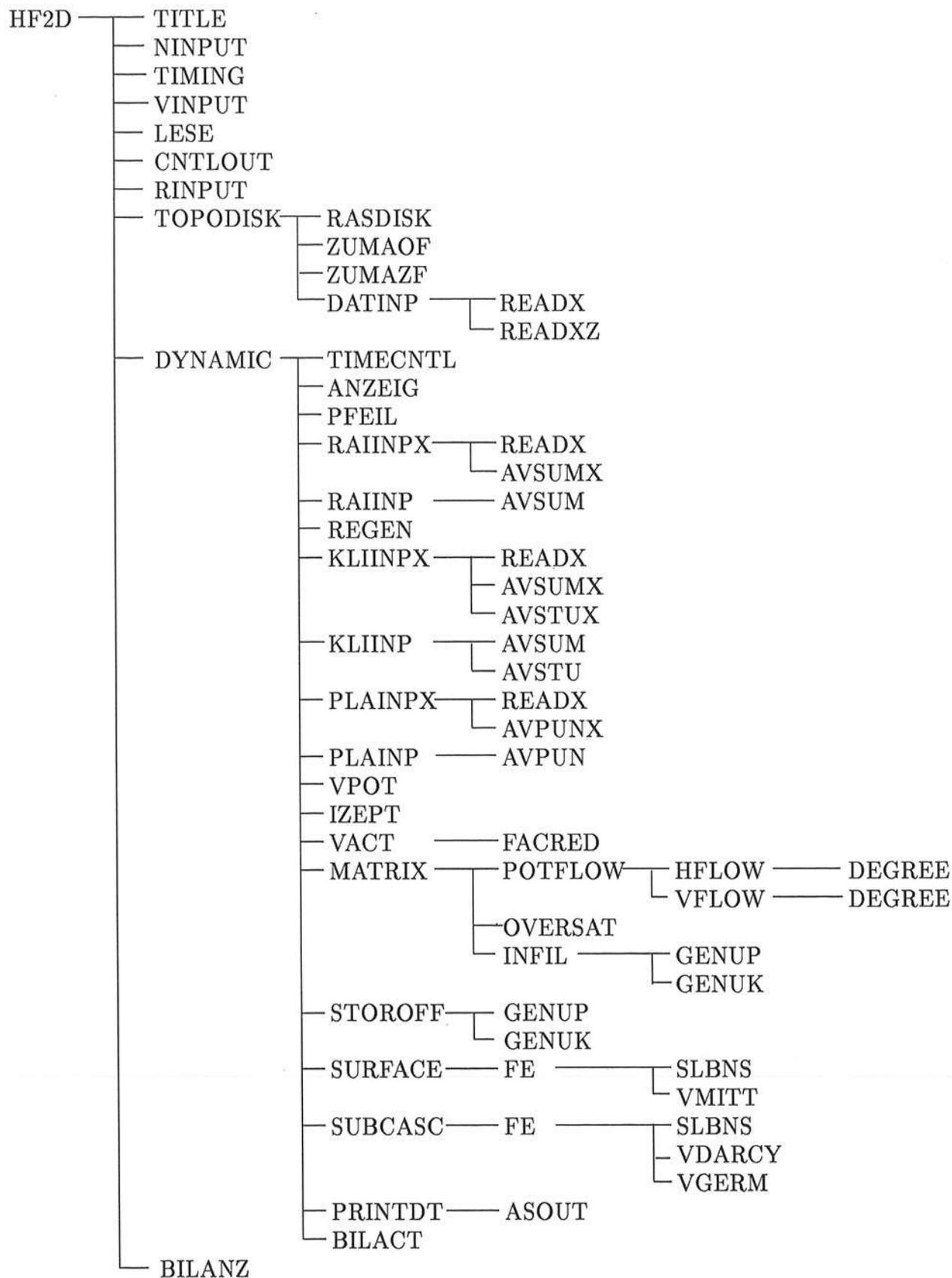


Abbildung B.2: Ablaufdiagramm des Modells HILLFLOW-2D (mit numerischer Lösung der kinematischen Kaskade)

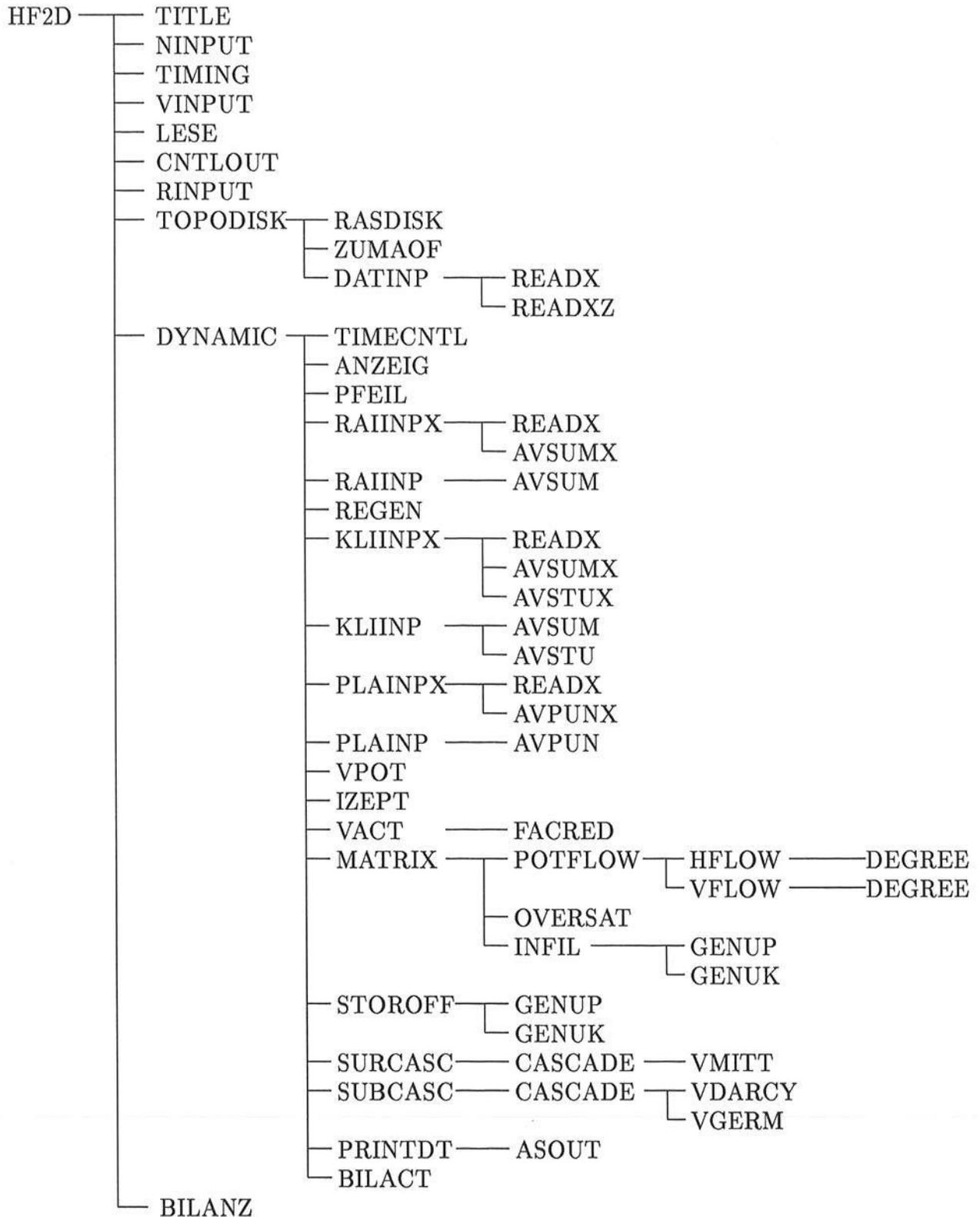


Abbildung B.3: Ablaufdiagramm des Modells HILLFLOW-2D (mit vereinfachter Lösung der kinematischen Kaskade)

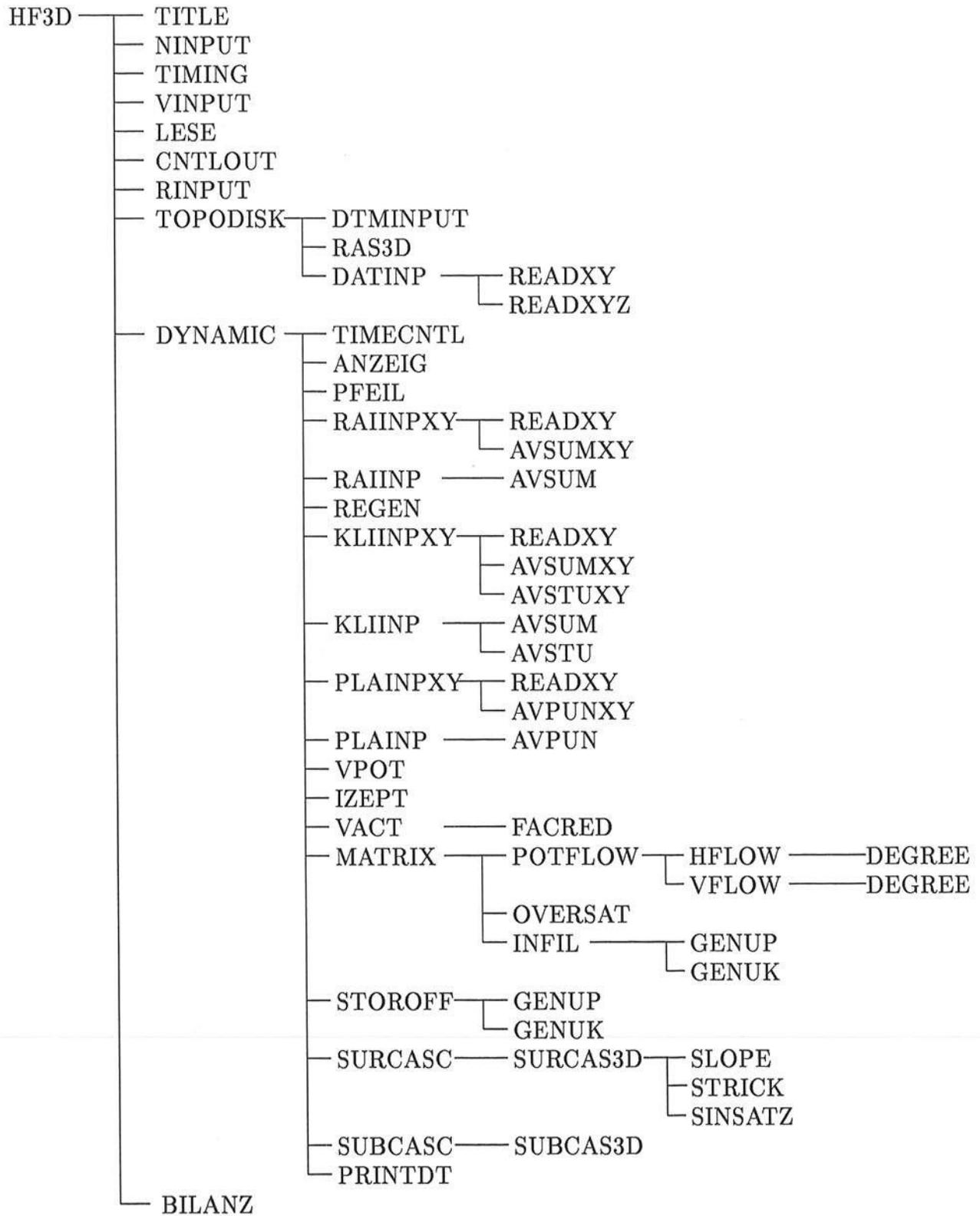


Abbildung B.4: Ablaufdiagramm des Modells HILLFLOW-3D

PROGRAMM	FUNKTION DER PROGRAMME
HF1D	Hauptprogramm für HILLFLOW-1D. Interaktive Eingabe der Dateien für Ein- und Ausgabe. Aufrufen der nachfolgenden Unterprogramme.
TITLE	Ein- und Ausgabe von Titelzeilen.
NINPUT	Eingabe des Niederschlagsfiles.
TIMING	Ein- und Ausgabe von Simulationsdauer und Zeitschrittlängen.
LESE	Einlesen einer gemessenen Abflußganglinie.
CNTLOUT	Einlesen der Steuerungsschalter für die Ausgabe.
RINPUT	Einlesen der Fuzzy-Regeln zur Berechnung der Matrixfeuchtebewegungen.
TOPODISK	Vertikale Diskretisierung und Aufrufen der Dateneinleseroutinen.
DATINP	Ein- und Ausgabe von Daten der Oberflächen- und Zwischenschicht und der Boden(matrix)-elemente.
DYNAMIC	Aufrufen der verschiedenen Unterprogramme zur Simulation der Wasserdynamik und der Ausgabe der gewünschten Ergebnisse zu den gewünschten Zeitschritten.
TIMECNTL	Zeitschrittsteuerung.
ANZEIG, PFEIL	Anzeigen der Simulationszeit auf dem Bildschirm.
RAIINP	Kontinuierliches Einlesen der Niederschlagsdaten.
REGEN	Berechnen der aktuellen Niederschlagsintensität.
KLIINP	Kontinuierliches Einlesen der Klimadaten.
PLAINP	Kontinuierliches Einlesen der Klimadaten.
AVSUM	Mittelung von Summendaten.
AVSTU	Mittelung von Stufendaten.
AVPUN	Mittelung von Punktdaten.
VPOT	Berechnen der potentiellen Evapotranspiration.

Tabelle B.1: Unterprogramme im Modell HILLFLOW-1D

PROGRAMM	FUNKTION DER PROGRAMME
IZEPT	Berechnen des aktuellen Inhalts des Interzeptionsspeichers und des Bestandsniederschlags.
VACT	Berechnen der aktuelle Evapotranspiration.
FACRED	Berechnen des Reduktionsfaktors nach Feddes.
MATRIX	Aufruf der Unterprogramme zur Berechnung der Matrixwasserbewegungen.
POTFLOW	Berechnung des potentiellen Flusses zwischen den Elementen der Bodenmatrix.
VFLOW	Berechnung des vertikalen Fluxes zwischen zwei Elementen der Bodenmatrix.
DEGREE	Berechnung des Erfüllungsgrads einer Regel.
OVERSAT	Berechnung des aktuellen Flusses zwischen den Elementen der Bodenmatrix, mit Korrektur eventueller Übersättigung.
INFIL	Berechnung der verschiedenen Komponenten der Infiltration.
GENUP	Berechnung der Bodensaugspannung in Abhängigkeit der (Matrix-)bodenfeuchte nach dem Ansatz von VAN GENUCHTEN.
GENUK	Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit in Abhängigkeit der (Matrix-)bodenfeuchte nach dem Ansatz von VAN GENUCHTEN.
STOROFF	Berechnung des Matrixüberschusses und der Interaktion zwischen Makroporen und Bodenmatrix.
SURFACE	Ermittlung des Oberflächenabflusses.
SUBFACE	Ermittlung des Zwischenabflusses.
PRINTDT	Ausgabe der gewünschten Zwischenergebnisse zu ausgewählten Zeitschritten.
BILACT	Ausgabe der aktuellen Bilanzen zum Ausgabezeitschritt der Bodenfeuchten.
BILANZ	Ausgabe der Wasserbilanz über die gesamte Simulationsdauer.

Tabelle B.1: Unterprogramme im Modell HILLFLOW-1D (Fortsetzung)

PROGRAMM	FUNKTION DER PROGRAMME
HF2D	Hauptprogramm für HILLFLOW-2D.
RASDISK	Erstellen des Rasters für die Berechnung der Wasserbewegung in der Bodenmatrix.
ZUMAOF	Zuordnung der jeweiligen Elemente des Bodenrasters (Bodenfeuchtemodell) zu den zugehörigen Abschnitten der Hangoberfläche (Oberflächenabflußmodell) und umgekehrt.
READX	Einlesen von x-verteilten Daten (für jeden Oberflächenabschnitt).
READXZ	Einlesen von x-z-verteilten Daten (für jeden Oberflächenabschnitt und jede vertikale Diskretisierungseinheit).
RAIINPX	Kontinuierliches Einlesen von verteilten Niederschlagsdaten.
KLIINPX	Kontinuierliches Einlesen von verteilten Klimadaten.
PLAINPX	Kontinuierliches Einlesen von verteilten Pflanzendaten.
AVSUMX	Mittelung von verteilten Summendaten.
AVSTUX	Mittelung von verteilten Stufendaten.
AVPUNX	Mittelung von verteilten Punktdaten.
HFLOW	Berechnung des horizontalen Fluxes zwischen zwei horizontal benachbarten Elementen der Bodenmatrix.
SURCASC	Berechnung des Oberflächenabflusses. Aufstellen des Vektors für die Kaskadenberechnung.
CASCADE	Durchführung der Kaskadenberechnung.
VMITT	Berechnung der Oberflächenfließgeschwindigkeit nach Gauckler-Manning-Strickler.
SUBCASC	Berechnung des Zwischenabflusses. Aufstellen des Vektors für die Kaskadenberechnung.
VDARCY	Berechnung der Zwischenabflußgeschwindigkeit nach Eagelson (entspr. Darcy-Ansatz).
VGERM	Berechnung der Zwischenabflußgeschwindigkeit nach Germann.
ASOUT	Ermittlung von Abschnittswerten aus Elementwerten.
FE	Durchführung der numerischen Berechnung zur Lösung der kinematischen Welle.

Tabelle B.2: Zusätzliche Unterprogramme im Modell HILLFLOW-2D

PROGRAMM	FUNKTION DER PROGRAMME
SLBNS	Gleichungslöser für lineare, nichtsymmetrische Bandmatrizen.
ZUMAZF	Zuordnung der jeweiligen Elemente des Bodenrasters (Bodenfeuchtemodell) zu den zugehörigen Abschnitten der Zwischenschicht (Zwischenabflußmodell) und umgekehrt.

Tabelle B.2: Zusätzliche Unterprogramme im Modell HILLFLOW-2D (Fortsetzung).  
(die letzten drei UPs werden nur bei der numerischen Lösung benötigt)

PROGRAMM	FUNKTION DER PROGRAMME
HF3D	Hauptprogramm für HILLFLOW-3D.
DTMINPUT	Einlesen der digitalen Höhendaten und der Einzugsgebietsgrenzen.
RAS3D	Erstellen des 3D-Rasters für die Berechnung der Wasserbewegung in der Bodenmatrix.
READYX	Einlesen von x-y-verteilten Daten (für jedes Oberflächenraster).
READYXZ	Einlesen von x-y-z-verteilten Daten (für jedes Oberflächenraster und jede vertikale Diskretisierungseinheit).
RAIINPXY	Kontinuierliches Einlesen von x-y-verteilten Niederschlagsdaten.
KLIINPXY	Kontinuierliches Einlesen von x-y-verteilten Klimadaten.
PLAINPXY	Kontinuierliches Einlesen von x-y-verteilten Pflanzendaten.
AVSUMXY	Mittelung von x-y-verteilten Summendaten.
AVSTUXY	Mittelung von x-y-verteilten Stufendaten.
AVPUNXY	Mittelung von x-y-verteilten Punktdaten.
SURCAS3D	Durchführung der Kaskadenberechnung für die Oberfläche.
SLOPE, STRICK, SINSATZ	Functions zur Berechnen des aktuellen Gefälles des Wasserspiegels, der flächen- und richtungsgewichteten Oberflächenrauigkeiten und zur Lösung des Sinussatzes.
SUBCAS3D	Durchführung der Kaskadenberechnung für die Zwischenfläche.

Tabelle B.3: Zusätzliche Unterprogramme im Modell HILLFLOW-3D



# Anhang C

## Simulationsergebnisse der Infiltrationsexperimente am Meßstreifen Saugraben

Im Anhang C sind 8 Simulationsergebnisse für die Infiltrationsversuche am Meßstreifen Saugraben dargestellt. Die Simulationsergebnisse für zwei weitere Versuche befinden sich in Kapitel 4 (Abb. 4.13 - Abb. 4.14).

- Versuche mit Oberflächenabflußbildung
  - Versuch vom 29.6.88, Versuchsflächennr. 24
  - Versuch vom 24.8.88, Versuchsflächennr. 42
  - Versuch vom 24.10.88, Versuchsflächennr. 48
  - Versuch vom 24.10.88, Versuchsflächennr. 51
  
- Versuche ohne Oberflächenabflußbildung
  - Versuch vom 17.8.89, Versuchsflächennr. 6
  - Versuch vom 3.10.89, Versuchsflächennr. 42
  - Versuch vom 4.10.89, Versuchsflächennr. 48
  - Versuch vom 4.10.89, Versuchsflächennr. 51

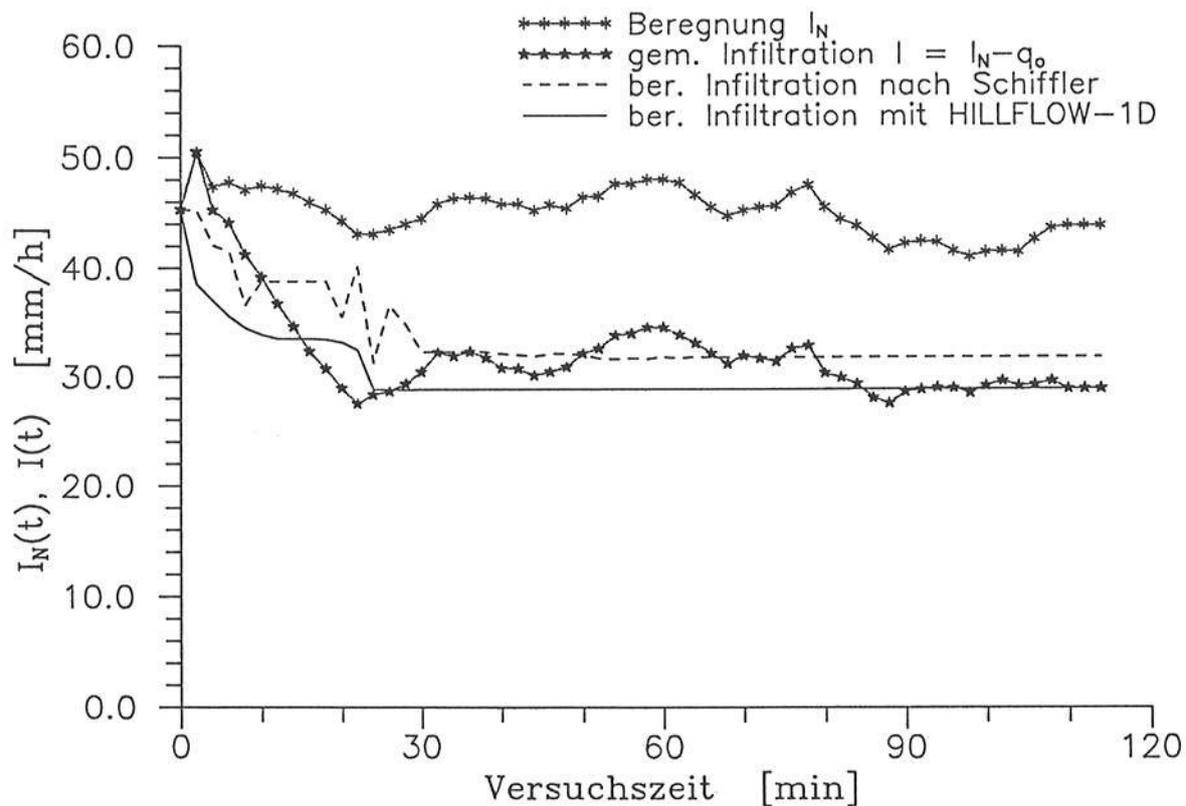


Abbildung C.1: Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 29.6.88, Flächennr. 24

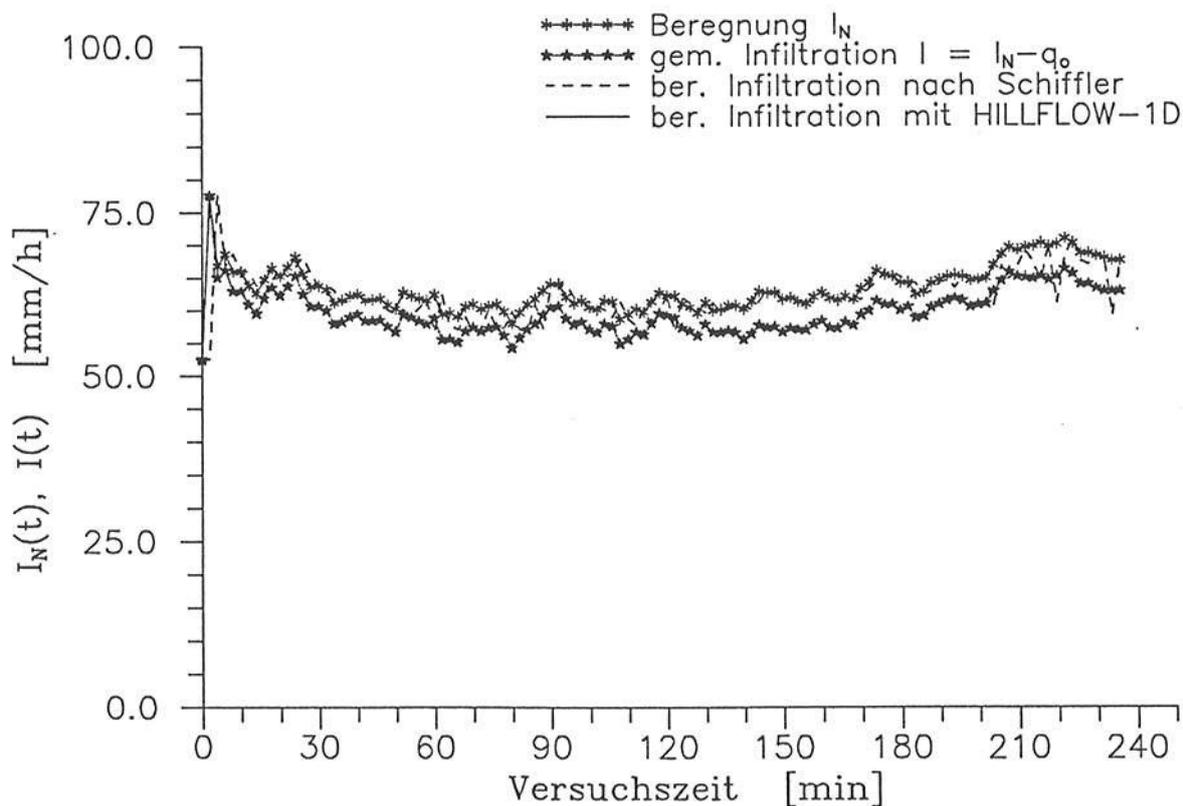


Abbildung C.2: Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 24.8.88, Flächennr. 42

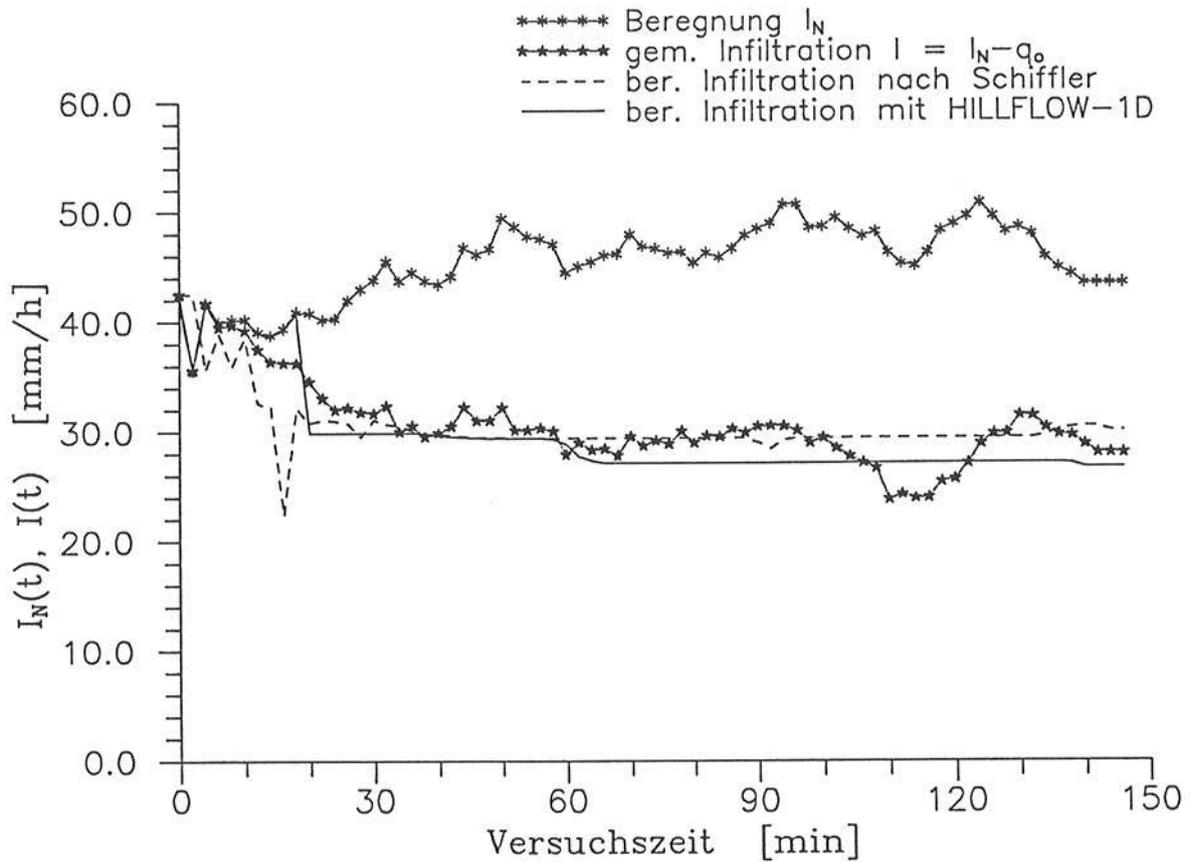


Abbildung C.3: Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 24.10.88, Flächennr. 48

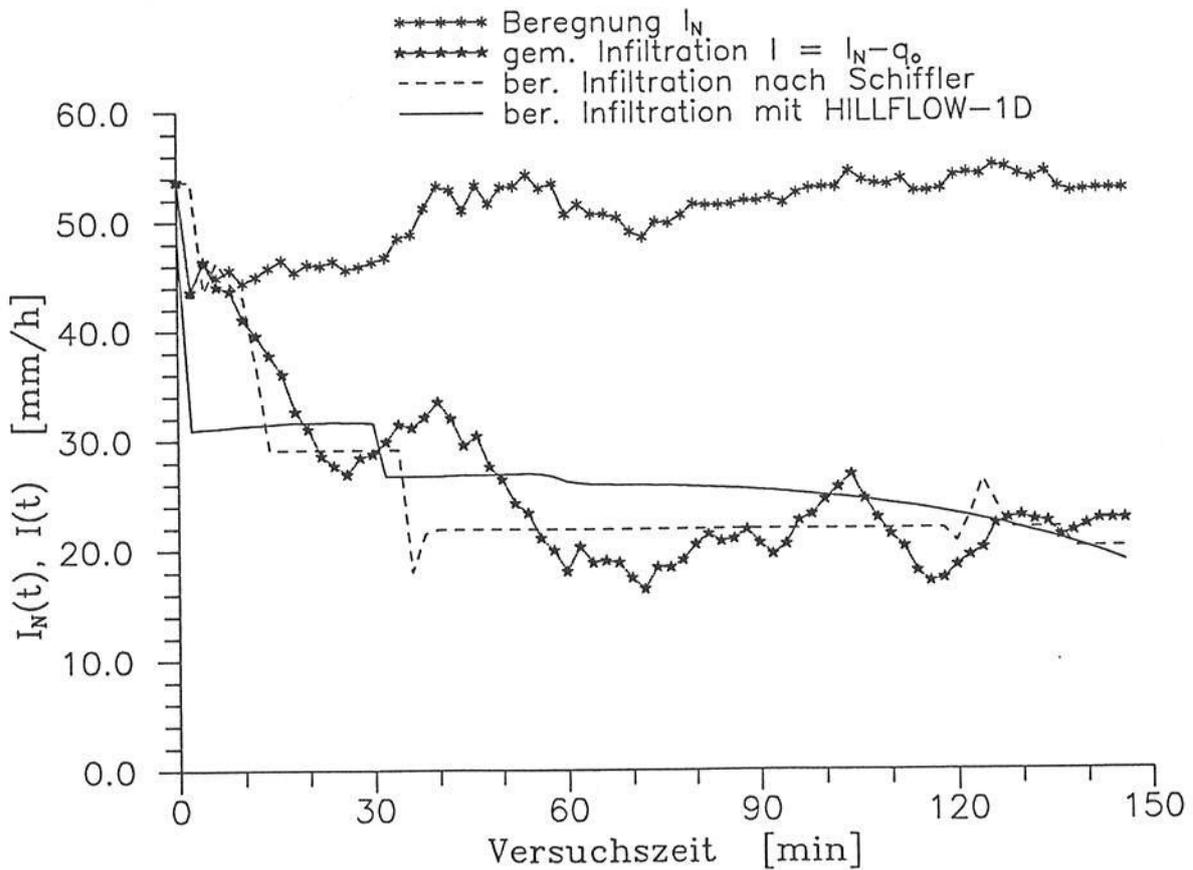


Abbildung C.4: Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 24.10.88, Flächennr. 51

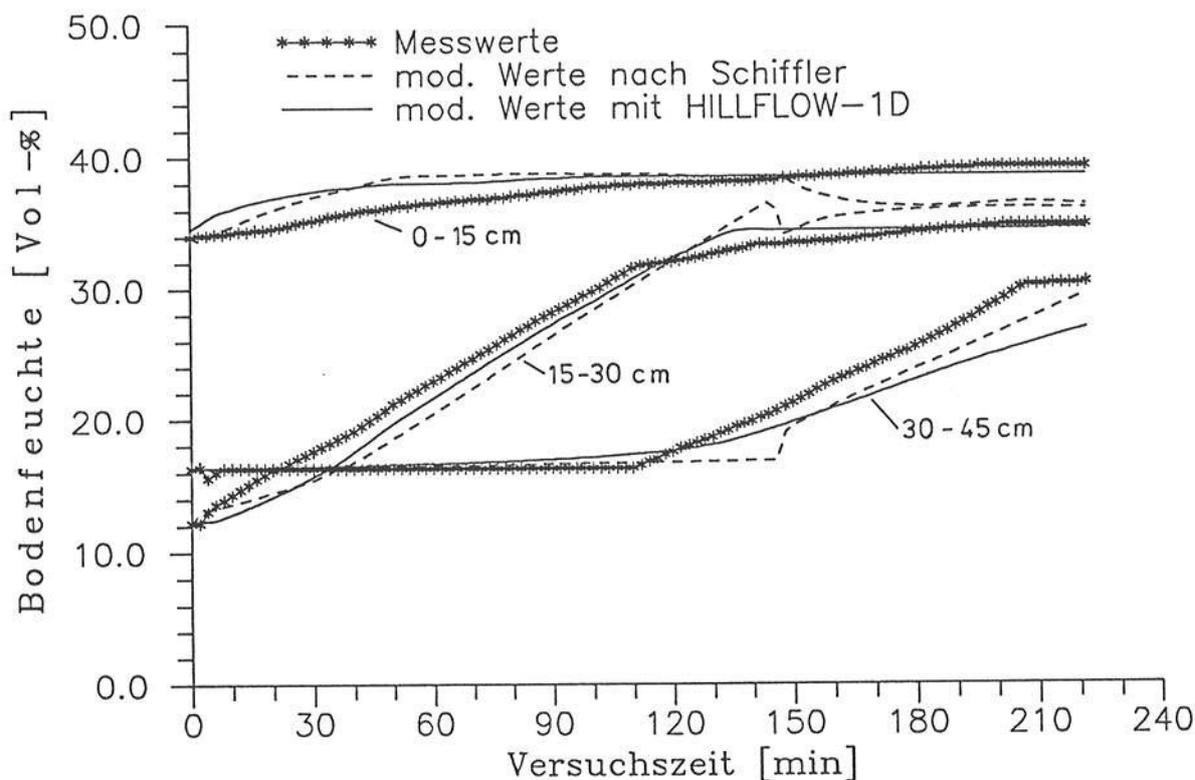


Abbildung C.5: Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 17.8.89, Flächennr. 6

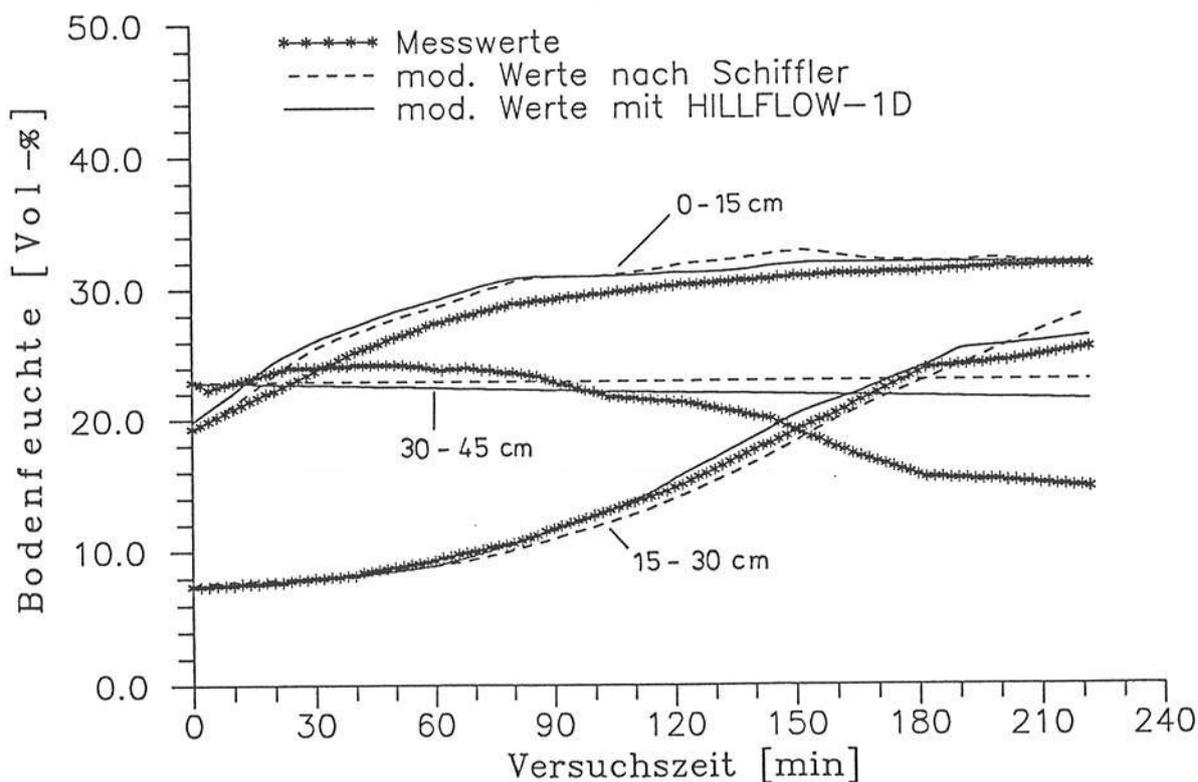


Abbildung C.6: Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 3.10.89, Flächennr. 42

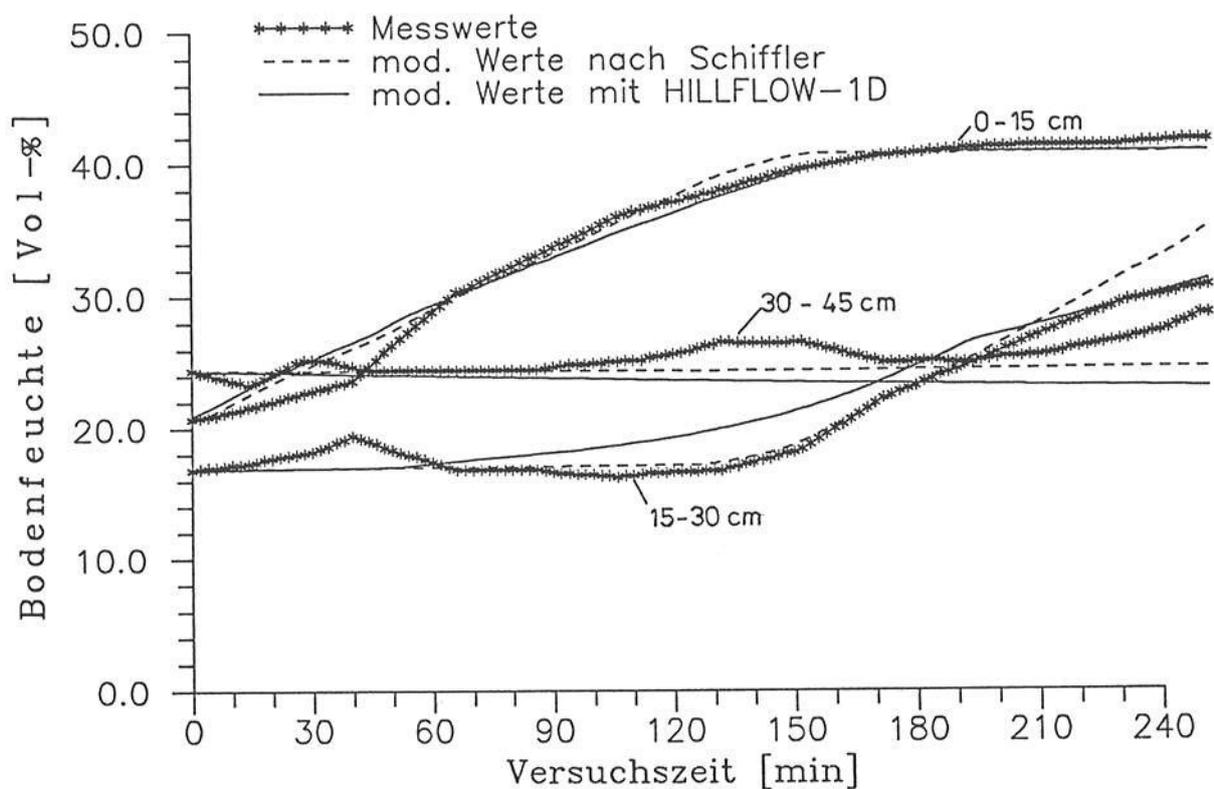


Abbildung C.7: Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 4.10.89, Flächennr. 48

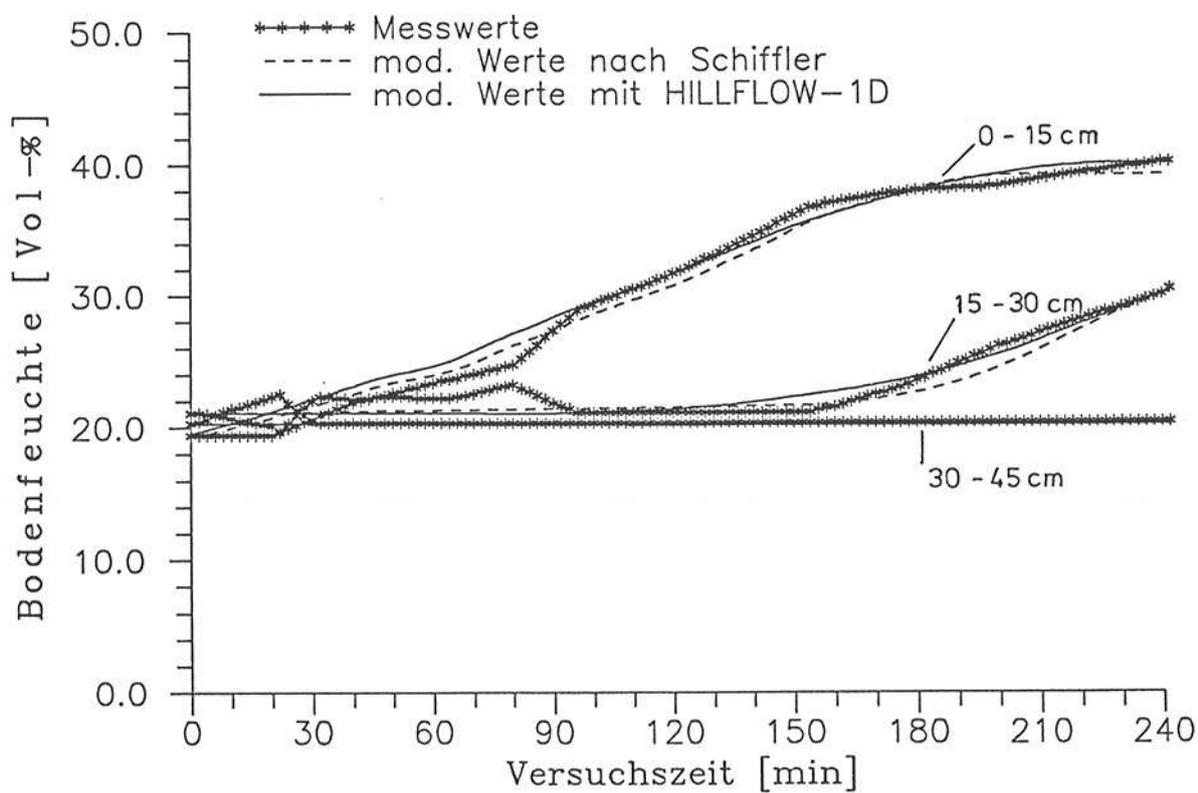


Abbildung C.8: Simulation des Infiltrationsexperimentes vom 4.10.89, Flächennr. 51



# Anhang D

## Simulationsergebnisse der Berechnungsversuche auf Hängen im Weiherbachgebiet

Im Anhang D sind die Bodenparameter der Simulationen der Hangberechnungen aufgelistet sowie die Ergebnisse der Simulationsergebnisse von 14 Hangberechnungsversuchen auf den verschiedenen Berechnungspartellen graphisch dargestellt. Die Darstellungen für die übrigen vier Experimente befinden sich in Kapitel 4 (Abb. 4.25 - Abb. 4.28).

- Bodenparameter für die Simulation der Hangberechnungsversuche
  
- Hangmeßparzelle auf dem Meßhang 1 (Neuenbürger Pfad)
  - Experiment vom 24.10.1990 (ohne Vorberechnung)
  
- Hangmeßparzelle auf dem Meßhang 4 (Ebertsberg)
  - Experiment vom 27.8.1990
  - Experiment vom 29.8.1990 (ohne Vorberechnung)
  - Experiment vom 27.8.1991
  - Experiment vom 4.9.1991
  - Experiment vom 12.9.1991

- Hangmeßparzelle auf dem Gewinn Leierfass
  - Experiment vom 11.6.1991
  - Experiment vom 25.6.1991 (1. Experiment)
  - Experiment vom 25.6.1991 (2. Experiment)
  
- Hangmeßparzelle auf dem Gewinn Weiherberg
  - Experiment vom 28.10.1991
  - Experiment vom 31.10.1991
  - Experiment vom 31.3.1992
  - Experiment vom 2.4.1992
  - Experiment vom 4.4.1992

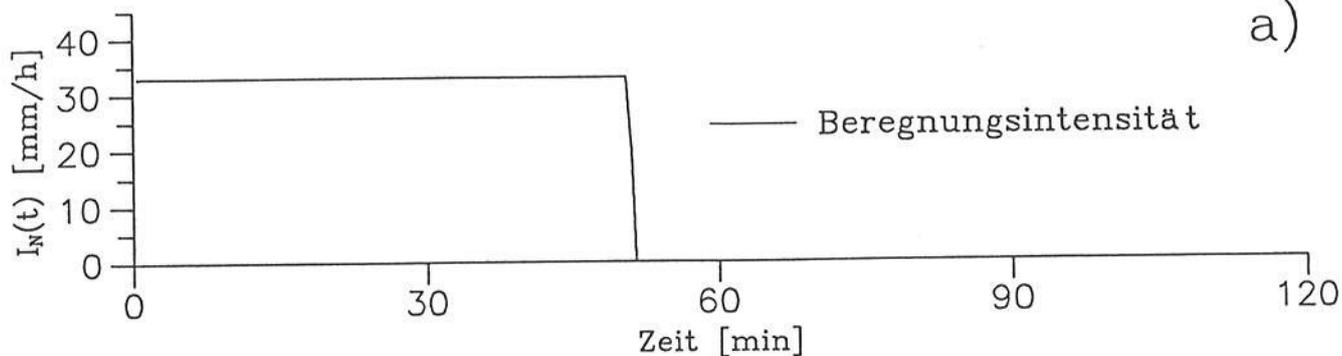
Bezeichnung des Hanges	Versuchs- datum	$k_s$ [mm/h]	$\theta_s$ [Vol%]	$H_Z$ [cm]	$V_{mak}$ [Vol%]	$k_{St}$ [m <sup>1/3</sup> /s]
Neuen- bürger Pfad	19.10.90	3.8	39			
		4.2	39	20	0.3	10
		4.2	39			
Neuen- bürger Pfad (o.V.)	24.10.90	3.4	41			
		3.4	41	35	0.3	9
		3.4	41			
Neuen- bürger Pfad (m.V.)	24.10.90	3.8	39			
		4.2	39	20	0.3	10
		4.2	39			
Eberts- berg	23.08.90	3.0	40			
		3.0	40	30	0.25	6
		3.0	40			
Eberts- berg	27.08.90	3.0	40			
		3.0	40	15	0.53	9
		3.0	40			
Eberts- berg (o. V.)	29.08.90	3.0	41			
		3.0	41	25	0.25	9
		3.0	41			
Eberts- berg (m. V.)	29.08.90	3.0	40			
		3.0	40	30	0.25	9
		3.0	40			
Eberts- berg	27.08.91	2.8	38			
		2.8	38	20	0.30	9
		2.8	38			
Eberts- berg	4.09.91	3.2	39			
		3.2	39	35	0.10	9
		3.2	39			
Eberts- berg	12.09.91	3.2	38			
		3.2	38	60	0.05	9
		3.2	38			

Tabelle D.1: Bodenparameter für die Simulation der Hangberegnungsversuche. (Die drei Werte für  $k_s$  und  $\theta_s$  stehen jeweils für die Schichten 0-15 cm, 15-30 cm, 30-45 cm)

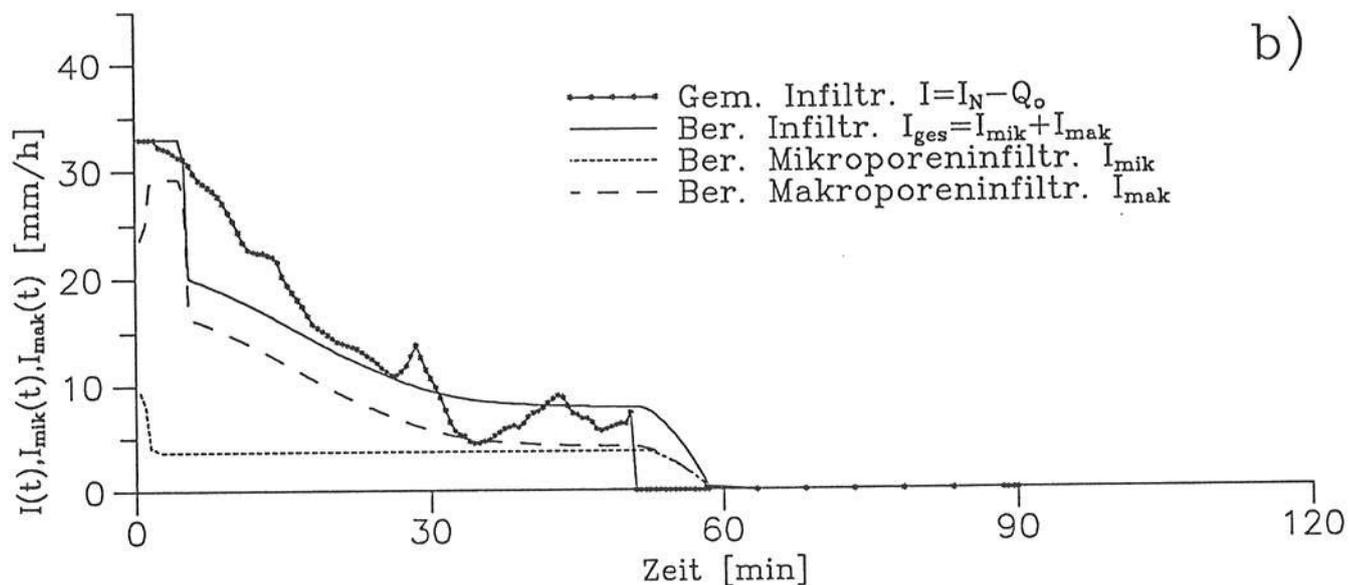
Bezeichnung des Hanges	Versuchs- datum	$k_s$ [mm/h]	$\theta_s$ [Vol%]	$H_Z$ [cm]	$V_{mak}$ [Vol%]	$k_{St}$ [m <sup>1/3</sup> /s]
Leier- faß	11.06.91	3.6	41			
		3.6	41	50	0.20	9
		3.6	41			
Leier- faß (o.V.)	25.06.91	3.2	40			
		3.2	40	35	0.15	9
		3.2	40			
Leier- faß (m.V.)	25.06.91	3.2	40			
		3.2	40	35	0.15	9
		3.2	40			
Weiher- berg (Parzelle 1)	28.10.91	3.5	38			
		2.5	38	15	0.30	12
		2.0	38			
Weiher- berg (Parzelle 1)	31.10.91	3.5	38			
		2.5	38	15	0.30	12
		2.0	38			
Weiher- berg (Parzelle 2)	31.03.92	2.0	40			
		2.0	40	20	0.30	9
		2.0	40			
Weiher- berg (Parzelle 3)	2.04.92	2.3	40			
		2.3	40	20	0.40	9
		2.3	40			
Weiher- berg (Parzelle 4)	4.04.92	2.8	42		0.20	9
		2.8	42	20	bis	bis
		2.8	42		0.60	3

Tabelle D.1: Bodenparameter für die Simulation der Hangberegnungsversuche (Fortsetzung)

a)



b)



c)

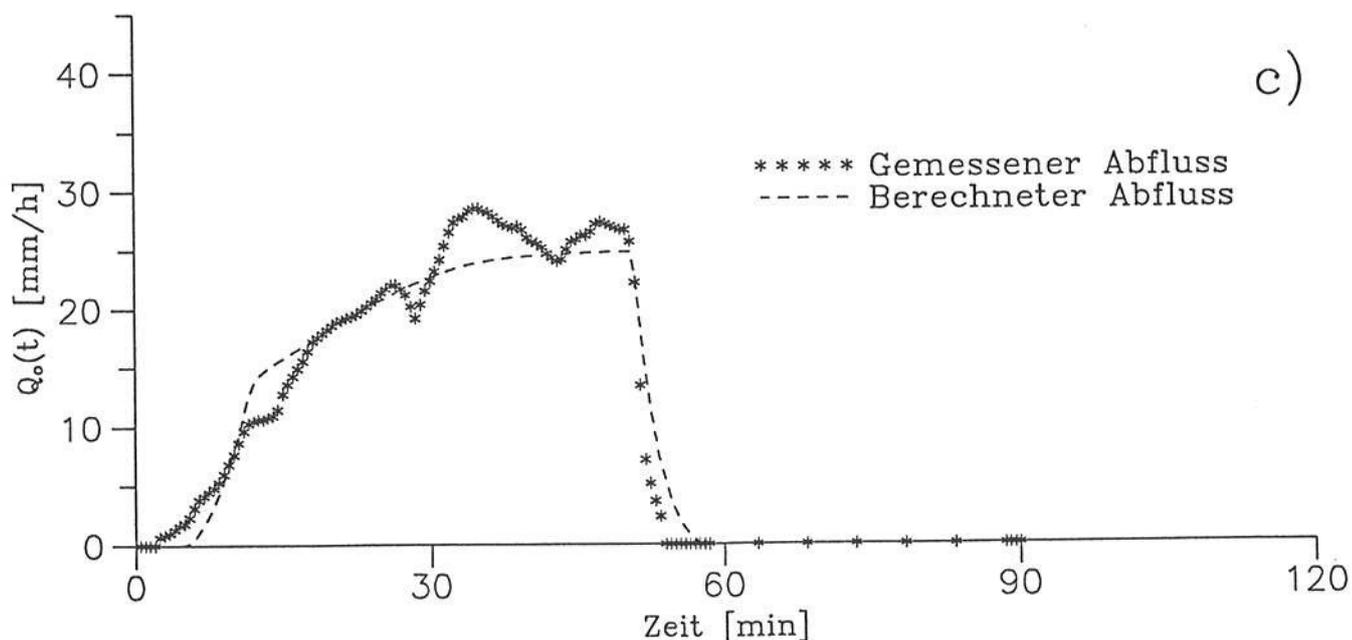


Abbildung D.1: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Neuenbürger Pfad“ vom 24.10.1990 (ohne Vorberegnung).

(a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)

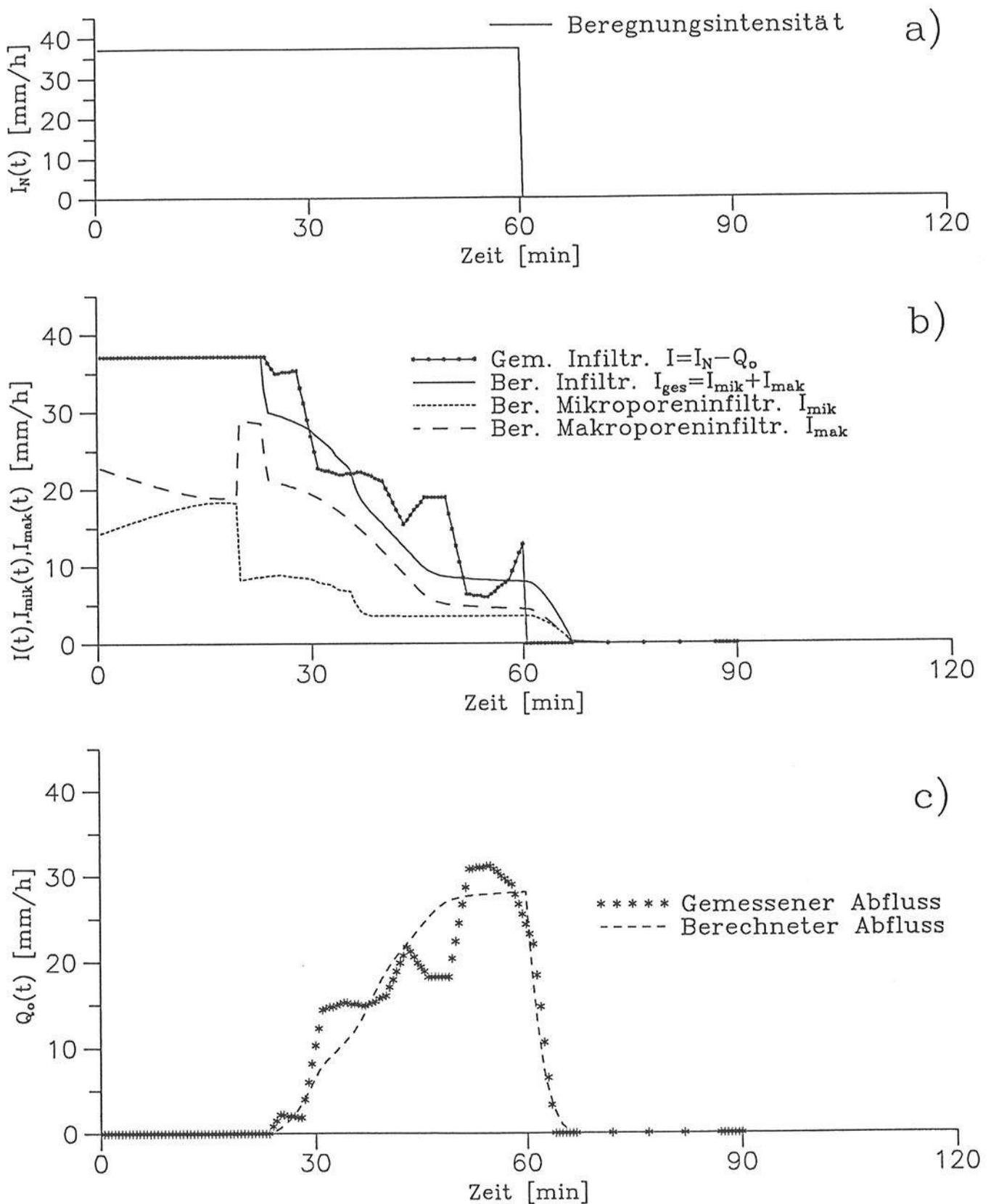


Abbildung D.2: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Ebertsberg“ vom 27.8.1990.

(a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)



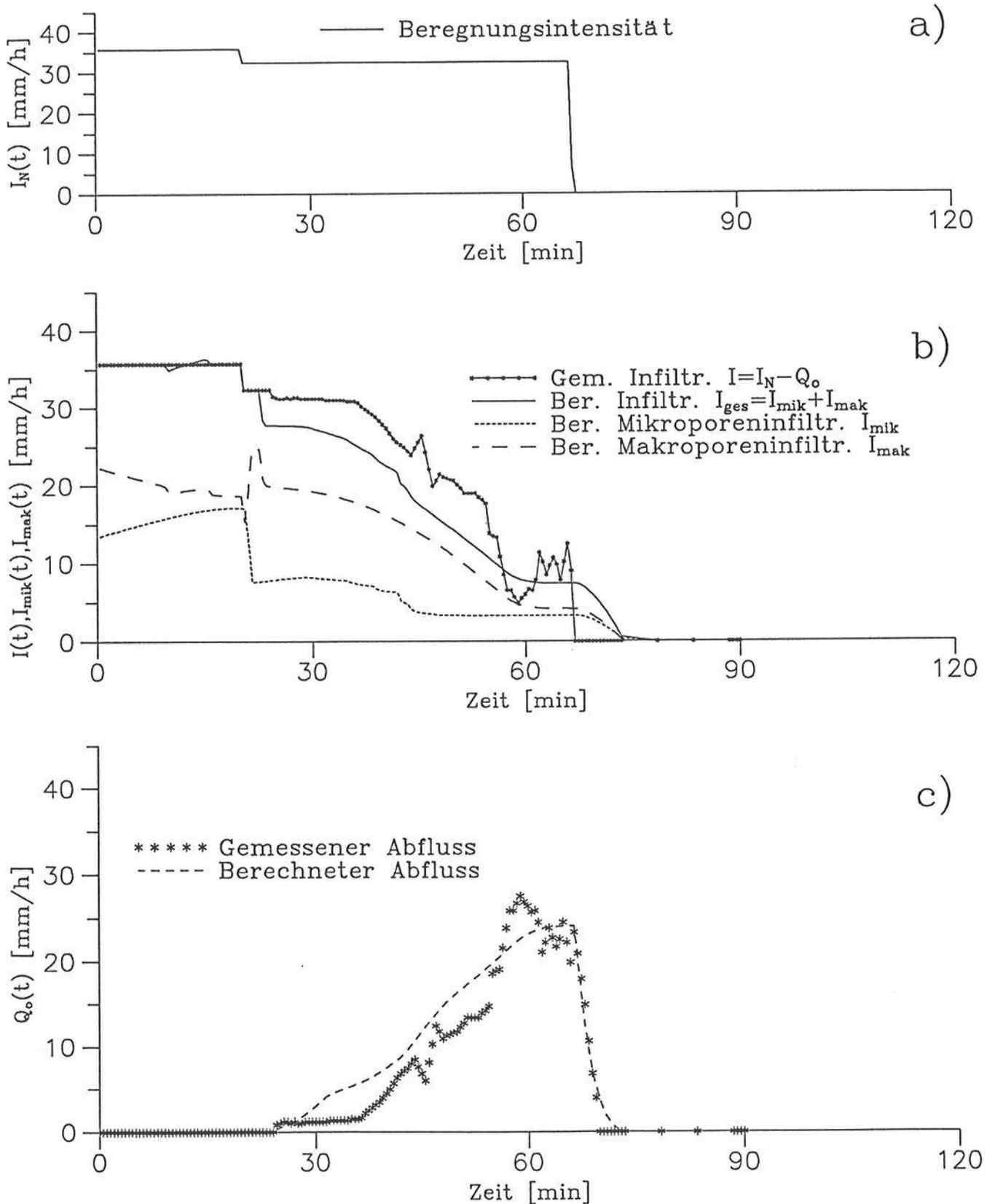


Abbildung D.4: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungparzelle „Ebertsberg“ vom 27.8.1991.

(a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)

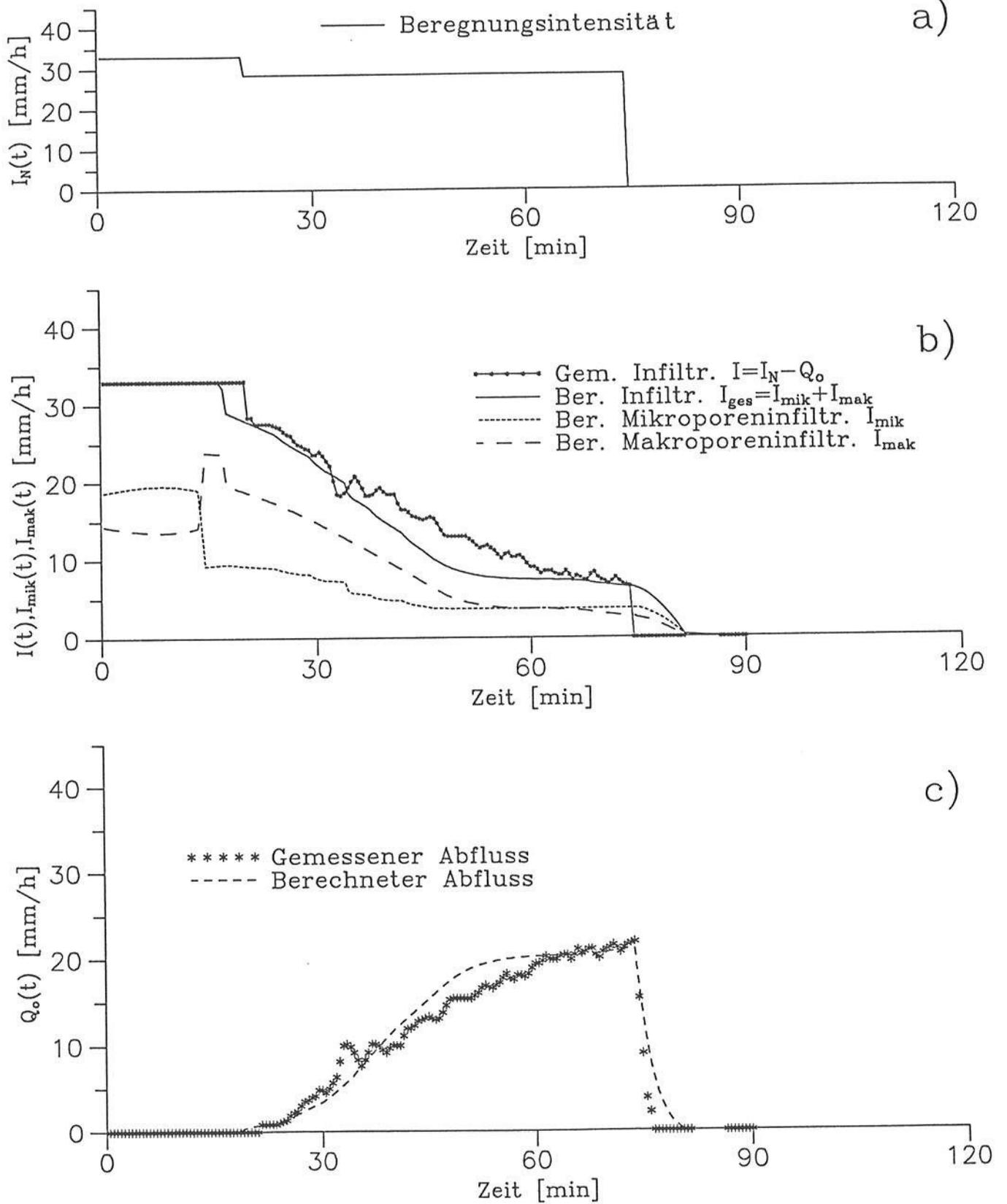


Abbildung D.5: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Ebertsberg“ vom 4.9.1991.

(a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)

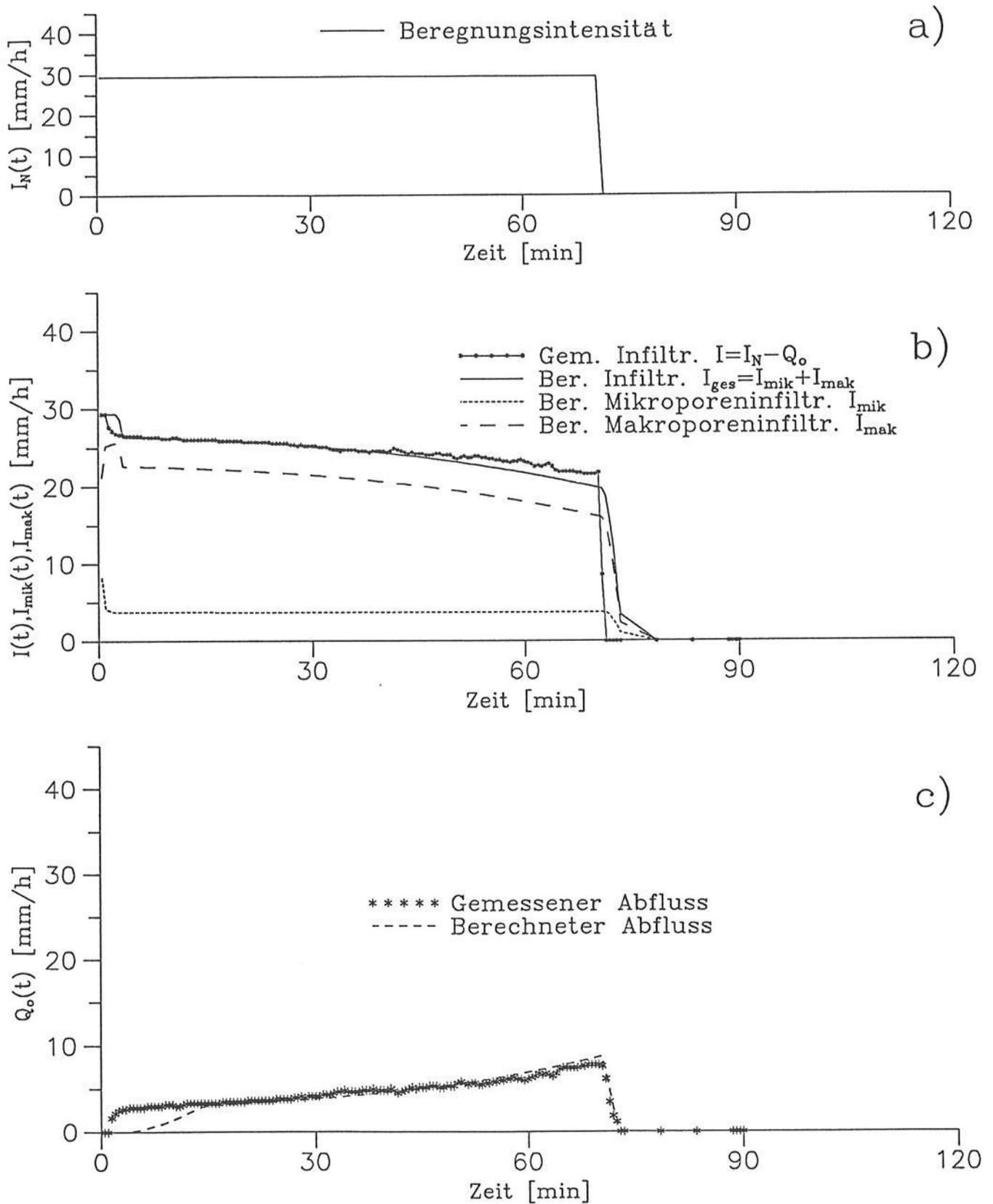
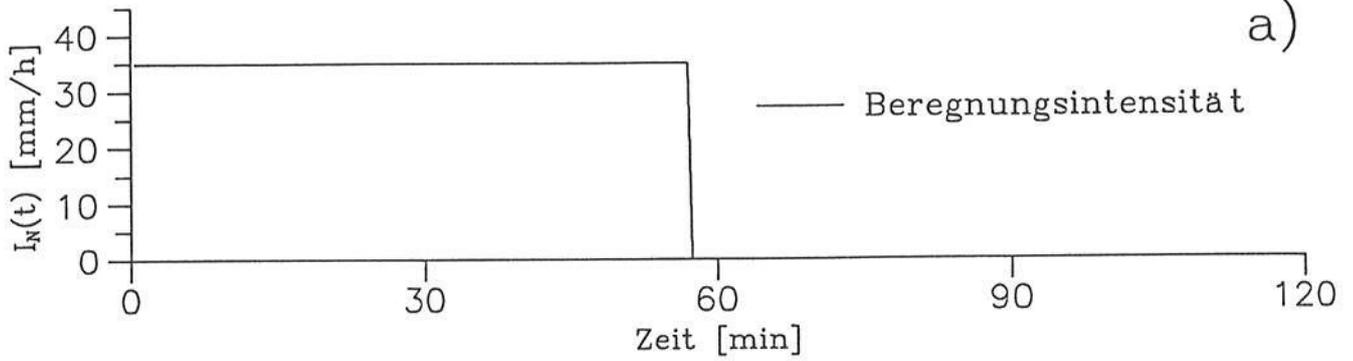


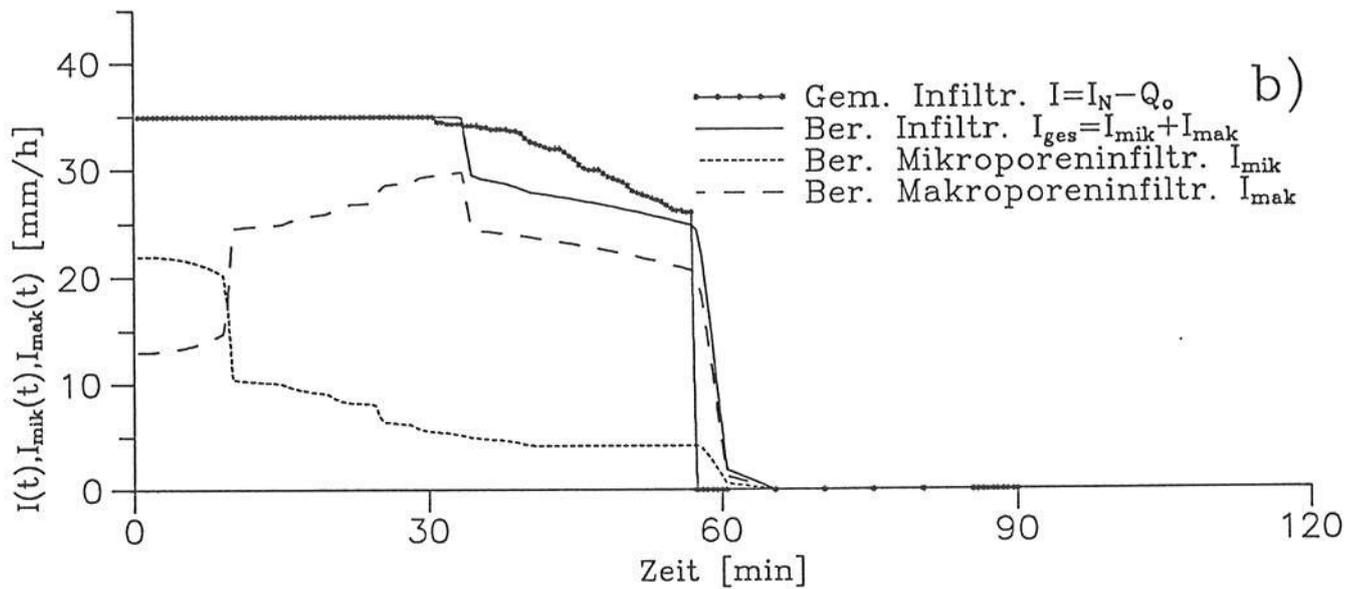
Abbildung D.6: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Ebertsberg“ vom 12.9.1991.

(a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)

a)



b)



c)

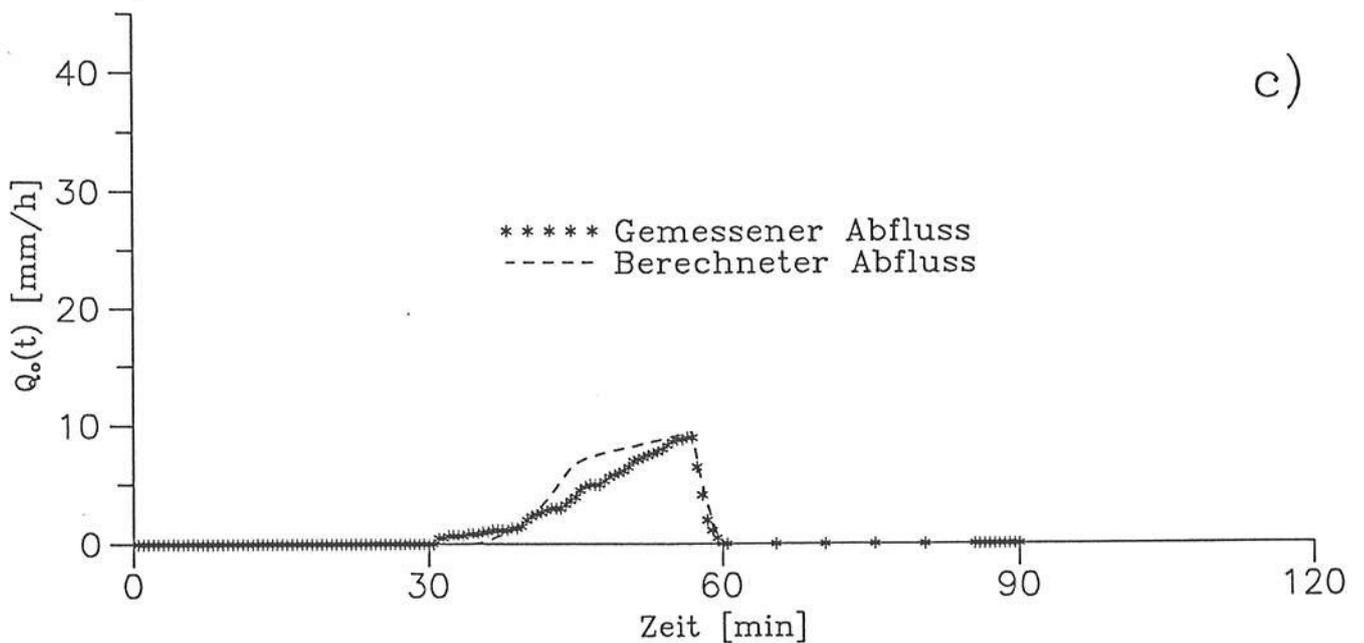


Abbildung D.7: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Leierfaß“ vom 11.6.1991 (1. Experiment).

(a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)

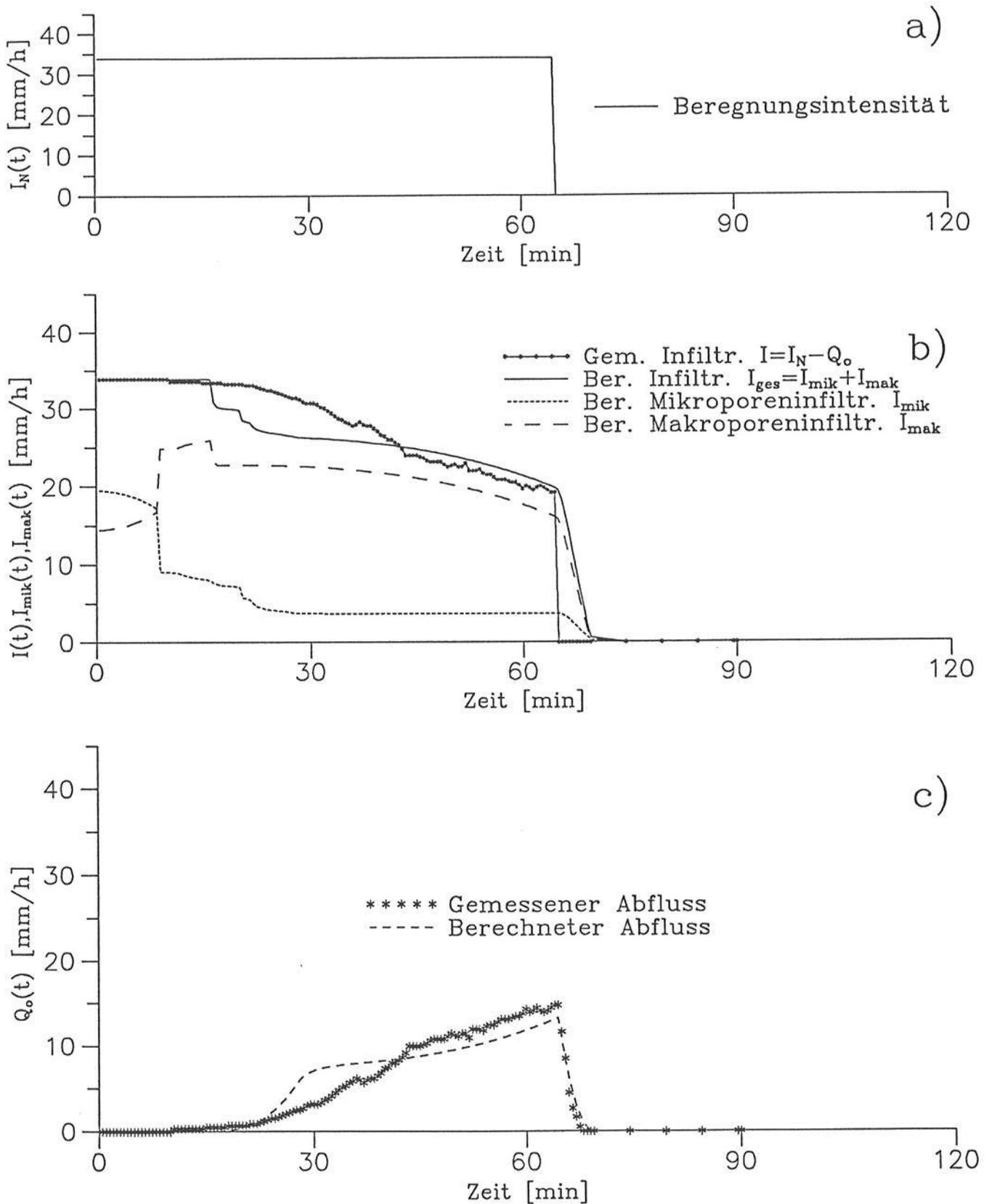


Abbildung D.8: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Leierfaß“ vom 25.6.1991 (1. Experiment).

(a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)

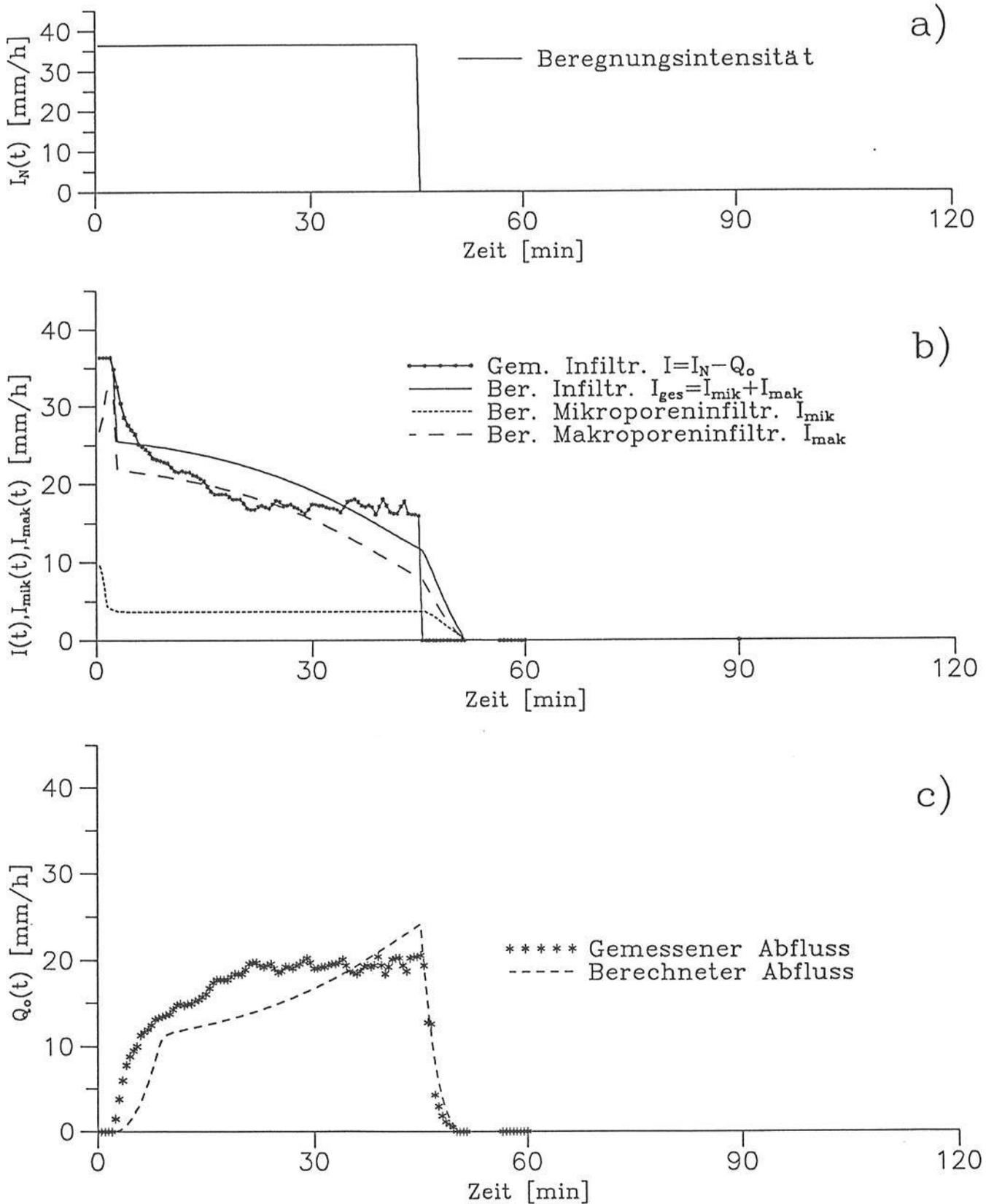


Abbildung D.9: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungspartelle „Leierfaß“ vom 25.6.1991 (2. Experiment).

(a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)

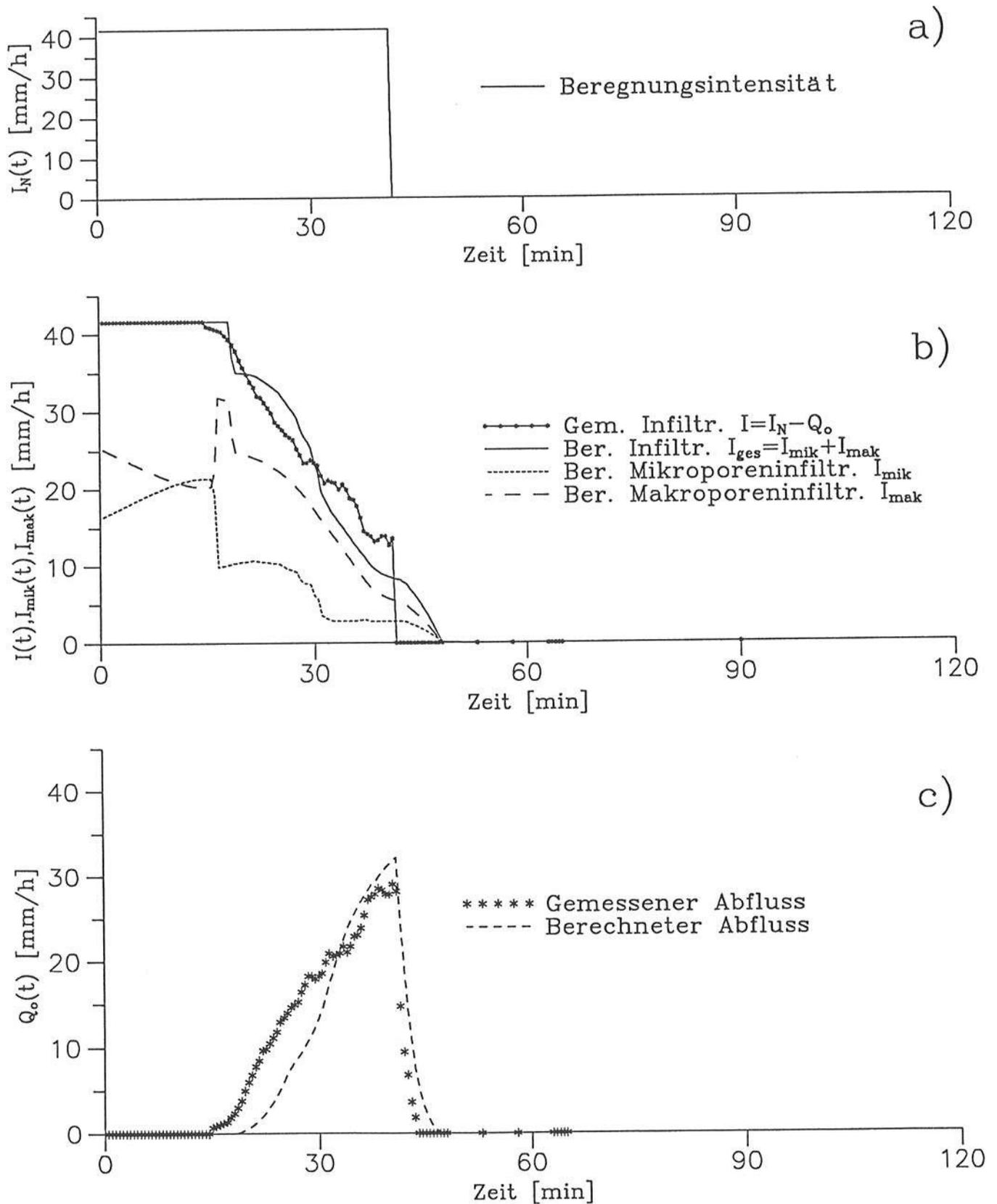


Abbildung D.10: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Weiherberg“ vom 29.10.1991.

(a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)



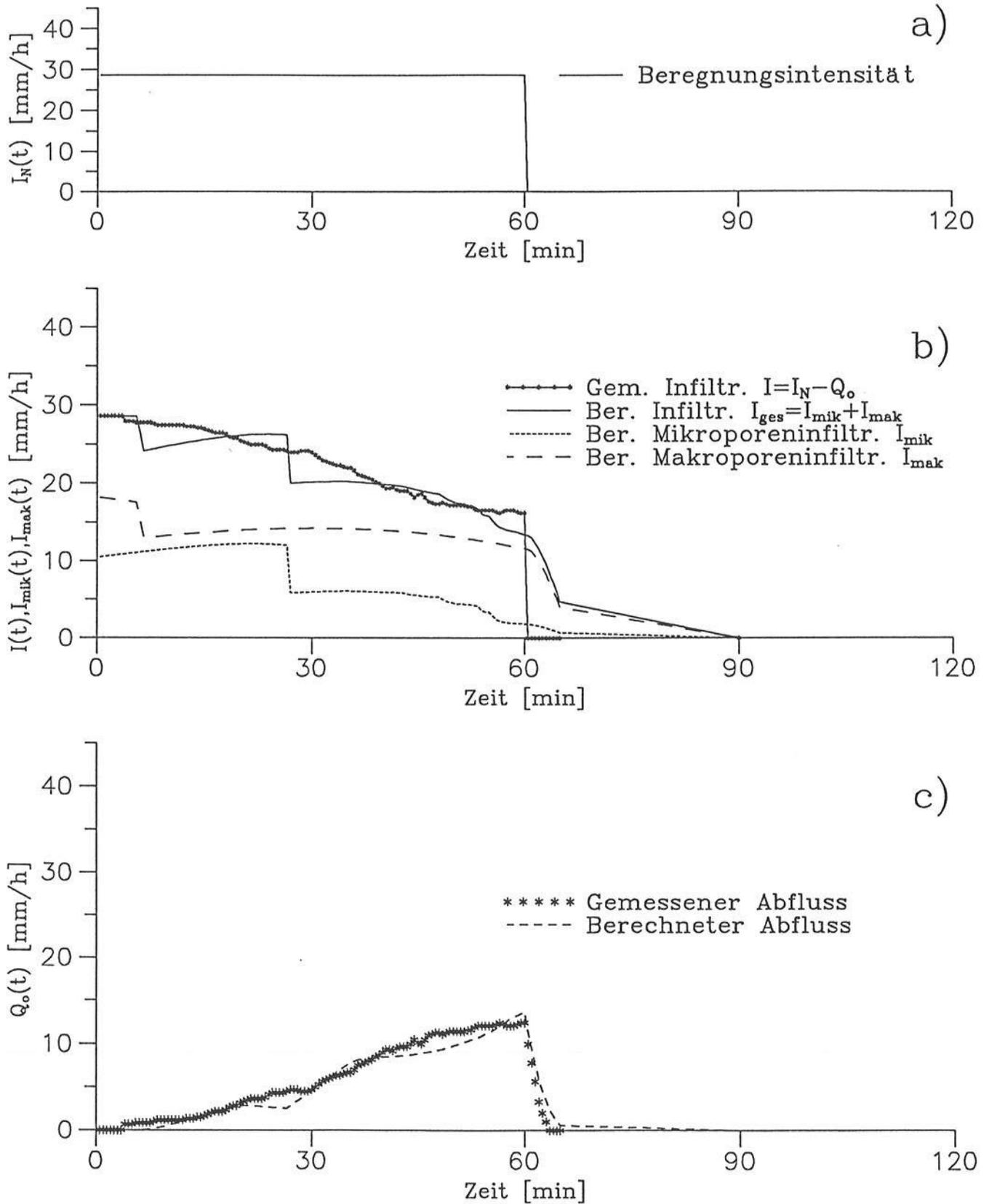


Abbildung D.12: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Weiherberg“ vom 31.3.1992.

(a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)

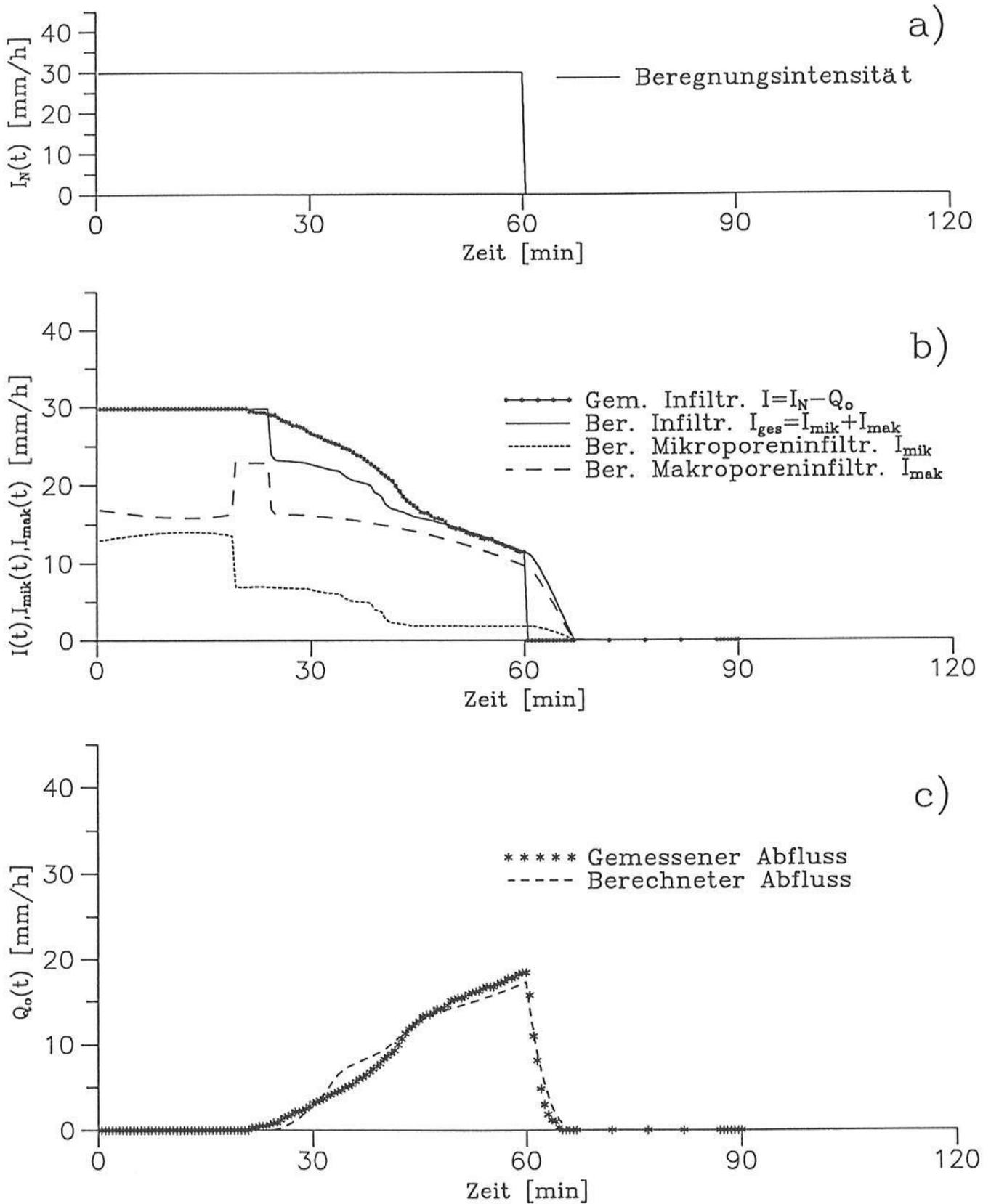


Abbildung D.13: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Weiherberg“ vom 2.4.1992.

(a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)

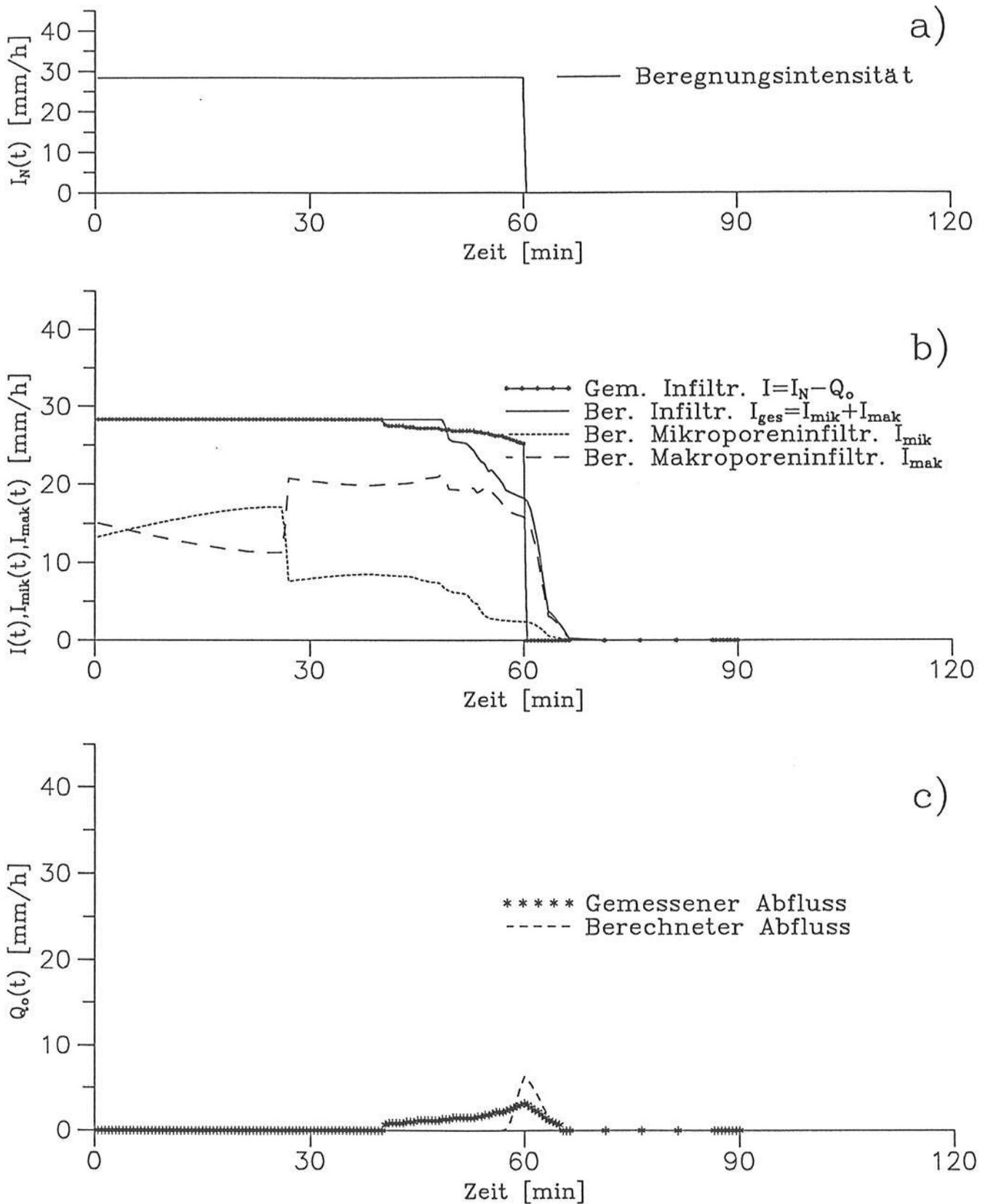


Abbildung D.14: Messung und Simulation der Wasserflüsse auf der Beregnungsparzelle „Weiherberg“ vom 4.4.1992.

(a: Beregnungsintensität; b: Infiltrationsverlauf; c: Oberflächenabfluß)