

Rolf SCHRÖDER

**Modellierung
von Verschlämmung und Infiltration
in landwirtschaftlich genutzten
Einzugsgebieten**

Herausgeber:

K.A. Boesler - R. Dikau - E. Ehlers - R. Grotz - P. Höllermann - M. Winiger

Schriftleitung: H.-J. Ruckert



**Modellierung
von Verschlammung und Infiltration
in landwirtschaftlich genutzten
Einzugsgebieten**

Rolf SCHRÖDER

**Modellierung
von Verschlämmung und Infiltration
in landwirtschaftlich genutzten
Einzugsgebieten**

Herausgeber:

K.A. Boesler · R. Dikau · E. Ehlers · R. Grotz · P. Höllermann · M. Winiger

Schriftleitung: H.-J. Ruckert



**Modellierung
von Verschlammung und Infiltration
in landwirtschaftlich genutzten
Einzugsgebieten**

von

Rolf SCHRÖDER

mit 40 Abbildungen, 31 Tabellen
und 23 Anlagen

In Kommission bei
Asgard-Verlag · Sankt Augustin

alle Rechte vorbehalten

ISBN 3 - 537 - 87651 - 3

© 2000 Asgard-Verlag Dr. Werner Hippe GmbH, 53757 Sankt Augustin

Herstellung: Druckerei Martin Roesberg, 53347 Witterschlick

Umschlaggestaltung: G. Storbeck

VORWORT

Ein Mensch kanns manchmal nicht verstehen,
Trifft ein, was er vorausgesehen.

(Eugen Roth)

Als Geograph und Mathematiker fasziniert mich seit langem die Wechselwirkung zwischen dem Verhalten natürlicher Systeme und deren Abbildung in konzeptionellen Modellen. Mein Prozeßverständnis morphologischer Systeme hat dabei wesentlich mein Lehrer Prof. Dr. F. Ahnert geprägt. Einblick in praxisrelevante Modellentwicklungen erlangte ich während meiner mehrjährige Tätigkeit als Hydrologe in einem beratenden Ingenieurbüro. Dabei konnte ich Niederschlag-Abfluß-Modelle auf anwendungsorientierte Fragestellungen mit gutem Erfolg einsetzen. Allerdings blieben eine Reihe von Fragen zur Wechselwirkung der beteiligten Prozesse an der Abflußbildung in mesoskaligen Einzugsgebieten offen. Die Konkretisierung dieser Problematik in zahlreichen Gesprächen mit Prof. Dr. R. Dikau hat zu der vorliegenden Arbeit geführt.

Wesentliche Impulse steuerte weiterhin Priv. Doz. Dr. K. Auerswald bei. Aus intensiven Diskussionen innerhalb seiner Arbeitsgruppe über die Abflußbildung auf landwirtschaftlichen Nutzflächen ging der in dieser Arbeit vorgestellte Modellansatz zur Verschlammung hervor.

Prof. Dr. R. Dikau und Priv. Doz. Dr. K. Auerswald sei an dieser Stelle für ihre stetige Diskussionsbereitschaft sowie die zahlreichen Anregungen und Ermutigungen gedankt.

Als Modellierer ist mir bewußt, daß jedes Modell seine Qualität durch Überprüfung an unter realen Umweltbedingungen erhobenen Daten beweisen muß. Möglich wurde dies durch die Anwendung auf Meßdaten aus dem Hollmuth sowie den BMFT Projekten „Forschungsverbund Agrarökosysteme München (FAM)“ und „Weiherbach“. All denen, die in mühevoller Kleinarbeit diese Daten zusammengetragen haben, sei an dieser Stelle ausdrücklich gedankt. Neben vielen, mir unbekanntem Helfern möchte ich für die problemlose Bereitstellung der Meßdaten danken: Prof. Dr. R. Dikau (Hollmuth), Stephan Weigand, Priv. Doz. Dr. K. Auerswald, Antje Kaemmerer, Josef Haider (FAM), Rolf Becker und Thomas Maurer (Weiherbach).

Weiterhin gilt mein Dank Annette Kopp-Schneider, Stephan Weigand und Michael Haase. Sie haben durch stetige Diskussion, Anregung und Beratung nicht unwesentlich zum Gelingen der Arbeit beigetragen. Danken möchte ich auch meiner Familie, die mich auch in schwierigen Phasen der Arbeit stets unterstützte und motivierte und mit leichtem Druck für deren Fertigstellung sorgte.

Schließlich danke ich den Herausgebern der Bonner Geographischen Abhandlungen für die Aufnahme der Arbeit in diese Schriftenreihe.

Koblenz, im September 1999

Rolf Schröder

INHALTSVERZEICHNIS:

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN.....	IX
VERZEICHNIS DER TABELLEN.....	XI
VERZEICHNIS DER ANLAGEN.....	XIII
1. EINLEITUNG.....	1
1.1 Problemstellung.....	1
1.2 Vorgehensweise.....	2
2. LITERATURÜBERBLICK: ABFLUßBILDUNG UND MODELLIERUNG.....	4
2.1 Teilkomponenten der Abflußbildung.....	4
2.1.1 Fließvorgänge im Boden.....	4
2.1.2 Abflußbildung des Hochwasserabflusses.....	5
2.1.3 Räumliche Verbreitung der einzelnen Abflußbildungsmechanismen.....	8
2.2 Simulationsmodelle zur Abflußbildung.....	10
2.2.1 Infiltrationsmodelle.....	10
2.2.2 Modelle zum Abfluß an der Oberflächen und zur Wellenakkumulation.....	13
2.2.3 Modelle zur lateralen Fließbewegung im Boden ("subsurface flow").....	15
2.3 Simulation der Abflußbildung in hydrologischen Modellen.....	15
3. LITERATURÜBERBLICK: INFILTRATION UND BODENVERSCHLÄMMUNG....	18
3.1 Beschreibung des Prozesses.....	18
3.2 Steuernde Prozeßgrößen.....	21
3.3 Verschlammungsverhalten in aufeinanderfolgenden Niederschlagsereignissen.....	25
3.4 Modellierung des Infiltrationsverhaltens bei Bodenverschlammung.....	26
3.5 Zusammenfassung und Schlußfolgerung für die Modellierung.....	28
4. EINZUGSGEBIETSMODELL TOPSIM.....	30
4.1 Modellstruktur.....	30
4.1.1 Modellarchitektur der Prozeßabbildung.....	30
4.1.2 Modellarchitektur zur Raumgliederung.....	33

4.1.3	Kopplung von Prozeßabbildung und Raumlagerung bei Einbeziehung des Zeitmaßstabs.....	36
4.1.4	Datenorganisation der Eingabe- und Ergebnisdaten	37
4.2	Prozeßmodelle der vertikalen Abflußbildung	39
4.2.1	Verschlämmungsmodell H-KIN.....	39
4.2.2	Bodenspeichermodell nach NASIM.....	42
4.2.3	Sättigungsflächenkonzept nach TOPMODEL.....	46
4.2.4	Kopplung der Teilmodelle zum Gesamtmodell.....	52
4.3	Prozeßmodelle zum Oberflächenabfluß (horizontale Wellenakkumulation).....	53
4.3.1	Speichermodell zum Oberflächenabfluß für Hangprofile.....	53
4.3.2	Übertragung des Modells zum Oberflächenabfluß in den Raum.....	55
4.3.3	Kopplung von Oberflächenabfluß und vertikaler Abflußbildung.....	58
5.	MEßGEBIETE ZUR MODELLANWENDUNG.....	59
5.1	Beschreibung der Meßgebiete.....	59
5.1.1	Abflußmessungen und Gebietsabgrenzung.....	59
5.1.2	Klimatische Verhältnisse.....	61
5.1.3	Nutzung.....	61
5.1.4	Pedologie.....	62
5.1.5	Zusammenfassung und Vergleich der Einzugsgebiete.....	62
5.2	Datengrundlage für die Modellanwendung.....	63
5.2.1	Klimatologische Daten.....	63
5.2.2	Nutzungsdaten.....	64
5.2.3	Topographische Daten.....	64
5.2.4	Parameter zur Infiltration und Bodenspeichersimulation.....	65
5.2.5	Parameter zur Simulation des Oberflächenabflusses.....	66
6.	ANWENDUNG DES VERSCHLÄMMUNGSMODELLS H-KIN AUF BEREGNUNGSVERSUCHE.....	68
6.1	Beschreibung der Infiltrationsversuche.....	68
6.2	Simulation durch das Verschlämmungsmodell H-KIN.....	69
6.3	Abhängigkeit des Modells von Niederschlagsenergie, Bedeckung und Bodenfeuchte.....	72
6.4	Ableitung repräsentativer Modellparameter für Feldhydrotope (Ackerschläge).....	74
6.5	Abhängigkeit des Infiltrationsmodells H-KIN von Bodenkenngrößen.....	75
6.6	Vergleich mit den Beregnungsversuchen von Haider.....	80
6.7	Zusammenfassung und Schlußfolgerungen für die weitere Modellierung.....	81
7.	VERHALTEN DES VERSCHLÄMMUNGSMODELLS H-KIN ÜBER NUTZUNGS- ZYKLEN.....	82
7.1	Modellsensitivität: Einfluß von Niederschlag und Bedeckung.....	82
7.2	Modellsensitivität: Einfluß der Nutzung.....	83

7.3	Modellsensitivität: Einfluß von Bodeneigenschaften.....	87
8.	SIMULATION DES OBERFLÄCHENABFLUSSES FÜR NUTZUNGSZYKLEN IM PARZELLENMAßSTAB.....	89
8.1	Modellanwendung im Hollmuth.....	89
8.1.1	Hollmuth: gemessene Oberflächenabflüsse.....	89
8.1.2	Hollmuth: Simulation mit dem Verschlammungsmodell H-KIN.....	90
8.1.3	Hollmuth: Simulation mit dem Bodenspeicheransatz (NASIM).....	97
8.1.4	Hollmuth: Simulation mit dem Sättigungsflächenmodell (TOPMODEL).....	100
8.2	Modellanwendung in Scheyern.....	101
8.2.1	Scheyern: Gemessene Oberflächenabflüsse.....	101
8.2.2	Scheyern: Simulation mit dem Verschlammungsmodell H-KIN.....	103
8.2.3	Scheyern: Simulation mit dem Bodenspeicheransatz (NASIM).....	107
8.2.4	Scheyern: Simulation mit dem Sättigungsflächenmodell (TOPMODEL).....	110
8.2.5	Scheyern: Modellkombination des Verschlammungs- u. Sättigungsflächenmodells.....	112
8.3	Modellanwendung Weiherbach.....	113
8.3.1	Weiherbach: Gemessene Abflüsse.....	113
8.3.2	Weiherbach: Simulation mit dem Verschlammungsmodell H-KIN.....	114
8.3.3	Weiherbach: Simulation mit dem Bodenspeicheransatz (NASIM).....	117
8.3.4	Weiherbach: Simulation mit dem Sättigungsflächenmodell (TOPMODEL).....	118
8.3.5	Weiherbach: Modellkombinationen.....	118
9.	SIMULATION DES OBERFLÄCHENABFLUSSES FÜR EINZELEREIGNISSE IM EINZUGSGEBIETSMABSTAB.....	119
9.1	Simulation des Oberflächenabflusses im Hollmuth.....	119
9.2	Simulation des Oberflächenabflusses im FAM.....	121
9.3	Simulation der Oberflächenabflüsse am Neuenbürger Pfad, Weiherbach.....	125
10.	VERGLEICHENDE ANALYSE DER SIMULATIONSERGEBNISSE IM HOLLMUTH, IN SCHEYERN UND AM WEIHERBACH.....	131
11.	ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE UND PERSPEKTIVEN.....	135
12.	SUMMARY.....	138
13.	LITERATUR.....	140
14.	ANHANG.....	175

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

2.1 Elemente der Abflußbildung im Hochwasserfall.....	6
2.2 Unterschiedliche Mechanismen eines "subsurface flow" (nach McDonnell, 1990).....	8
3.1 Mechanismen zur Bildung einer Verschlammungsschicht (verändert, nach Le Bissonnais, 1990).....	19
3.2 Abhängigkeit der Infiltrationsrate von der Niederschlagsenergie (nach Morin & Benyamini, 1977)	22
3.3 Einfluß des Tongehaltes auf den Verfallsmechanismus und die Verschlammungsneigung...	24
4.1 Modellkonzeption des Modells TOPSIM.....	31
4.2 Anteil der dominierenden Nutzung an der Gesamtfläche des Rasterelementes.....	35
4.3 Datenorganisation der Eingabedaten im NA-Modell TOPSIM.....	38
4.4 Verlauf der potentiellen Infiltrationsrate im Modell H-KIN.....	39
4.5 NASIM Bodenfeuchtemodell: Zu- und Abflüsse in den Bodenspeicher in Abhängigkeit zur Bodenfeuchte.....	44
4.6 Speicheranordnung in TOPMODEL.....	49
4.7 Abflußbeziehung im Gitternetz beim „multiple flow“-Algorithmus.....	56
4.8 Basislänge zur Berechnung des Gefälles zwischen Rasterelementen.....	57
4.9 Wichtung des Abflusses zu Nachbarelementen in Abhängigkeit zur „Länge der Berührkanten“.....	57
6.1 Anpassung des Verschlammungsmodells H-KIN an Beregnungsversuche in Scheyern.....	69
6.2 Beziehungen zwischen den Modellparameter des Infiltrationsmodells H-KIN für die Beregnungen in Scheyern.....	71
6.3.a Infiltrationsverläufe bei Beregnungen mit unterschiedlicher Beregnungsintensität.....	72
6.3.b Infiltrationsverläufe für Beregnungen mit unterschiedlicher Bedeckung.....	72
6.3.c Infiltrationsverläufe bei Beregnungen von Parzellen mit unterschiedlicher Anfangsbodenfeuchten	73
6.4.a Beziehung zwischen der Endinfiltration und Bodenkenngrößen, Beregnungsversuche Gut Scheyern.....	76
6.4.b Beziehung zwischen der Endinfiltration und Bodenkenngrößen, Beregnungsversuche Gut Scheyern.....	77
6.4.c Beziehung zwischen Anfangsinfiltrationsrate und Bodenkenngrößen.....	79
7.1.a Niederschlagsmenge und -intensität für das Jahr 1994 in Scheyern.....	84
7.1.b Simulierte potentielle Infiltrationsraten und Oberflächenabflüsse für Schwarzbrache (Beispieljahr 1994).....	84

7.1.c	Bedeckung, simulierte Infiltrationsraten und Oberflächenabflüsse für Ackerschläge mit erosionsminderndem Anbau (Scheuern, Beispieljahr 1994).....	84
8.1.a	Gemessene Oberflächenabflüsse der Meßparzellen im Hollmuth bei unterschiedlicher Vegetation [mm pro Abflußereignis].....	90
8.1.b	Gemessene Oberflächenabflüsse der Feldmeßpunkten im Hollmuth (Jeweils Mittelwerte von zwei Meßpunkten, [mm pro Abflußereignis]).....	91
8.2.a	Simulierte Oberflächenabflüsse bei unterschiedlichen Modellansätzen für die Schwarzbracheparzelle / Hollmuth [mm pro Abflußereignis].....	92
8.2.b	Oberflächenabflüsse der Feldmeßpunkte bei Simulation mit dem Verschlammungsmodell H-KIN [mm pro Abflußereignis].....	95
8.3	Gemessene und simulierte Bodenfeuchten im Hollmuth (Bodenfeuchtemodell NASIM).....	99
8.4	Gemessene Abflüsse in Scheuern für ausgewählte Einzugsgebiete [mm pro Ereignis].....	101
8.5	Berechnete Oberflächenabflüsse für unterschiedliche Modellansätze in Scheuern, Beispiel Einzugsgebiet E2 [mm pro Abflußereignis].....	104
8.6	Verteilung des $\ln(A/\tan B)$ -Index für die Einzugsgebiete E1 - E7 des Kehrfeldes.....	111
8.7	Gemessene Abflüsse im Einzugsgebiet Weiherbach (Pegel Menzingen und Neuenbürger Pfad) [mm pro Abflußereignis].....	113
8.8	Simulierte Oberflächenabflüsse für unterschiedliche Modellansätze, Neuenbürger Pfad, Weiherbach [mm pro Abflußereignis].....	116
9.1	Vergleich gemessener und simulierter Abflüsse für die Meßparzelle P7 im Hollmuth (Schwarzbrache, 2-m Länge).....	120
9.2	Einfluß des Manning-Rauheitsbeiwertes auf den simulierten Abfluß (Beispiel Ereignis 27. 5. 1993, Einzugsgebiet E2, Scheuern).....	122
9.3	Simulierte Schichtdicke des Oberflächenabflusses für das Einzugsgebiet E2, Scheuern während des Ereignis vom 27. 5. 1993.....	124
9.4	Simulierte und gemessene Hochwasserabflüsse, Pegel Neuenbürger Pfad.....	126
9.5	Simulierte Schichtdicken des Oberflächenabflusses für drei Ereignisse im Einzugsgebiet Neuenbürger Pfad, Weiherbach.....	128

VERZEICHNIS DER TABELLEN

2.1 Klassifizierung von Infiltration und Oberflächenabfluß und deren Simulation in hydrologischen Modellen.....	17
4.1 Nutzungsaufteilung bei einheitlicher Nutzung je Rasterelement.....	35
5.1 Jahresniederschläge in den Meßgebieten.....	61
5.2 Bodenparameter für den Bodenspeicheransatz in den Meßgebieten.....	65
5.3 Ausgewählte Manning-Rauheitsbeiwerte nach Haider (1996) und Gerlinger (1997).....	67
6.1 Statistische Kenngrößen der Parameter zum Infiltrationsmodell H-KIN aus 57 Berechnungen in Scheyern.....	71
6.2 Modellparameter zum Verschlammungsmodell für die Feldhydrotupe in Scheyern.....	74
6.3 Multiple Regression zwischen den Parametern von H-KIN und Bodenkenngrößen	78
6.4 Berechnungsversuche durch Haider (1994): gemessene Bodenkenngrößen und approximierte Modellparameter.....	81
7.1 Modellsensitivität bei unterschiedlicher Nutzung.....	86
7.2 Modellsensitivität bei unterschiedlicher Nutzung: Extremereignisse, nach Jahreszeit sortiert.....	87
7.3 Modellsensitivität bei Veränderung der Bodenparameter.....	88
8.1.a Gemessene Abflüsse an den Meßparzellen im Hollmuth (in mm).....	94
8.1.b Simulierte Abflüsse im Verschlammungsmodell H-KIN an den Meßparzellen im Hollmuth.....	94
8.2 Gemessene und simulierte Abflüsse der Feldmeßpunkte im Hollmuth [mm].....	96
8.3 Kenngrößen der Wasserbilanz bei Simulation mit dem Bodenfeuchtemodell (NASIM).....	98
8.4 Simulierte Oberflächenabflüsse im Bodenfeuchtemodell (NASIM) an den Meßparzellen... ..	98
8.5 Gemessene Abflüsse in Scheyern [mm].....	102
8.6.a Simulierte Oberflächenabflüsse mit dem Verschlammungsmodell H-KIN.....	106
8.6.b Simulierte Oberflächenabflüsse in Scheyern für unterschiedliche Modellansätze.....	108
8.7 Sensitivität des Bodenspeichermodells (NASIM) / Scheyern.....	109
8.8 Simulierte Oberflächenabflüsse für das Einzugsgebiet Neuenbürger Pfad.....	114
8.9 Simulierte Oberflächenabflüsse am Neuenbürger Pfad für unterschiedliche Anbaufrüchte..	115
9.1 Simulation des Oberflächenabflusses im Parzellenmaßstab (Hollmuth): Einfluß variabler Infiltrationsraten und Parzellenlängen	121
9.2 Einfluß von Manning-Rauheitsbeiwert und der effektiven Abflußbreite auf den Oberflächenabfluß für das Ereignis vom 27. 5. 1993.....	122
9.3 A_0 -Infiltration des Oberflächenabflusses im Einzugsgebiet E6 in Abhängigkeit zum Infiltrationsvermögen der Grasmulde für das Ereignis vom 27. 5. 1993.....	123

9.4	Simulierte und gemessene Abflußspitzen / Einzugsgebiet Neuenbürger Pfad.....	125
9.5	Einfluß der Infiltration des Oberflächenabflusses (A_o -Infiltration) auf den Gebietsabfluß im Einzugsgebiet Neuenbürger Pfad.....	127
9.6	A_o -Infiltration in einzelne Feldhydrotone im Einzugsgebiet Neuenburger Pfad bei Simulation mit dem Verschlammungsmodell H-KIN.....	129
9.7	A_o -Infiltration in einzelne Feldhydrotone im Einzugsgebiet Neuenbürger Pfad bei Simulation mit dem Bodenfeuchtemodell (NASIM).....	130
10.1	Einsatzmöglichkeiten einzelner Modellansätze zur Simulation des Oberflächenabflusses in Abhängigkeit von unterschiedlichen Umweltbedingungen.....	134

VERZEICHNIS DER ANLAGEN

A-1.1.a	Hollmuth: Lage der Meßparzellen (nach Dikau, 1986).....	155
A-1.1.b	Hollmuth: Lage der Feldmeßpunkte (nach Dikau, 1986).....	155
A-1.2.a	Scheyern: Topographie und Einzugsgebiete mit Abflußmeßstellen.....	156
A-1.2.b	Scheyern: Einzugsgebiete der Abflußmeßstellen im Kehrfeld.....	156
A-1.2.c	Scheyern: Ackerschläge im Kehrfeld.....	157
A-1.2.d	Scheyern: Lage der Beregnungspartellen (nach Kainz & Auerswald).....	157
A-1.3	Weierbach: Lage der Klimastationen, der Pegel Neuenbürger Pfad und Menzingen sowie der Einzugsgebietsgrenzen (nach Merz, 1996).....	158
A-2	Gemessene Niederschläge an der Hollmuth, in Scheyern und am Weiherbach	159
A-3.1	Bedeckungsgrade für unterschiedliche Nutzungen (nach Dikau, 1986).....	161
A-3.2	Bedeckung durch Anbaupflanzen und Mulch, Pflanzenrückstände, Steine u. ä. für Acker- schläge A15-A18 im Klostergut Scheyern (nach Kaemmerer, unveröffentlicht).....	162
A-4.1.a	Hollmuth: Gemessene Abflüsse der Schwarzbracheparzellen nach Dikau, 1986 [mm pro Abflußereignis].....	163
A-4.1.b	Hollmuth: Gemessene Abflüsse der Grasparzellen [mm pro Abflußereignis].....	164
A-4.1.c	Hollmuth: Gemessene Abflüsse der Waldparzelle [mm pro Abflußereignis].....	164
A-4.2	Scheyern: Gemessene Abflüsse an Meßstellen E1 - E7 (nach Weigand, unveröffentlicht) [mm pro Abflußereignis].....	165
A-5	Modellparameter für die Modellanwendung im Hollmuth, in Scheyern und am Weiherbach	167
A-6.a	Scheyern: Simulierte Abflüsse mit dem Verschlammungsmodell H-KIN im Kehrfeld bei einheitlichem Boden und variabler Nutzung [mm pro Abflußereignis].....	168
A-6.b	Scheyern: Simulierte Abflüsse im Verschlammungsmodell H-KIN für die einzelnen Feldhydrotope des Kehrfeldes bei variabler Nutzung und variablen Böden.....	169
A-7	Fließwege zwischen Rasterelementen beim "multiple flow"-Prinzip, Beispiel Einzugsgebiet E6, Klostergut Scheyern, 12,5-m-Raster.....	170
A-8	Weierbach: Fließtiefen des Oberflächenabflusses, Ereignis 27. 8.1994	171
A-9.a	Modellparameter Verschlammungsmodell H-KIN.....	172
A-9.b	Modellparameter im Bodenspeichermodell NASIM.....	172
A-9.c	Modellparameter im Sättigungsflächenmodell TOPMODEL.....	172
A-10	Herleitung des TOPMODEL-Modellansatzes.....	173

A-11 a. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 155
 A-11 b. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 155
 A-12 a. Befreiung fideicommissarischer Erbengüter mit Abfindungsbefreiung 156
 A-12 b. Befreiung fideicommissarischer Erbengüter mit Abfindungsbefreiung 156
 A-12 c. Befreiung fideicommissarischer Erbengüter mit Abfindungsbefreiung 157
 A-12 d. Befreiung fideicommissarischer Erbengüter mit Abfindungsbefreiung 157
 A-13. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 158
 A-14. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 158
 A-15. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 159
 A-16. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 160
 A-17. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 161
 A-18. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 162
 A-19. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 163
 A-20. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 164
 A-21. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 165
 A-22. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 166
 A-23. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 167
 A-24. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 168
 A-25. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 169
 A-26. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 170
 A-27. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 171
 A-28. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 172
 A-29. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 173
 A-30. Hofbuchlage der Erbengüter (nach Dittm. 1988) 174

1. Einleitung

1.1 Problemstellung

Seit Anfang der deterministischen Hydrologie im vorigen Jahrhundert sind zahlreiche Modelle entwickelt worden, um hydrologische Vorgänge zu beschreiben. Dabei wird in einem Modell versucht, den meist sehr komplex verlaufenden Prozeß des Wasserkreislaufs an der Landoberfläche auf einzelne Grundannahmen zu vereinfachen und über numerische Algorithmen quantitativ zu beschreiben.

Die vorliegende Arbeit konzentriert sich auf die Entstehung des Gebietsabflusses aus dem im Einzugsgebiet gefallenen Niederschlag. Modelle, die diesen Teilaspekt des Wasserkreislaufs abdecken, werden als Niederschlags-Abfluß-Modelle (NA-Modelle) bezeichnet. Lange Zeit beherrschte das von Sherman (1932) entwickelte Konzept der Einheitsganglinie in Kombination mit Hortons (1933) Vorstellung, nach der Oberflächenabfluß dann entsteht, wenn die Niederschlagsrate die Infiltrationsrate übertrifft, die NA-Simulation (Burt, 1988). Erst die Verfügbarkeit hochaufgelöster räumlicher Daten (z.B. Digitale Höhenmodelle, DHM) sowie die stetige Zunahme der Rechenleistung moderner Computer haben in den letzten Jahrzehnten zur Entwicklung einer Reihe von räumlich detaillierten, physikalisch basierten Modellen mit Rasterpunktauflösung geführt, die Rückschlüsse auf die Abflußentstehung auch innerhalb eines Einzugsgebietes zulassen (z.B. SHE, HILLFLOW). Wichtige aktuelle Fragestellungen, z.B. zum Einfluß von Nutzungsänderungen auf die Abflußbildung oder zu Verweilzeiten und Abflußpfaden bei einer Kopplung mit Stoffaustrags- oder Erosionsmodellen, können erst mit flächendetaillierten, physikalisch basierten Modellen beantwortet werden. Dabei werden in physikalischen Modellansätzen die Vorgänge der Abflußentstehung über physikalische Gesetzmäßigkeiten ausgedrückt. Gute Ergebnisse wurden bei der Beschreibung der Wasserbewegung im Boden erzielt; die Bodeneigenschaften stellen damit die dominierenden Modellparameter dar.

Messungen von Oberflächenabflüssen für Erosionsmeßparzellen in landwirtschaftlichen Nutzflächen belegen aber immer wieder einen zusätzlichen hohen Einfluß der Nutzung auf den Abfluß (Auerswald & Haider, 1996). Dabei stehen hohe Oberflächenabflüsse in Verbindung mit einer Verschlammung der Bodenoberflächen, bei der sich durch die direkte, mechanische Wirkung des Regentropfenaufschlags eine dünne Schicht an der Bodenoberflächen mit geringer hydraulischer Leitfähigkeit bildet. Über die Schutzwirkung der Vegetation vor dem direkten Regentropfenaufschlag auf der Bodenoberfläche besteht eine starke Nutzungsabhängigkeit.

In der vorliegenden Arbeit soll der Einfluß der Verschlammung auf das Infiltrationsvermögen und die Entstehung des Oberflächenabflusses mit einem einfachen, physikalisch basierten Modellansatz beschrieben und in ein räumlich detailliertes NA-Modell einbezogen werden. Mit dem erweiterten Modell sollen folgende zwei Fragestellungen beantwortet werden:

- Kann durch Einbeziehung der Verschlammung in die Modellierung eine Nutzungsabhängigkeit in der Abflußbildung erreicht werden, wie sie aus Abflußmessungen hervorgeht?
- Welche Auswirkungen hat eine hohe, nutzungsabhängige räumliche Varianz der Abflußbildung als Punktprozeß auf den Skalenübergang zum Gebietsabfluß im Vorfluter?

Zur Beantwortung der Fragestellungen werden Messungen des Oberflächenabflusses in Erosionsmeßparzellen und Beregnungsversuchen (Parzellenmaßstab) einbezogen, die bisher in der Hydrologie nur selten eingesetzt wurden (Connolly & Silburn, 1995). Die Abflußmessungen kleiner Testflächen erlauben wichtige Aussagen zur Entstehung des Oberflächenabflusses als Punktprozeß in der Fläche. Den Abflüssen der Parzellen werden Abflußmessungen des Gesamteinzugsgebietes gegenübergestellt (Einzugsgebietsmaßstab). Dabei erreicht der Oberflächenabfluß erst nach dem Fließvorgang im Einzugsgebiet das Gerinne und bildet den Gebietsabfluß. Während des Fließvorgangs kann neben einer Zeitverzögerung (Retention und Translation) auch eine Veränderung der Abflußvolumens durch Infiltration in den Boden oder Exfiltration aus dem Boden auftreten, welche bisher insbesondere in ihrer räumlichen Wechselwirkung nur selten in Modellanwendungen berücksichtigt werden. Dabei haben Abflußvolumen und -höhe im Parzellenmaßstab, z.B. für die Bodenerosion und den Stoffaustrag, aber auch für Entwässerungsnetze der Feldflur und deren Einfluß auf den Vorflutabfluß, hohe Bedeutung.

1.2 Vorgehensweise

Im Mittelpunkt der Arbeit steht die Entwicklung eines Modells zur Abbildung einer verschlammungsgesteuerten Infiltration (Modell H-KIN). Dieses Teilmodell wird in ein NA-Modell (TOPSIM) integriert, welches bei flächendetaillierter Abbildung weitere Entstehungsmechanismen zum Oberflächenabfluß berücksichtigt.

Für die Modellstruktur wird eine modulare Vorgehensweise gewählt (Haase, 1996). Prägende Prozesse der Abflußbildung sollen identifiziert und über möglichst einfache, die wesentlichen Vorgänge beschreibende Modellansätze abgebildet werden. Die einzelnen Teilmodule werden in einem Gesamtmodell kombiniert, wobei je nach Umweltbedingungen unterschiedliche Teilmodule wirkungsvoll werden können.

Neben dem neu zu entwickelnden Teilmodul zur Verschlammung sind als weitere Module zur Abflußbildung ein Oberflächenabfluß aus Infiltrationsüberschuß (Horton-Abfluß) sowie ein räumlich variabler Sättigungsflächenabfluß vorgesehen. Mit dem NASIM-Bodenspeicher sowie dem TOPMODEL-Ansatz werden zur Abbildung dieser Prozesse existierende Modellansätze verwendet. Dies erlaubt einen Vergleich weit verbreiteter Modelle mit dem Verschlammungskonzept. Neben der Abflußbildung als Punktprozeß wird im Modell weiterhin der Fließvorgang an der Oberfläche bei rasterbezogener Simulation einbezogen. Eine Rückkopplung zum Infiltrationsmodell ist vorgesehen, die zusätzliche Infiltration aus dem Oberflächenabfluß auf Rasterelementen mit durch den Niederschlag noch nicht ausgeschöpftem Infiltrationsvermögen zuläßt.

Eine erste Modellanwendung des Verschlammungsansatzes ist für Beregnungsversuche vorgesehen. Eine Modellüberprüfung für Einzelereignisse sowie eine erste Ableitung von Modellparametern kann erfolgen.

Es schließt sich eine Modellanwendung für Erosionsmeßparzellen und Kleinstzugsgebiete in Ackerschlaggröße an. Unterschiedliche Nutzung bzw. Böden bei sonst gleichen Rahmenbedingungen der Parzellen erlauben, den Einfluß der jeweiligen Parameter isoliert sowohl im Vergleich der Meßwerte als auch der Modellabbildung anzugeben. In diesem Maßstab entscheidend ist die vertikale Abflußaufteilung als Punktprozeß.

Durch die Einbeziehung des Fließvorgangs an der Oberfläche mit Akkumulation des flächig entstandenen Abflusses zum Gebietsabfluß sind zusätzliche Prozesse bei der folgenden Modellanwendung in kleinen Einzugsgebieten zu berücksichtigen. Eine Infiltration des Oberflächenabflusses während des Fließvorgangs an der Oberfläche kann auftreten, die zu einer Reduzierung des Abfluvolumens führt (A_0 -Infiltration). Eine Volumenzunahme ist durch Exfiltration in Verbindung mit der Bildung von Sättigungsflächen möglich. Dabei kann im Einzugsgebietsmaßstab nicht mehr von gleichen Nutzungs- und Bodenbedingungen ausgegangen werden; insbesondere Nutzungsunterschiede führen zu einer räumlich variablen Abflußbildung, deren Einfluß auf den Gebietsabfluß untersucht werden soll.

Vorgesehen ist ein Modelleinsatz in drei unterschiedlichen Simulationsgebieten (Hollmuth, Scheyern und Weiherbach), für die Abflußmessungen aus Forschungsprojekten durch Dikau (1986), dem Forschungsverbund Agrarökosysteme München (FAM) und dem BMFT-Projekt Weiherbach übernommen werden konnten. Durch die Modellanwendung sowohl auf Meßparzellen als auch auf kleine, landwirtschaftlich genutzte Einzugsgebiete wird ein Skalensprung möglich, der allerdings im Vergleich unterschiedlicher Simulationsgebiete erfolgt. Zusätzliche Unterschiede in den Umweltbedingungen (Nutzung, Boden, Topographie) sind bei diesem Vergleich in ihrer Wirkung zu berücksichtigen. Zugleich werden Rückschlüsse auf den Einfluß von Nutzung, Boden und Klima auf die Abflußentstehung und Modellierung möglich. Auch lassen sich jahreszeitliche Unterschiede in der Abflußbildung untersuchen, wie sie z.B. durch Kwaad (1991) zwischen Sommer- und Winterhalbjahr beschrieben wurden.

2. Literaturüberblick: Abflußbildung und Modellierung

2.1 Teilkomponenten der Abflußbildung

Unterschiedliche Prozesse sind wirkungsvoll, bevor der in der Fläche gefallene Niederschlag als Gebietsabfluß das Gerinne erreicht. Kennzeichnend ist dabei die Überlagerung horizontal und vertikal wirkender Prozesse, die häufig unter den Begriffen Abflubaufteilung und Wellenakkumulation zusammengefaßt werden (Maniak, 1988). Ein Verständnis der Abflußbildung setzt die Einbeziehung der räumlich-zeitlichen Interaktion der unterschiedlichen Teilprozesse voraus.

Der Abfluß eines Einzugsgebietes ins Gerinne läßt sich in den Hochwasserabfluß sowie den über längere Zeiträume nahezu konstanten Basisabfluß unterteilen. Auf letzteren wird im folgenden nicht näher eingegangen. Zum Hochwasserabfluß trägt der direkt dem Gerinne zufließende Oberflächenabfluß bei, der entsteht, wenn die Niederschlagsintensität das Infiltrationsvermögen des Bodens übertrifft. Aber auch Transportvorgänge im Boden sind für den Hochwasserabfluß von Interesse, wenn sie mit hohen Fließgeschwindigkeiten erfolgen ("subsurface flow" bzw. "interflow"). Dabei ist eine stetige räumliche Wechselwirkung der Fließwege im Boden und an der Oberfläche gegeben.

2.1.1 Fließvorgänge im Boden

Fließvorgänge in einem homogenen Boden werden bestimmt durch die von der Porenstruktur und dem Wassergehalt abhängige Leitfähigkeit im Boden sowie die Eigenschaft des Bodens, Wasser in seinem Porensystem zu binden und zu speichern (Scheffer & Schachtschabel, 1976). Die Leitfähigkeit ist von der Bodentextur und -struktur abhängig und erreicht unter gesättigten Bedingungen Werte zwischen 10^{-5} und 10^{-3} cm/s. Dabei reduziert sich die Leitfähigkeit mit abnehmender Bodenfeuchte. Gleichzeitig wächst die Saugspannung, die der Summe aller auf das Wasser ausgeübten Kräfte entspricht. Eine Vielzahl von Studien beschäftigen sich damit, Leitfähigkeits- bzw. Saugspannungsverläufe in Abhängigkeit zur Bodenfeuchte aus den Bodeneigenschaften abzuleiten (Scheinost, 1995; Merz, 1996).

Für gut strukturierte natürliche Böden zeigt sich allerdings, daß Infiltration und Wasserbewegung neben dem laminaren Fließvorgang in der Bodenmatrix maßgeblich von Fließprozessen entlang bevorzugter Fließwege ("preferential flow") geprägt sind, die bei Abflußkonzentration wesentlich höhere Fließgeschwindigkeiten zulassen (Demuth & Hiltbold, 1993; Knoblauch, 1996). Hohe Bedeutung kommt dabei nicht kapillaren Poren (Makroporen) zu. Diese Poren können aus Tieraktivitäten (Regenwurmgänge), alten Wurzelgängen oder Trockenrissen u.ä. herrühren. Bei einer Porengröße über 2 mm ist das in den Poren befindliche Wasser nicht mehr maßgeblich durch Kapillarkräfte beeinflusst. Die Wasserbewegung verläuft turbulent und erreicht Fließgeschwindigkeiten, die wesentlich über den in der Bodenmatrix möglichen Werten liegen (Germann & Beven, 1985).

Aber auch durch räumliche Konzentration der Fließbewegung entlang von Abflußbahnen, in denen bei gesättigten Bodenfeuchtebedingungen hohe Fließgeschwindigkeiten auftreten, werden hohe Durchflußraten im Boden erreicht ("fingering", Selker et al., 1992; Flury et al., 1994). Dieser Vorgang ist z.B. bei geschichteten Böden mit unterschiedlicher Leitfähigkeit zu beobachten, für die

auch in Bodenschichten mit niedriger Leitfähigkeit bei Abflußkonzentration in Abflußbahnen („finger“) hohe Fließraten erreicht werden können (Glass et al., 1989).

In lateraler Fließrichtung entlang des Hanggefälles können Stauvorgänge an Horizontübergängen auftreten, die zu schnellem, hangabwärts gerichteten Abfluß unter gesättigten Bedingungen führen (Mosley, 1979). Gleiches gilt für den Übergang vom Boden zum Gesteinsuntergrund (Gutknecht, 1996; McDonnell, 1990). Eine weitere Beschleunigung ist möglich, wenn sich im Bereich bevorzugten Abflusses ein Röhrensystem (pipes) z. B. durch rückschreitende Erosion ausbildet (Atkinson, 1978; Nieber & Warner, 1991; Jones, 1997).

2.1.2 Abflußbildung des Hochwasserabflusses

Das vertikale und horizontale Transportvermögen im Boden bildet die Rahmenbedingungen für das Infiltrationsvermögen des Bodens, welches die Entstehung des Oberflächenabflusses steuert. Zusätzlich prägt die räumlichen Interaktion der beteiligten Prozesse innerhalb des Einzugsgebietes entscheidend die Abflußbildung. Folgende Mechanismen für die Entstehung des Hochwasserabflusses lassen sich unterscheiden:

Oberflächenabfluß aus Infiltrationsüberschuß

Nach Horton (1933) entsteht Oberflächenabfluß, wenn das Infiltrationsvermögen des Bodens unter der Niederschlagsrate liegt (Oberflächenabfluß aus Infiltrationsüberschuß, "Horton overland flow"). Die Infiltration wird bestimmt durch die hydraulische Leitfähigkeit im Boden, welche von der aktuellen Bodenfeuchte und den Bodeneigenschaften abhängt. Einzubeziehnen ist weiterhin das Wasseraufnahmevermögen der Bodenmatrix bis zur Sättigung. Der Prozeß tritt als Punktprozeß ohne direkte räumliche Wechselwirkung auf. Ein Raumbezug besteht nur über variable Bodeneigenschaften. So formulierte Betson (1964) ein "partial area concept", nach dem Horton-Oberflächenabfluß nur in Bereichen des Einzugsgebietes mit geringer hydraulischer Leitfähigkeit, z.B. auf entblößten Felsoberflächen, entsteht.

Eingeschränkter Oberflächenabfluß durch Makroporen

Der Oberflächenabfluß durch Infiltrationsüberschuß kann erheblich durch Infiltration in Makroporen u. ä. reduziert werden. Reichen die Poren bis an die Oberfläche, so dringt das Oberflächenwasser dringt an der Bodenmatrix vorbei in tiefere Bodenschichten ein. Das Gesamtinfiltrationsvermögen eines Oberflächenbereichs (Matrix- und Makroporeninfiltration) wird entscheidend erhöht. Die in die Makroporen infiltrierende Wassermenge ist von Anzahl und Durchmesser der Poren abhängig (vgl. Kap. 2.2.1).

Oberflächenabfluß bei Bodenverschlämmung

Ist die Bodenoberfläche schutzlos dem Niederschlag preisgegeben, so können durch den Regentropfenaufschlag grobe Bodenaggregate zerstört und umgelagert werden. Es entsteht eine dünne Schicht an der Oberfläche mit erheblich reduziertem Infiltrationsvermögen (Verschlammungsschicht). Dieser Mechanismus ist wirkungsvoll auf landwirtschaftlichen Nutzflächen bei einer nach der Bodenbearbeitung groben Oberflächenstruktur. Bei Kopplung an den direkten Regentropfenaufschlag schränkt eine dichte Vegetationsbedeckung die Verschlammung entscheidend ein. Das Infiltrationsvermögen des Bodens wird durch die Leitfähigkeit der dünnen Verschlammungsschicht bestimmt,

die sich zeitlich bei deutlicher Nutzungsabhängigkeit verändert. Dieser Vorgang wird in Kap. 3 näher vorgestellt.

Oberflächenabfluß auf Sättigungsflächen mit räumlich variabler Ausdehnung

Sättigungsflächenabfluß entsteht als räumlich wirksamer Prozeß. Dabei führt in Teilen des Einzugsgebietes erhöhter horizontaler Zufluß im Boden bei eingeschränktem Abfluß zu zunehmender Bodensättigung (Dunne & Black, 1970). Erreicht die gesättigte Bodenzone die Bodenoberfläche, so kann der Boden kein weiteres Wasser aufnehmen. Niederschlag fließt oberflächlich ab. In geringem Maße ist auch eine Exfiltration von Bodenwasser möglich. Unterschiedliche Mechanismen können zu einer verstärkten Bodenvernässung führen. Dunne & Black (1970) beschreiben einen Anstieg des Grundwasserspiegels durch Zufluß aus oberen Hangbereichen. Nach Anderson & Burt (1978) bestimmt die Topographie die Bildung von Sättigungsflächen, die z.B. bei Konvergenz der Fließwege in Hangmulden u.ä. entstehen. Weiterhin bilden sich Sättigungsflächen häufig an ausstreichenden wasserstauenden Bodenhorizonten oder Gesteinsschichten (Gutknecht, 1996).

Sättigungsabfluß steht in Verbindung mit lateralen Fließvorgängen im Boden. Dabei ist die Ausdehnung des gesättigten Bodenbereichs zeitlich variabel und nimmt durch weitere Zuflüsse während eines Niederschlagsereignisses zu. Damit erfüllt der Sättigungsflächenabfluß das von Hewlett & Hibbert (1963) ursprünglich für einen sich ausdehnenden Grundwasserkörper aufgestellte "variable source area"-Konzept.

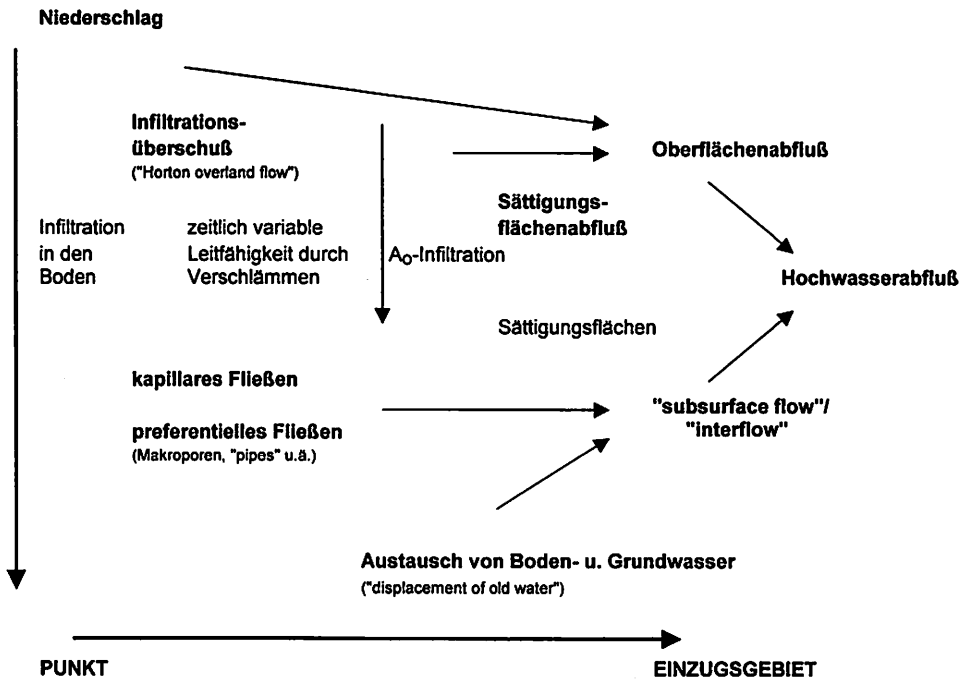


Abb. 2.1 Elemente der Abflussbildung im Hochwasserfall

Infiltration des Oberflächenabflusses während des Fließvorgangs (A_0 -Infiltration)

Bereits innerhalb eines Einzugsgebietes ist eine Abnahme des in der Fläche entstandenen Oberflächenabflusses durch Infiltration (A_0 -Infiltration) möglich, bevor der Abfluß den Gebietsauslaß erreicht. Zu unterschieden sind zwei Mechanismen:

- Mit Ende des Niederschlags nimmt die Niederschlagsintensität ab und sinkt unter die Infiltrationsrate, der Oberflächenabfluß hat aber noch nicht vollständig den Gebietsauslaß erreicht. Ein Teil des Oberflächenabflusses kann vom Boden aufgenommen werden, bis die Infiltrationskapazität erschöpft ist.
- Variiert das Infiltrationsvermögen innerhalb eines Einzugsgebiets, z.B. durch unterschiedliche Bodeneigenschaften oder Nutzungen (z.B. in Verbindung mit einer Bodenverschlammung), so kann der in einer Teilfläche mit geringem Infiltrationsvermögen entstandene Oberflächenabfluß bereits innerhalb des Einzugsgebietes infiltrieren, wenn er eine Teilfläche mit hohem, durch den Niederschlag noch nicht ausgeschöpftem Infiltrationsvermögen überfließt. Voraussetzung ist ein flächiger Abfluß ("runoff/run-on"-Phänomen, Smith et al., 1979; Woolhiser et al., 1996).

Bisher fand dieser Vorgang in hydrologischen Studien wenig Berücksichtigung. Dies steht in Verbindung mit fehlenden zeitgleichen Messungen von Oberflüssen in der Fläche und dem Gebietsabfluß. Erste Simulationsrechnungen deuten dabei auf einen hohen Einfluß der A_0 -Infiltration auf den Gesamtabfluß eines Einzugsgebietes insbesondere bei kleinräumig variablem Infiltrationsvermögen des Bodens hin. Abnehmende Infiltrationsraten entlang eines Hangprofils ergaben in Modellrechnungen durch Woolhiser et al. (1996) eine Verdopplung der Abflußspitze ($k_r(\text{Hangtop}) = 1.33 * k_r(\text{Mittel})$, $k_r(\text{Hangfuß}) = 0.67 * k_r(\text{Mittel})$) gegenüber einem konstanten Infiltrationsvermögen. Im umgekehrten Fall eines nach unten zunehmenden Infiltrationsvermögens reduziert sich der Abfluß nahezu auf null.

Direkter Abfluß aus dem Boden oder Grundwasserkörper ("subsurface stormflow")

Zufluß aus dem Boden als entscheidende Quelle des Hochwasserabflusses ("subsurface stormflow") geht ursprünglich auf Arbeiten von Hewlett & Hibbert (1963 u. 1974) in Verbindung mit dem "variable source area"-Konzept zurück. Probleme bereiten die geringen Fließraten im Boden (Freeze, 1972 u. 1974), die einem direkten Beitrag des Bodenwassers am Hochwasserabfluß Grenzen setzen. Freeze konnte aber mit Modellrechnungen nachweisen, daß bei abflußfördernden Rahmenbedingungen (hohe Leitfähigkeit, konvexe Hänge und tief eingeschnittene Vorfluter) durchaus ausreichender Zufluß aus der Bodenmatrix erfolgen kann.

Seit Freeze ersten Modellberechnungen haben eine Reihe von Studien unter Feld- und Laborbedingungen gezeigt, daß Fließprozesse entlang bevorzugter Fließwege ("preferential flow") auftreten können, die bei Abflußkonzentration wesentlich höhere Fließgeschwindigkeiten zulassen. Damit ist für länger andauernde Niederschlagsereignisse ein direkter Zufluß des Niederschlages durch den Boden bis ins Gerinne als "rapid throughflow" möglich (Mosley, 1979).

Umwelttracer deuten allerdings häufig auf einen hohen Anteil alten Wassers aus dem Boden und Grundwasserkörper im Hochwasserabfluß hin (Pearce et al., 1986; McDonnell et al., 1991; Symader & Strunk, 1991; Bonnell, 1993). Zur schnellen Reaktion auch von Boden- und Grundwasser kann ein als "groundwater ridging" bezeichneter Prozeß beitragen (Buttle, 1994; Sklash & Farvolden 1979). Durch infiltrierendes Niederschlagswasser wird über einen Kapillarsaum ein schneller

Anstieg des Druckgradienten erreicht, der zu einem überproportionalen Anstieg des Grundwasserspiegels führt. Ein hoher Anteil vorfluternahen Grundwassers wird in den Vorfluter gedrückt. Voraussetzung für das Einsetzen dieses Mechanismus ist ein oberflächennaher Kapillarsaum, wie er nur in feinkörnigen Böden auftreten kann. In Modellrechnungen durch Abdul & Gillham (1984) wurde die Wirksamkeit dieses Prozesses nachgewiesen.

Überlegungen z.B. durch McDonnell (1990) gehen von einer Wechselwirkung zwischen "rapid throughflow" und Austausch von altem Wasser aus. Schnelle Fließvorgänge unter Umgehung der Bodenmatrix führen zu hohen Infiltrationsraten und einem schnellen Anstieg des lokalen Grundwasserspiegels an wasserstauenden Schichten. Dies führt zu direktem Zufluß alten, an der wasserstauenden Schicht gespeicherten Bodenwassers ins Gewässer bei hohen Fließgeschwindigkeiten unter Bodensättigung oder entlang von Pipes. Durch die Synthese der unterschiedlichen Fließmechanismen lassen sich z.B. Widersprüche lösen, wie die von Pearce et al. (1986) sowie Sklash et al. (1986) festgestellte Dominanz "alten" Wassers am Hochwasserabfluß (95%) gegenüber einem im selben Einzugsgebiet durch Mosley (1979, 1982) nachgewiesenen schnellen Abfluß des Niederschlagswassers in Makroporen und Pipes.

2.1.3 Räumliche Verbreitung der einzelnen Abflußbildungsmechanismen

Generell akzeptiert ist die Vorstellung, daß der dominierende Prozeß für die Bildung des Hochwasserabflusses von den Umweltbedingungen abhängt. Einzelne Autoren stellen dabei unterschiedliche Einflußfaktoren in den Vordergrund (vgl. auch Tab. 10.1):

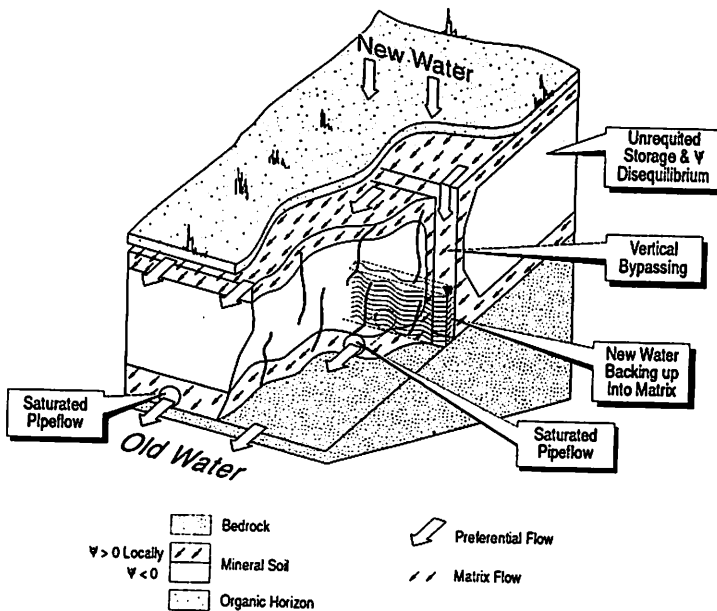


Abb. 2.2 Unterschiedliche Mechanismen eines "subsurface flow" (nach McDonnell, 1990)

Topographie

Dunne (1978) oder Freeze (1987) gliedern das lokale Relief in Hangfuß, Hang und Hochflächen. Horton-Abfluß entsteht bevorzugt auf Hochflächen und im oberen Hangbereich. Demgegenüber dominiert am Hangfuß bei großem Zuflußgebiet im Boden und gleichzeitiger Abnahme der Fließgeschwindigkeit durch reduziertes Gefälle Sättigungsflächenabfluß. Ähnlich sehen auch Anderson & Burt (1978) oder O'Loughlin (1986) Oberflächenformen als wesentliches Element für die Ausbildung von Sättigungsflächen an (z.B. die Konvergenz von Fließwegen in Hangmulden). Auch die Entstehung von "subsurface stormflow" kann nach Modellrechnungen durch Freeze (1974) an topographische Bedingungen geknüpft werden. Voraussetzung sind moderate bis steile Hänge sowie ein schmaler Talboden mit möglichst tief eingeschnittenem Vorfluter (hoher Druckgradient). Gesonderte Abflußbedingungen gelten für alpine Regionen.

Klima

Ein wesentliches Kriterium für die Dominanz einzelner Abflußpfade liegt in der von Van de Griend & Engman (1985) zusammengestellten Übersicht im vorherrschenden Klimatyp. Ähnlich äußern sich z.B. auch Pearce et al. (1986). Danach dominiert Horton-Abfluß in ariden bis semiariden Klimaten und tritt in humiden oder subhumiden Regionen nur auf vom Menschen zerstörten Oberflächen ohne Vegetation oder allenfalls Grasbewuchs auf. Hier dominiert - je nach Relief und Bodentiefe - Sättigungsflächenabfluß oder "subsurface stormflow".

Leitfähigkeit und Bodentiefe

Modellsimulationen des "subsurface flow" durch Zuidema (1985) und Freeze (1974) weisen den Bodeneigenschaften einen hohen Stellenwert zu. Nach Zuidema kann schneller Abfluß durch die Bodenmatrix nur bei hoher gesättigter Leitfähigkeit sowie einer großen Bodenmächtigkeit auftreten. Weniger mächtige Böden mit hoher Leitfähigkeit neigen demgegenüber zur Bildung von Sättigungsflächen. Horton-Abfluß entsteht unabhängig von der Bodentiefe auf Böden mit geringer Leitfähigkeit.

Nutzung

Der hohe Stellenwert versiegelter Flächen bei der Entstehung des Hochwasserabflusses ist unbestritten. Ansonsten kommt der Nutzung in den meisten Studien als möglicher Einflußfaktor nur eine geringe Bedeutung zu.

Zusammenfassend kommt somit in der aktuellen Diskussion dem Oberflächenabfluß als Abflußpfad in gemäßigten Klimaten nur ein geringer Stellenwert zu (vgl. z.B. Uhlenbrock & Leibundgut, 1997; Van de Griend & Engman, 1985; Pearce et al., 1986 oder Gutknecht, 1996).

Dieser geringe Bedeutung widersprechen eine Vielzahl von Abflußmessungen in Erosionsmeßparzellen auf landwirtschaftlichen Nutzflächen. Die Messungen zeigen hohe Oberflächenabflüssen, die erheblich von der Nutzung und Bearbeitungstechnik abhängen. Nach Auerswald & Haider (1996) ist der Oberflächenabfluß von Beregnungsparzellen deutlich von dem aktuellen Bedeckungsgrad der Nutzpflanzen abhängig, während Bodeneigenschaften und Bodenvorfeuchte nur einen sekundären Einflußfaktor darstellen. Auch Jung & Brechtel (1980) geben aus langjährigen Beobachtungsreihen in Erosionsmeßparzellen für Pflanzenbestände einen gegenüber Schwarzbracheparzellen auf 1/3 bis 1/5 reduzierten Oberflächenabfluß an. Mollenhauer et al. (1985) beobachteten auf Acker-schlägen abnehmende Abflußpenden bei hangparalleler Bodenbearbeitung sowie einer zunehmenden Vegetationsbedeckung. Karl et al. (1985) weisen in etwa 700 Beregnungsversuche auf unter-

schiedlichen Standorten neben geologischer Unterlage und Boden einen hohen Einfluß der Vegetation auf den Oberflächenabfluß nach. Dabei konnten sie selbst für Waldstandorten je nach Boden Oberflächenabflüsse messen. Diese Ergebnisse decken sich mit Langzeitmessungen durch Richter et al. (1985) und Dikau (1986), die ebenfalls für Gras- und Waldflächen Oberflächenabfluß nachwiesen. In Abflußmessungen für kleine Einzugsgebiete im hessischen Bergland durch Sokollek (1983) trat Oberflächenabfluß in Verbindung mit Getreidefeldern auf, während Wiesen- oder Waldflächen nur geringen Abfluß zeigten.

Bei der Dominanz einer intensiven Agrarnutzung in Mitteleuropa dürfte für viele Hochwasserereignisse insbesondere in kleinen Einzugsgebieten ein Abfluß aus Infiltrationüberschuß und Verschlammung den entscheidenden Beitrag liefern. Dies deckt sich mit den allgemein in der Agrarlandschaft zu beobachtenden Spuren für Bodenerosion, die auf Oberflächenabfluß hinweisen und die auch nach moderaten Niederschlägen zu finden sind.

2.2 Simulationsmodelle zur Abflußbildung

Eine Vielzahl von Modellen wurde entwickelt, um die Abflußentstehung innerhalb von Einzugsgebieten zu modellieren. Die Modelle setzen sich aus Teilmodulen zusammen, die einzelne Teilprozesse abbilden. Im folgenden sollen wichtige Teilmodule mit Beschränkung auf die Abflußbildung vorgestellt werden.

2.2.1 Infiltrationsmodelle

Exponentialmodell nach Horton

Eine einfache Modellvorstellung geht auf Horton (1939) zurück, der die Abnahme der Infiltration über die Zeit durch eine negative Exponentialfunktion beschrieb:

$$i(t) = (i_0 - i_\infty) e^{-ct} + i_\infty \quad (2.1)$$

wobei:

- $i(t)$ = Infiltrationsrate zu Zeit t
- t = Zeit
- i_0 = Anfangswert
- i_∞ = Endinfiltrationsrate bei Bodensättigung
- c = Parameter

Das einfache Modell hat in vielen Infiltrationsversuchen seine Gültigkeit bewiesen. Die für eine Simulation nachteilige Abhängigkeit des Prozesses von der Zeit sowie der fehlende Bezug zur Physikalität des Infiltrationsvorganges stellen allerdings entscheidende Nachteile dar.

Infiltrationsmodell nach Holtan/Ostrowski

Eine gängige Vorgehensweise zur Abbildung des Wasserkreislaufes ist ein "reservoir concept" (Burt, 1989). Dabei werden die einzelnen Teilprozesse über Speicher beschrieben, zwischen denen Zu- und Abflußbeziehungen nach dem Prinzip der Massenerhaltung zu definieren sind. Auch der

Boden wird als Speicher betrachtet, dessen max. Zuflußrate (= pot. Infiltrationsrate) vom aktuellen Speicherinhalt abhängt. Holtan (1961) gibt allgemein die Beziehung an:

$$i(t) = a (F_s - F_i)^b + i_\infty \quad (2.2)$$

mit:

- F_s = maximal speicherbare Wassermenge
- F_i = bis zum aktuellen Zeitpunkt infiltrierte Wassermenge
- a, b = Boden- und Vegetationsparameter

Eine ähnliche Beziehung ($b = 1, i_\infty = 0$, Austausch der infiltrierten Wassermenge durch die aktuelle Bodenfeuchte) liegt dem Bodenspeicheransatz nach Ostrowski & Rhode (1982, 1984) zugrunde, der als NASIM-Bodenspeicher eine weite Verbreitung gefunden hat:

$$i(t) = a * Bof(t) \quad (2.3)$$

Dabei ist die Infiltrationsrate direkt von der Bodenfeuchte abhängig. Die abnehmende Rate bei feuchten Bodenverhältnissen steht zwar im Widerspruch zu einer erhöhten Leitfähigkeit bei zunehmender Bodenfeuchte, allerdings ist bei feuchtem Boden das absolute Wasseraufnahmevermögen begrenzt, so daß die Infiltration eingeschränkt wird.

Green and Ampt-Gleichung

Nach Scheffer & Schachtschabel (1989) kann man sich den vertikalen Infiltrationsvorgang wie folgt vorstellen: Wasser aus Niederschlag oder Überstau infiltriert mit einer scharf ausgebildeten, geschlossenen Wasserfront; ein Teil des Wassers wird gespeichert; die Saugspannung fällt ab. Oberhalb der Wasserfront bildet sich eine Transportzone aus.

Dieses Verhalten legten Green & Ampt (1911) ihrer klassischen Infiltrationsgleichung zugrunde, die das "kolbenförmige Eindringen" der Feuchtefront unter Annahme konstanter Bodenfeuchteverhältnisse in der Transportzone beschreibt. Ausgehend von dem Darcy-Gesetz unter zusätzlicher Einbeziehung einer Überstauhöhe z_0 und Austausch der Saugspannung durch den Betrag des effektiven Matrixpotentials an der Feuchtefront S_f ergibt sich die Green and Ampt-Gleichung als (Schiffler, 1992):

$$i(t) = k_s \frac{(z_0 + S_f + z_f(t))}{z_f(t)} = k_s \left[\frac{S_f}{z_f(t)} + 1 \right] \quad (\text{falls } z_0 = 0) \quad (2.4)$$

mit

- $z_f(t)$ = Tiefe der Feuchtefront
- k_s = gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
- z_0 = Überstauhöhe
- S_f = effektives Matrixpotential

Zwar basiert die Gleichung auf einer physikalischen Beschreibung des Infiltrationsprozesses, problematisch ist aber die Festsetzung des effektiven Matrixpotentials S_f , in der implizit auch eine Zunahme der Leitfähigkeit bei nicht gesättigten Bodenfeuchteverhältnissen berücksichtigt werden muß. Mein & Larson (1973) oder Neumann (1976) geben Berechnungsmöglichkeiten. Ungünstig ist weiterhin, daß bei Anwendung der Formel unter natürlichen Niederschlagsbedingungen die Nieder-

schlagsrate zu Beginn des Ereignisses unter der dann noch hohen Infiltrationsrate liegt. Hier kann nach dem Verfahren von Morel-Seytoux (1981) iterativ der Sättigungszeitpunkt bestimmt werden.

Infiltrationsmodelle nach der Richards-Gleichung

Eine physikalische Beschreibung der Fließvorgänge in der Bodenmatrix gibt die Richards Gleichung. Bei der geringen Fließgeschwindigkeit im Boden kann die kinetische Energie vernachlässigt und die Fließbewegung des Wassers allein auf die potentielle Energieverteilung zurückgeführt werden. Dabei wirken auf einen Wassertropfen im Boden als Teilpotentiale Gravitation, osmotischer Druck sowie die Saugspannung der Bodenmatrix (Hillel, 1980). Der osmotische Druck kann vernachlässigt werden. Die Saugspannung der Bodenmatrix ist von der aktuellen Bodenfeuchte abhängig, die ebenfalls die Leitfähigkeit des Bodens steuert. Bereits Darcy erkannte 1856, daß unter gesättigten Bedingungen die Fließgeschwindigkeit durch einen gesättigten Bodenkörper aus dem Produkt aus Leitfähigkeit und hydraulischem Potentialunterschied berechnet werden kann. Verallgemeinert man diese Beziehung auf ungesättigte Verhältnisse und verbindet sie mit der Kontinuitätsgleichung der Bodenwasserbewegung, so ergibt sich die Richards-Gleichung (in z-Richtung) für die vertikale Versickerung als:

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \left(k(\theta) \left(1 - \frac{\delta\Psi}{\delta z} \right) \right) \quad (2.5)$$

mit

- θ = Bodenfeuchte
- $k(\theta)$ = hydraulische Leitfähigkeit
- Ψ = Saugspannung
- z = vertikale Längenkoordinate

Zustrom von oben in Höhe des Bestandniederschlags bildet dabei die "obere" Randbedingung des Gleichungssystems. Die Schwierigkeit in der Anwendung der Gleichung beruht auf der Abhängigkeit sowohl der Saugspannung als auch der Leitfähigkeit von der Bodenfeuchte. Für beide Parameter müssen Verteilungsfunktionen in Abhängigkeit zur Bodenfeuchte angegeben werden, die empirisch durch Messungen bestimmt oder aus Bodenparametern über Pedotransferfunktionen abgeleitet werden müssen (vgl. z.B. Merz, 1996; Scheinost, 1995). Bei meist hyperbolischem Verlauf der Saugspannungsfunktion ist die Differentialgleichung explizit nicht lösbar, und hat zudem gerade unter gesättigten Bedingungen numerische Stabilitätsprobleme. Sowohl die Lösung der Gleichung selbst als auch die Festsetzung der Modellparameter ist äußerst aufwendig.

Makroporeninfiltration bzw. präferentielle Fließvorgänge

Eine zusätzliche Infiltration entlang Strukturelementen mit hohen Fließraten (Makroporen) wird wirkungsvoll, wenn die Matrixinfiltration den Niederschlag nicht vollständig aufnehmen kann und sich das verbleibende Wasser an der Oberfläche staut (Beven & Germann, 1982). Allerdings zeigen sich erhebliche Probleme, eine Makroporeninfiltration auf der Basis physikalischer Modellvorstellungen zu beschreiben und Modellparameter abzuleiten. Folgende Ansätze wurden entwickelt:

1. Die Makroporosität wird durch veränderte Bodenparameter innerhalb eines ansonsten unveränderten Bodenmodells beschrieben (Durner, 1991; Merz, 1996)
2. Im "double porosity" Ansatz wird der Boden in zwei Bereiche aufgeteilt, für die jeweils mit unterschiedlichen Parametern die Wasserbewegung simuliert wird (Zuidema, 1985).

3. Der nicht in den Boden infiltrierende Abflußanteil wird weiter aufgeteilt in einen Interflow-Anteil sowie den eigentlichen Oberflächenabfluß als verbleibenden Rest. Dabei ist der Interflow als zusätzlicher Abflußpfad in Anstiegsrate und maximalem Volumen nach oben beschränkt (NASIM Modellbeschreibung, 1992).
4. Makroporen werden als kommunizierende Röhren betrachtet, an deren Wandung Niederschlagswasser in tiefere Bodenschichten eindringt (Beven & Germann, 1982). Infiltration von der Porenwand in die umgebende Bodenmatrix ist möglich. Der Prozeß wird beschrieben durch die Anzahl der Makroporen, die Fließgeschwindigkeit in den Poren sowie die Eindringgeschwindigkeit des Wassers aus den Poren in die Bodenmatrix.

Die Modellverstellung von Beven & Germann kommt den tatsächlich beobachteten Vorgängen am nächsten. Schwierigkeiten bereitet allerdings die Parametrisierung des Modells. In Anwendungen durch Bronstert (1994) und Merz (1996) bleiben die Modellparameter auch bei vereinfachten Modellannahmen (Vernachlässigung des vertikalen Transport bei Bronstert) reine Eichparameter. Gegenüber dem vereinfachten Modell einer direkten Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit (Modelltyp 1) zeigen sich keine besseren Ergebnisse (Merz, 1996).

2.2.2 Modelle zum Abfluß an der Oberflächen und Wellenakkumulation

Einheitsganglinienverfahren ("unit hydrograph") nach Sherman (1932)

Eine einfachere Vorgehensweise stellt das Einheitsganglinienverfahren dar. Die Fließzeiten im Einzugsgebiet werden über eine feste Verteilungsfunktion vorgegeben. Über eine Faltung der Einheitsganglinie mit dem abflußwirksamen Niederschlag (= Niederschlag nach Infiltration) wird der Retentions- und Translationsvorgang bei der Wellenakkumulation des Oberflächenabflusses ausgedrückt. Die Einheitsganglinie u ergibt sich als

$$u(t) = \frac{1}{|A|} \int_A f_z(x) = t dx \quad (2.6)$$

mit
 $f_z(x)$ = Fließzeit eines Wassertropfens zwischen Punkt X und Einzugsgebietsgrenze
 A = Teileinzugsgebiet

Die Einheitsganglinie drückt das gebietsspezifische Verhalten bei der Abflußakkumulation im Vergleich benachbarter Einzugsgebiete aus. Allerdings bleiben Unterschiede in den Fließzeiten je nach Höhe des Niederschlagsereignisses oder einer Infiltration des Oberflächenabflusses (A_0 -Infiltration) unberücksichtigt.

Es existieren eine Reihe von Ansätzen, die Einheitsganglinie zu bestimmen. Ein gängiges Verfahren ist es, eine Exponentialfunktion zugrunde zu legen und die Funktionsparameter aus Kenngrößen des Einzugsgebietes (z.B. mittleres Gefälle, längster Fließweg, Verhältnis Breite/Tiefe u.ä.) abzuleiten (DVWK, Regel 113, 1984). Daneben haben sich Verfahren bewährt, um die Fließzeitverteilung empirisch aus einer Betrachtung von Oberflächenfließwegen abzuleiten (Ostrowski, 1982, Pasche & Schröder, 1994).

Flachwassergleichungen und kinematische Welle

Ähnlich wie für die Bewegung eines Wassertropfens im Boden kann auch für den Wassertropfen an der Bodenoberfläche eine Potentialgleichung aufgestellt und unter Einbeziehung der Kontinuitätsbeziehung eine Bewegungsgleichung abgeleitet werden. Allerdings muß im Idealfall neben der potentiellen auch die kinetische Energie über Trägheits- und Turbulenzterme berücksichtigt werden. Bei eindimensionaler Betrachtungsweise ergibt sich die Kontinuitätsgleichung als

$$\frac{\delta h_{Ob}}{\delta t} + \frac{\delta (V_{Ob} * h_{Ob})}{\delta x} = \Delta S \quad (2.7)$$

und die Bewegungsgleichung als

$$\frac{\delta V_{Ob}}{\delta t} + V_{Ob} \frac{\delta V_{Ob}}{\delta x} + g \frac{\delta h_{Ob}}{\delta x} + g S_f = g S_s \quad (2.8)$$

mit

- h_{Ob} = Fließtiefe des Oberflächenabflusses
- V_{Ob} = Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses
- S = Senkenterm = Niederschlagsrate - Infiltrationsrate
- S_f = Reibungsgefälle
- S_s = Sohlgefälle

Dieses Gleichungssystem entspricht der de Saint-Venant-Differentialgleichung für den instationären Abflußvorgang, angewendet auf den Oberflächenabfluß als Schichtabfluß. Das Gleichungssystem ist analytisch nicht lösbar. Um den numerischen Aufwand insbesondere bei einer Anwendung im zweidimensionalen Raum zu reduzieren, ist es üblich, Trägheits- und Turbulenzterme zu vernachlässigen (z.B. SHE-Modell, Abbott et al., 1986). Für den als dünnen Film auftretenden Oberflächenabfluß liegen keine gesicherten Kenngrößen zum Turbulenzverhalten vor.

Wird weiterhin der Druckterm vernachlässigt, d.h. wird zumindest von abschnittweiser konstanter Schichtdicke des Wasserfilms ausgegangen (auch dies ist bei dem heutigen, noch geringen Kenntnisstand zum Schichtabfluß sowie bei der Anwendung auf Rasterelemente mit vorgegebener Rasterlänge eine sinnvolle Vereinfachung (Fett, 1993; Schramm, 1994)), so erhält man den Ansatz der kinematischen Welle für den sich die Bewegungsgleichung reduziert zu:

$$S_f = S_s \quad (2.9)$$

d.h. Sohlreibung und Hangneigung sind parallel zueinander bzw. Sohlreibung und antreibende Erdbeschleunigung stehen im Gleichgewicht.

Zur Beschreibung des Abflusses können dann Ansätze für stationär gleichförmige Fließzustände z.B. von Gauckler-Manning-Strickler oder Darcy-Weisbach verwendet werden. Zur Abbildung des Abflußverhaltes im Raum ist die Anwendung der Gleichung in zweidimensionaler Form erforderlich. Allgemein üblich ist die Auflösung in Raumelemente (Raster) einer vorgegebenen konstanten Länge.

2.2.3 Modelle zur lateralen Fließbewegung im Boden ("subsurface flow")

Rastermodelle mit Simulation lateraler Fließvorgänge im Boden

Eine flächendetaillierte Simulation eines "subsurface flows" setzt die Kopplung von horizontalen und vertikalen Fließvorgängen im Boden oder Grundwasserspeicher voraus, wie sie z.B. eine Anwendung der Richards-Gleichung im dreidimensionalen Raum ermöglicht. Häufig wird vereinfachend anstelle der komplexen Topographie eines Einzugsgebietes ein Hangprofil bei Vernachlässigung der 2. Raumrichtung zugrundegelegt. Beispiele finden sich bei Freeze (1972, 1980), Zuidema (1985) oder den NA-Modellen SHE (Abbott et al., 1986) bzw. MIKE-SHE (Refsgaard et al., 1995), IHDM (Beven et al., 1987), THALES (Grayson et al., 1992) oder HILLFLOW (Bronstert, 1994).

Aggregationsmodelle zum Sättigungsabfluß (TOPMODEL)

Mit einigem Erfolg werden Verteilungsmodelle für die Entstehung von Sättigungsflächen angewendet. Im Ansatz von Beven & Kirkby (1979) wird die räumliche Variation der Bodenfeuchte infolge Fließbewegungen im Boden in Beziehung zur lokalen Topographie gesetzt. Dabei wird angenommen, daß die lokale Bodenfeuchte mit größer werdendem lokalen Einzugsgebiet A eines Flächen-segmente zunimmt und zusätzlich durch das lokale Gefälle B korrigiert wird. Dieser Zusammenhang wird über den Topographieindex $\ln(A/\tan B)$ und dessen Verteilung innerhalb des Einzugsgebietes wiedergegeben. Der Index wird als Index hydrologischer Gleichheit eingesetzt, d.h. Flächen-segmente mit gleichem $\ln(A/\tan B)$ -Wert verhalten sich hydrologisch gleich. Steigt die einheitlich für das gesamte Einzugsgebiet simulierte Bodenfeuchte durch hohe Niederschläge, so wird zuerst in Teilbereichen mit hohem Topographieindex Bodensättigung erreicht. Der Niederschlag fließt oberflächlich als Sättigungsflächenabfluß ab.

Eine ähnliche Modellvorstellung wurde parallel von O'Loughlin (1981 u. 1986) entwickelt. O'Loughlin setzt eine maximale laterale Leitfähigkeit für einen Bodenquerschnitt in Gefällerrichtung aus der gesättigten Leitfähigkeit des Bodens und dem Geländegefälle fest. Unter Annahme von isotropen, stationären Fließbedingungen im Boden ist der Zufluß in einen Bodenquerschnitt proportional zur oberhalb des Querschnittes liegenden lokalen Einzugsgebietsfläche. Ist der Zufluß größer als die maximale Leitfähigkeit, liegt Bodensättigung vor.

Modelle zum schnellen Grundwasseraustritt

Ein Modell zur Simulation von Grundwasseraustritt durch schnelle Erhöhung des Druckpotentials ("capillar ridge") geben Abdul & Gillham (1984). Die Kopplung mit Fließvorgängen im Boden steht noch aus.

2.3 Simulation der Abflußbildung in hydrologischen Modellen

Die in den vorherigen Kapiteln dargestellten Modellansätze finden sich in unterschiedlichen Kombinationen im hydrologischen Modell. Überblicke über Modelle finden sich bei Singh (1995) oder für den deutschsprachigen Raum bei Overland & Kleeberg (1992) oder Sator (1993). Wichtiges Unterscheidungskriterium bilden dabei neben der Detailliertheit des Modellansatzes die räumliche Auflösung (Refsgaard & Storm, 1996). Modellansätze reichen von einfacher Black-Box- über konzeptionelle bis zu physikalisch basierten Ansätzen. Übliche Klassifizierungen der räumlichen Modellauflösung sind die Beschreibung des Einzugsgebietes durch „mittlere“, effiziente Parameter

(lumped model, z.B. NASIM-Bodenspeichermodell), einen Verteilungsansatz (z.B. Topographieindex für TOPMODEL) oder die Auflösung des Einzugsgebietes in Rasterelemente (distributed model, z.B. SHE nach Abbott et al., 1986; HILLFLOW nach Bronstert, 1994). Häufig werden bei Rasterabbildung vereinfachend repräsentative Hänge (IHDM nach Beven et al., 1987; Dieckkrüger, 1992, Maurer, 1997) oder Fließröhren (THALES nach Grayson et al, 1992) betrachtet. Dabei spielen Raum- und Zeitmaßstab für den Modelleinsatz eine wichtige Rolle, die in gegenseitiger Wechselwirkung miteinander stehen (vgl. Dyck, 1979; Böschl & Sivapalan, 1995). So liegt die charakteristische Geschwindigkeit des Prozesses "Hochwasserabfluß für kleine Einzugsgebiete" im Stundenbereich, während im Flußgebietsmaßstab durchaus Tage bis Wochen anzusetzen sind.

Je nach Detailliertheit eines hydrologischen Modells werden zur Simulation der Abfluestenstehung unterschiedliche Modellansätze verwendet. Dabei bestehen zu den in Kap. 2.2 vorgestellten Abflußbildungsprozessen folgende Zusammenhänge:

- Wesentlicher Bestandteil jedes Modells ist die Beschreibung des Infiltrationsvorgangs in die Bodenmatrix, die je nach Detailliertheit des Modells z.B. über den Bodenspeicheransatz nach Ostrowski (NASIM), die Green u. Ampt- oder die Richards-Gleichung abgebildet werden kann. Zusätzlich wird in einer Reihe von Modellen eine Makroporeninfiltration berücksichtigt (HILLFLOW; SAKE nach Merz, 1996). Insgesamt liegt somit eine Reihe von Simulationsansätzen vor, die Oberflächenabfluß aus Infiltrationsüberschuß einschließlich der reduzierenden Wirkung der Makroporeninfiltration beschreiben.
- Alle Modelle, die eine dreidimensionale Abbildung der Fließvorgänge in der Bodenmatrix auf Rasterbasis zulassen (z.B. Freeze, 1980; IHDM nach Binley et al., 1989; HILLFLOW), können prinzipiell die Entstehung von Sättigungsflächen wiedergeben. Vereinfachend kann eine Beschränkung auf Hangprofile erfolgen (THALES). Schwierigkeiten bestehen darin, Modellparameter in der benötigten räumlichen Auflösung bereitzustellen. Wird ein einheitlicher Boden vorausgesetzt, so sind Sättigungsflächen direkt von der Topographie abhängig. Eine ähnliche Abhängigkeit weist der Topographieindex $\ln(A/\tan\beta)$ (in TOPMODEL, nach Beven et al. 1995) auf, für den Vergleichsrechnungen mit Rastermodellen bei einheitlichem Boden eine vergleichbare Güte der Abflußsimulation ergaben (Fett, 1993). Damit sind auch für die Entstehung von Sättigungsflächenabflüssen in hydrologischen Modellen unterschiedlich detaillierte Modellansätze verfügbar.
- Erste Modellierungen des "subsurface stormflow" unter Anwendung der Richards-Differentialgleichung zur Beschreibung der Wasserbewegung in der homogenen Bodenmatrix finden sich bei Freeze (1972 u. 1974) oder Zuidema (1985), welche auch räumlich detaillierten Rastermodellen (z.B. SHE, HILLFLOW) zugrundeliegen. Bisher meist nur indirekt in Modellen berücksichtigt werden preferentielle Fließwege, die für eine direkte Simulation noch nicht ausreichend quantitativ belegt sind (Nieber & Warner, 1991; Demuth & Hiltbold., 1993). Eine Ausnahme bildet der "capillar ridge"-Ansatz durch Abdul & Gillham (1984), der allerdings bisher noch nicht in ein Gesamtmodell integriert wurde.
- Bisher selten in hydrologischen Modellen berücksichtigt werden zeitlich variable Infiltrationsraten für landwirtschaftlichen Nutzflächen, die aus der Verschlämmung der Bodenoberfläche herrühren (vgl. Kap. 3).

- Die Abbildung der Infiltration des Oberflächenabflusses bei im Einzugsgebiet räumlich variablem Infiltrationsverhalten (A_0 -Infiltration, "runoff/run-on" Phänomen) lassen prinzipiell alle flächendetaillierten Modellansätze zu. Voraussetzung ist eine Kopplung zwischen Oberflächenabfluß- und Infiltrationsmodell, die eine Infiltration auch des Oberflächenabflusses zuläßt. Der Vorgang bleibt unberücksichtigt in Aggregationsmodellen (z.B. Einheitsganglinie), in denen keine Interaktion zwischen Oberflächenabfluß und Infiltration möglich ist. Bei üblicher Raumauflösung zwischen 10 - 50 m bleiben allerdings Kleinstrukturen der Feldmorphologie unberücksichtigt, für deren Abbildung spezielle Modelle erforderlich sind. Ein Beispiel geben Dunne et al. (1991), die in der Feldstruktur Furchen mit geringem sowie Saathöcker mit hohem Infiltrationsvermögen unterscheiden. Erst wenn die Schichtdicke des Abflußfilms eine Grenzdicke überschreitet, wird das erhöhte Infiltrationsvermögen des Höckerbereichs bei Überstau wirkungsvoll und führt zu erhöhter Infiltration des Oberflächenabfluß.

Damit stehen für die wesentlichen Prozesse zur Abflußbildung eine Reihe unterschiedlich detaillierter Modellansätze zur Simulation in hydrologischen Modellen zur Verfügung. Bisher in der hydrologischen Simulation wenig berücksichtigt wird ein möglicher Beitrag von nichtkapillaren Fließvorgängen im Boden am Hochwasserabfluß, der aber für die Problematik des Oberflächenabflusses nur als Bypass-Abflußpfad von Interesse ist, also als Option, im Gerinne gemessene Hochwasserwellen ohne direkten Beitrag von Oberflächenabflüssen zu erklären. Ein deutliches Defizit besteht weiterhin bei der Abbildung eines eingeschränkten Infiltrationsvermögens infolge einer zeitlich variablen Bodenverschlammung, obwohl dieser Prozeß die Abflußentstehung auf landwirtschaftlichen Nutzflächen dominiert. Dieser Prozeß der Bodenverschlammung soll im folgenden Kapitel näher vorgestellt werden.

Prozeß/Vorgang	Infiltration in die Bodenmatrix	Verschlammung	„preferential flow“ (Makroporen)	Sättigungsflächenabfluß
Prozeßskalen	Punktprozeß mit zeitlich u. räumlich homogenen Bodenkennwerten	zeitlich variable Bodenkennwerte durch Verschlammung	kleinräumig variable Bodenkennwerten	räumlich u. zeitlich variable Bodenfeuchteverteilung durch Fließbewegung im Boden
prozeßbestimmende Parameter	Saugspannung, hydraulische Leitfähigkeit	Verschlammungsneigung, hydraul. Leitf. der Verschlammungsschicht	Anzahl und Durchmesser der Makroporen	Topographie, räumliche Verteilung der Bodenkennwerte
Modellansätze	Richards, Green u. Ampt, NASIM Bodenspeicher	Horton/Morin nur für Einzelereignisse ohne Nutzungsbezug, H-KIN (Kap. 3)	German & Beven, Merz, NASIM-Interflow	TOPMODEL, Rastermodell mit lateralen Fließbewegung

Tab. 2.1 Klassifizierung von Infiltration und Oberflächenabfluß und deren Simulation in hydrologischen Modellen

3. Literaturüberblick: Infiltration und Verschlämmung

Zunehmende Aufmerksamkeit unter Bodenkundlern und Bodenhydrologen hat in letzter Zeit eine dünne Schicht an der Bodenoberfläche mit eingeschränkter Leitfähigkeit gefunden (Römken et al., 1990), die als Verschlammungsschicht oder in getrocknetem Zustand als Verschlammungskruste bezeichnet wird. Die Bodenverschlammung steht in Verbindung mit dem Regentropfenaufschlag, so daß primär nicht durch Vegetation geschützte landwirtschaftliche Nutzflächen von einer Verschlammung betroffen sind. Dabei werden die nach der Bodenbearbeitung groben Bodenaggregate durch den Regentropfenaufschlag zerstört. Bodenteilchen werden kleinräumig z.B. durch Splash umgelagert (Govers & Poesen, 1985) und verstopfen auch grobe Bodenporen. Eine wenige mm bis cm dicke Schicht an der Bodenoberfläche entsteht, die bei geringer hydraulischer Leitfähigkeit das Infiltrationsvermögen des Bodens deutlich reduziert (McIntyre, 1958). Intensive Niederschläge können nicht vollständig in den Boden infiltrieren und führen zu hohem Oberflächenabfluß. Erst durch erneute Bodenbearbeitung oder durch Rißbildung beim Trocken wird die Verschlammungsschicht aufgebrochen und ein hohes Wasseraufnahmevermögen des Bodens wiederhergestellt.

Bei der Kopplung des Prozesses an die direkte mechanische Wirkung des Regentropfenaufschlags entstehen Verschlammungsschichten bevorzugt auf Äckern ohne Vegetationsbedeckung. Damit besteht für den Verschlammungsprozeß ein kleinräumig hoher Nutzungsbezug. Daneben ist der Vorgang von Boden und Klima abhängig. In gemäßigten Zonen mit humidem Klima neigen Böden auf Löß, einige Schwemmland- und Polderböden (Sombroek, 1985) sowie lehmig sandige Böden auf pleistozänen Sedimenten (Roth & Helming, 1995) zur Verschlammung. In ariden bis semiariden Subtropen stellt die Verschlammung in Verbindung mit physiko-chemischen Prozessen zwischen Wasser und Boden ein Problem für die Bewässerungslandwirtschaft dar (Shainberg, 1992). Gravierend äußert sich die Bodenverschlammung nach Sombroek (1985) in den subhumiden bis semiariden Tropen mit niedrigen Jahresniederschlägen, wo die Verschlammung eine wirkungsvolle Bodenfeuchtezunahme verhindert.

Im folgenden wird der Verschlammungsvorgang näher beschrieben und die Abhängigkeit zu unterschiedlichen Einflußfaktoren bei Beschränkung auf mitteleuropäische Verhältnisse anhand aus der Literatur zusammengestellter Untersuchungsergebnisse dargestellt. Weiterhin wird ein Überblick über Modelle zur Verschlammung sowie deren Einbeziehung in hydrologische Modelle gegeben.

3.1 Beschreibung des Prozesses

Unterschiedliche Prozessen können zur Entstehung einer Verschlammungsschicht führen, die häufig in Verbindung miteinander auftreten (Römken et al., 1990). Der prägenden Mechanismus in gemäßigten Klimaten liegt in der direkten mechanischen Wirkung des Regentropfeneinschlags (Römken et al., 1990). Die hierdurch erreichte Aggregatzerstörung führt in Verbindung mit anschließender kleinräumiger Umlagerung der feinen Bodenteilchen durch Splash oder Suspension zur Bildung einer Verschlammungsschicht. Dabei steuert die Aggregatzerfallsrate die Anfälligkeit eines Bodens gegen Verschlammung; während die durch den Aggregatzerfall erreichte Größenverteilung der Zerfallspartikel das hydraulische Verhalten der Verschlammungsschicht bestimmt (Roth et al., 1995).

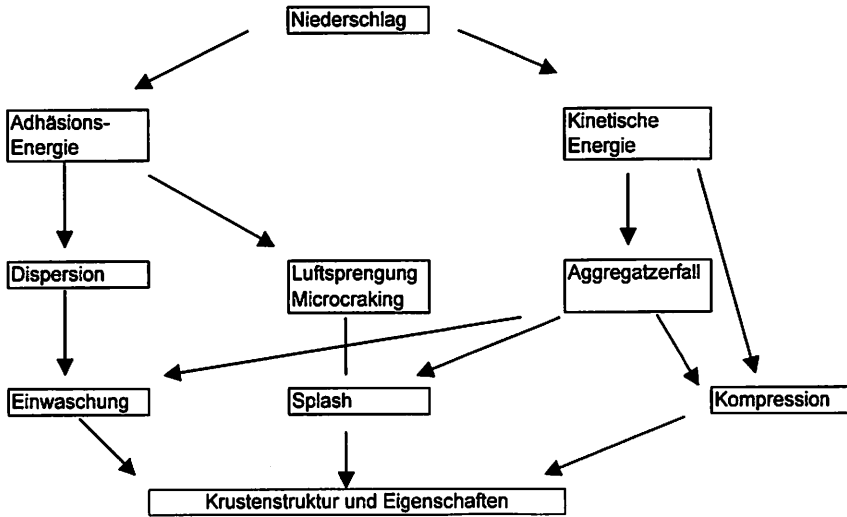


Abb. 3.1 Mechanismen zur Bildung einer Verschlammungsschicht (verändert, nach Le Bissonnais, 1990)

Die Bodenverschlammung steht damit in direkter Beziehung zum Aggregatzerfall der Bodenteilchen an der Bodenoberfläche; der durch unterschiedliche Mechanismen erfolgen kann (Abb. 3.1):

- Mechanische Zerstörung der Bodenaggregate durch die direkte Einschlagwirkung der Regentropfen. Steuernde Faktoren sind die kinetische Energie der Regentropfen sowie die Aggregatstabilität des Bodens. Als aggregatstabilisierende Faktoren zu nennen sind neben Feuchte und Aggregatgröße steigende Gehalte an Humus, Ton, Sesquioxiden und austauschbarer Kationen sowie die mikrobielle Aktivität (Farres, 1978; Auerswald, 1993).
- Luftspregung der Bodenaggregate ("slaking") (Auerswald, 1993). Niederschlagswasser dringt durch Adhäsionskräfte in die Poren der Bodenaggregaten ein und komprimiert die darin enthaltene Luft. Dies kann zu einem explosionsartig Entweichen der Luft führen, bei der das Bodenaggregat in kleine Bestandteile zerfällt. Dieser Prozeß trägt dann wirkungsvoll zum Aggregatzerfall bei, wenn die Bodenaggregate trocken sind und ausreichend Niederschlag für eine schnelle Durchfeuchtung vorhanden ist (Le Bissonnais et al., 1989).
- "Microcracking": Dieser Prozess kann nach Le Bissonnais (1990) aus zwei unterschiedlichen Mechanismen resultieren: i) Anschwellen von Tonmineralen bei tonreichen Böden (>30%) und ii) moderate Luftspregung. Beide Prozesse sind wirkungsvoll für einen langsamen Aggregatzerfall. Die Infiltrationskapazität bleibt allerdings hoch, da der Porenraum nur unwesentlich verkleinert wird. Dabei kann der Prozeß schon bei geringer Niederschlagsintensität auftreten und ist bedeutend für Degradierung der Oberflächenstruktur über mehrere Zyklen aus Befeuchtung und Austrocknung.

Welcher Zerfallsprozesse wirksam wird, hängt von den Rahmenbedingungen ab (Le Bissonnais et al., 1989; Römkens et al., 1990). Dabei stellen Bodeneigenschaften, Anfangsbodenfeuchte und Niederschlagsenergie wichtige Faktoren dar.

Die zerkleinerten Partikel werden durch Splash oder Suspension umgelagert (Farres, 1985; Boiffin, 1985), füllen kleinräumige Bodendepressionen aus und verstopfen auch grobe Bodenporen (Agassi et al., 1981). Es entsteht nach dem klassischen Modell von McIntyre (1958) eine dünne Haut ("skin seal") an der Oberfläche sowie eine Einwaschungsschicht ("wash in layer") jeweils mit deutlich herabgesetzter Leitfähigkeit. McIntyre (1958) gibt eine um 2000-fach herabgesetzte Leitfähigkeit für die Verschlammungshaut gegenüber dem Hauptboden an. Mikromorphologische Studien deuten auf die geringe Mächtigkeit der Verschlammungsschicht hin. Werte für die Haut liegen zwischen 0.1 u. 0.3 mm, diejenigen der Einwaschungsschicht bei 2-3 mm (McIntyre, 1958; Chen et al., 1989; Tarchitzky et al., 1984). Allerdings wurden nicht in jeder Studie beide Schichten nachgewiesen. Nach Shainberg (1992) entsteht eine Einwaschungsschicht, falls die Elektrolytkonzentration im Wasser und die Natriumkonzentration (ESP-Wert) im Boden die Dispersion von Tonpartikeln zuläßt. Damit hat die Einwaschung eine erhöhte Bedeutung in der Bewässerungslandwirtschaft in Verbindung mit der chemischen Qualität des Bewässerungswassers (Shainberg & Singer, 1985; Agassi et al., 1981). Zu berücksichtigen ist weiterhin die enge Wechselwirkung zwischen Verschlammung, oberflächlich abfließendem Wasser und Transport von Bodenteilchen durch Splash oder Suspension (Farres, 1985). Drei Phasen können unterschieden werden (Poesen & Govers, 1985; Moore & Singer, 1990):

- In einer ersten Phase eines Niederschlagsereignisses erfolgt die Durchfeuchtung der Bodenoberfläche. Die mechanische Wirkung des Regentropfenaufschlags oder Luftsprengung bewirken den Zerfall grober Bodenpartikel.
- In einer zweiten Phase beginnt der Transport der Bodenpartikel. Genügend kleinere Partikel sind zum Transport z.B durch Splash verfügbar. Die Transportrate steigt (Poesen & Govers, 1985). Gleichzeitig füllen die durch den Regentropfenaufschlag bewegten Bodenpartikel allmählich die Porenzwischenräume. Die Infiltrationsrate nimmt ab.
- In der dritten Phase sinkt die Infiltrationsrate unter die Niederschlagsrate. Niederschlagswasser staut sich an der Oberfläche und fließt als Oberflächenabfluß ab. Infolge der reduzierenden Wirkung des Wasserfilms auf die Aufschlagenergie der Regentropfen sowie der zunehmenden Konsolidierung des Oberbodens nehmen Aggregatzerfall und Splash-Rate ab. Der zunehmende Oberflächenabfluß führt allerdings zu erhöhter flächiger Bodenerosion (Bradford et al., 1987), wodurch die Verschlammungsschicht zerstört und eine hohe Infiltrationsrate wiederhergestellt werden kann. Bei erhöhter Infiltration und abnehmendem Oberflächenabfluß nimmt die Splash-Rate erneut zu. Ein negativer Rückkopplungsmechanismus stellt sich ein (Farres, 1985; Freebairn et al., 1991).

Kleinräumige Reliefunterschiede, wie zwischen Interrill- und Rillenbereich einer Feldstruktur, bewirken lokale Unterschiede im Verschlammungsprozeß. So beobachteten Freebairn et al. (1991) unter Laborbedingungen Verschlammung durch den Regentropfenaufschlag nur im Interrillbereich, wohingegen der Rillenbereich durch Wasserüberstau weitgehend vor der Verschlammungsauslösenden Wirkung des Niederschlags geschützt wurde. Ein ähnliches Resultat beschreiben Young & Onstott (1985) für Erosionsrillen, für die, bedingt durch die schützende Wirkung des abfließenden Wassers sowie der stetigen Erosion am Rillenboden, ein hohes Infiltrationsvolumen erhalten bleibt. Demgegenüber beobachteten Gascuel-Odeux et al. (1991) unter Feldbedingungen Sedimentablagerungen im Interrillbereich eines Maisfeldes, die bei deutlich reduzierter hydraulischer Leitfähigkeit das Infiltrationsvermögen einschränken.

Dies deutet auf die Bedeutung von Ablagerungen an der Oberfläche mit eingeschränkter Leitfähigkeit als weiteren Entstehungsmechanismus hin. Im Gegensatz zu der durch lokale Verdichtung entstehende Strukturkruste führten Shainberg & Singer (1985) hierfür den Begriff Depositionskruste ein. Depositionskrusten entstehen durch Ablagerungen von Sediment- oder Suspensionspartikeln, die im Oberflächenwasser transportiert wurden. Der Prozeß ist nicht direkt an den Niederschlagsaufschlag gekoppelt. Depositionskrusten sind ein häufiges Problem im Bewässerungsfeldbau bei im Bewässerungswasser mitgeführten Schwebstoffen. Valentin & Bresson (1992) unterscheiden zusätzlich die Ablagerungsbedingungen der Depositionskrusten. Ablagerungen während des Fließprozesses ("runoff depositional crust") bestehen aus Partikeln unterschiedlicher Größe. In Fließrichtung ausgerichtete grobere Partikel bilden ein Skelett, welches durch feinere Teilchen ausgefüllt ist (Plasma). Demgegenüber weisen Depositionskrusten unter stehenden Ablagerungsbedingungen ("still depositional crust") eine deutliche Schichtung und Sortierung auf. Schwerere, größere Partikel werden schneller abgelagert als feinere. Der Partikeldurchmesser der Ablagerungsschicht nimmt zur Oberfläche hin ab.

Die rapide Abnahme des Infiltrationsvermögens auf verschlammten Böden ist direkt auf die Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit im Verschlammungshorizont zurückzuführen. Nach Morin et al., (1989) hat der Bodenfeuchtegradient nur am Anfang eines Beregnungsereignisses Einfluß auf die Infiltrationsrate. Dies zeigen Infiltrationsmessungen unter Feldbedingungen durch Ben-Hur et al. (1987). Für 30 Parzellen wurden sowohl Infiltrationsraten mit einem Doppelring-Infiltrometer als auch Beregnungen bestimmt. Nur bei Beregnung verschlammte der Boden infolge des Regentropfenaufschlags. Dies führt zu einer Abnahme der Infiltrationsrate auf 8.6 mm/h, wohingegen bei Infiltration in die Bodenmatrix unter Überstau eine hohe Infiltrationsrate von 57.9 mm/h erhalten bleibt (Mittelwerte aus 30 Versuchen). Auch Modellrechnungen durch Moore (1981) (vgl. Kap. 3.4) zeigen, daß die geringe Leitfähigkeit der Verschlammungsschicht zu dem Rückgang der Infiltrationsrate führt. Dabei zeigen Infiltrationsraten auch bei Verschlammung eine hohe räumliche Variabilität, die allerdings deutlich unter derjenigen bei Infiltration in die Bodenmatrix liegt. Ben-Hur et al. (1987) geben einen Variationskoeffizient von 14.7 % bei Infiltration in die Verschlammungsschicht gegenüber 41.8 % für unverschlammten Boden für 30 zufällig innerhalb eines Feldes angeordnete Meßstellen.

3.2 Steuernde Prozeßgrößen

Die Bildung der Verschlammungsschicht resultiert aus der Wechselwirkung einer Reihe unterschiedlicher Vorgänge. Prinzipiell zu unterscheiden sind dabei einerseits prozeßauslösende Vorgänge, z.B. der Niederschlag in Verbindung mit der aktuellen Bodenfeuchte u.ä., sowie prozeßsteuernde Rahmenbedingungen, wie Bodeneigenschaften, Hangneigung u.s.w.

Niederschlag

Der mechanische Aggregatzerfall einschließlich Verlagerung durch Splash und Verdichtung der Bodenoberfläche werden durch die mechanische Wirkung des Regentropfenaufschlags verursacht. Nach Morin & Benyamini (1977) ist die kinetische Energie des Niederschlags als steuernde Prozeßgröße anzusehen. Beregnungsversuche mit unterschiedlicher Beregnungsintensität (22 mm/h, 77 mm/h und 145 mm/h) konnten zur Deckung gebracht werden, wenn sie als Funktion der kinetischen

Energie dargestellt wurden (Abb. 3.2). Dabei ist nicht die Niederschlagsmenge, sondern die Aufprallenergie steuernde Prozeßgröße.

Dieses Ergebnis konnte in einer Reihe von Studien bestätigt werden, in denen unter Laborbedingungen die Aufprallenergie des Regentropfens variiert wurden. (Römkens et al., 1990; Bradford et al., 1987). Die Energie des Regentropfens ist abhängig von Geschwindigkeit und Durchmesser (Masse). Betzalel et al. (1995) variierten die Beregnungshöhe. Mit abnehmender Geschwindigkeit der Regentropfen verlangsamte sich der Verschlämmungsprozeß. Zugleich blieb eine höhere Endinfiltrationsrate erhalten. Bradford & Huang (1992) beschreiben eine erhebliche Abnahme der Endinfiltrationsrate für Beregnungen mit größerem Tropfendurchmesser (9.8 u. 6.5 mm/h gegenüber 51.6 u. 11.0 mm/h bei Tropfendurchmesser von 2.3 und 4.6 mm für zwei unterschiedliche Böden).

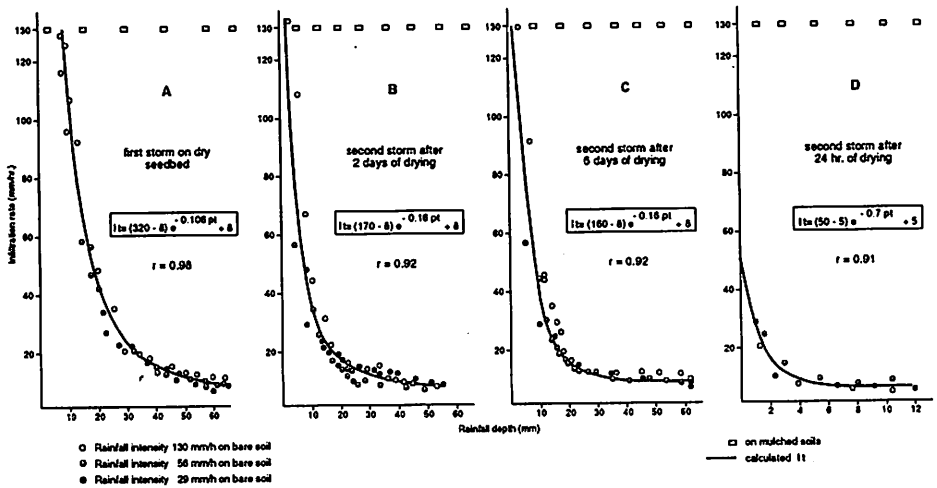


Abb. 3.2 Abhängigkeit der Infiltrationsrate von der Niederschlagsenergie (nach Morin & Benyamini, 1977)

Bedeckung

Bei Bedeckung durch Vegetation u. ä. wird der Boden vor dem Regentropfenaufschlag geschützt (Morin et al., 1989). Bereits Duley (1939) beobachtete die Schutzwirkung einer Mulchschicht vor Verschlämmung des Bodens, die nur auf der unbedeckten Vergleichsfläche bei Abnahme der Infiltrationsrate auftrat. Neuere Untersuchungen bestätigen die reduzierende Wirkung einer Vegetationsbedeckung. Nach Freebairn et al. (1991) führt bereits eine Bedeckung von 40 % zu einer deutlich verlangsamten Abnahme der Infiltrationskapazität (Beregnungen mit 100 mm/h). Roth (1992, Beregnungen über 30 Minuten mit 38 mm/h) beobachtete eine wirkungsvollere Abnahme der Infiltrationsrate nur bei einer Bedeckung unter 35 %. Bei höherer Bedeckung blieben ausreichend große unverschlämmte Bodenareale erhalten, über die weiterhin ein hohes Infiltrationsvermögen gewährleistet war. Nach Farres et al. (1996) kann auch unter dem Blätterdach eine Verschlämmungsschicht entstehen. Dabei zeigen sich erhebliche Unterschiede zwischen einzelnen Pflanzenarten, die auf unterschiedliche Abfließpfade an der Pflanze zurückzuführen sind und mit der Morphologie der Pflanze variieren (Stammabfluß gegenüber Tropfenbildung an der Blattoberfläche).

Bodenvorfeuchte

Unterschiedliche Ergebnisse liegen für den Einfluß der Bodenfeuchte auf das Verschlämmungsverhalten vor. Nach Cousen & Farres (1984) setzt Aggregatzerfall und Bodenverschlämmung wirkungsvoller und schneller bei hoher Ausgangsbodenfeuchte ein, durch welche die Aggregatstabilität herabgesetzt wird.

Demgegenüber ergaben Beregnungsversuchen durch Auerswald (1993) bei zunehmender Ausgangsbodenfeuchte eine abnehmende Zerfallsrate von Bodenpartikeln. Dabei ist der Zerfall auf Luftsprennung ("slaking") zurückzuführen, die gerade bei schneller Durchfeuchtung trockener Aggregate wirkungsvoll zu einer Zerkleinerung der Bodenaggregate führt (Henk, 1989). Ähnliche Ergebnisse geben Le Bissonnais et al. (1989). Als Resultat bildet sich eine Verschlämmungsschicht mit niedriger Endinfiltrationsrate im Vergleich zu feuchten Ausgangsverhältnissen und Zerfall nur durch Regentropfeneinschlag. Le Bissonnais et al. (1995) beobachteten allerdings für 10 schluffige bis lehmige Lößböden (Tongehalt 12-35%) niedrigere Abflußmengen und damit höhere Infiltrationsraten für Anfangsbodenfeuchten nahe der Feldkapazität im Vergleich zu lufttrockenen Böden (Beregnung mit 30 mm/h über 2 Stunden).

Diese unterschiedlichen Ergebnisse stehen nach Le Bissonnais & Singer (1992) und Bradford & Huang (1992) in Zusammenhang mit der Wechselwirkung von Aggregatstabilität, Zerfallsmechanismus und Bodenfeuchte (vergleiche auch Abschnitt Bodentextur). So beobachteten Bradford & Huang (1992) eine Zunahme der Verschlämmungsneigung bei zunehmender Bodenfeuchte nur für Böden mit geringer Aggregatstabilität, für die sich die mit zunehmender Feuchte abnehmende Aggregatstabilität als wirkungsvoll erweist. Für Böden mit hoher Aggregatstabilität zeigt sich demgegenüber die Luftsprennung als wirkungsvoller Zerkleinerungsmechanismus, der gerade bei geringen Bodenfeuchten wirksam wird.

Bodentextur

Nach Bradford & Huang (1992) ist die Bodentextur der wichtigste Einflußfaktor für die Verschlämmungsneigung. Steigender Tongehalt wirkt aggregatstabilisierend, so daß eine größere kinetische Energie durch die Regentropfen aufgebracht werden muß, um das Bodenaggregat zu zerstören (Shainberg, 1992). Die Verschlämmungsneigung nimmt ab. Diese These wird durch Beregnungsversuche von 6 Böden mit unterschiedlichen Tongehalten durch Ben-Hur et al. (1985, zitiert bei Shainberg, 1992) bestätigt. Deutlich anfällig für eine Verschlämmung bei niedrigen Endinfiltrationsraten zeigen sich Böden mit einem Tongehalt zwischen 10 und 30 % (Abb. 3.3). Liegt der Tongehalt unter 10 %, so ist nicht genügend feines Bodenmaterial (Ton) vorhanden, um die Poren zu verschließen. Nur eine unterentwickelte, materiallimitierte Kruste entsteht. Bei höherem Tongehalt wirkt sich die erhöhte Aggregatstabilität als einschränkender Faktor aus, die eine wirkungsvolle mechanische Zerstörung der Aggregate durch den Regentropfenaufschlag verhindert (prozeßlimitiert). Als zusätzlicher Faktor ist allerdings auch die Bodenfeuchte einzubeziehen (Bradford & Huang, 1992). Im trockenen Ausgangszustand kann trotz hohem Tongehalt die Luftsprennung wirkungsvoll zu einer Aggregatzerkleinerung beitragen (bodenfeuchtelimitiert).

Ob auch der Schluffgehalt Einfluß auf die Verschlämmungsneigung hat, ist eine noch offene Frage (Shainberg, 1992). Beregnungsversuche durch Betzalel et. al. (1995) zeigen für einen schluffigen Lehm mit stabilen Aggregaten (Schluffanteil 38 %, Tonanteil 22%) gegenüber einem weniger stabilen sandigen Lehm (Schluffanteil 9%, Tonanteil 12%) eine deutlich verlangsamte Verschlämmungsneigung.

Neben der direkten Beeinflussung der Aggregatstabilität durch die Korngrößenverteilung hat auch die Aggregatgröße in Relation zur Niederschlagsenergie Einfluß auf den Zerfallsprozeß (Henk, 1989). So nimmt sowohl die benötigte kinetische Energie zur Aggregatzerstörung als auch die Wassermenge für eine wirkungsvolle Luftporensprengung mit zunehmender Aggregatgröße zu. Diese Abhängigkeit belegen Freebairn et al. (1991) in Berechnungen von Bodenproben, die zuvor hinsichtlich ihrer Aggregatgrößen in einzelne Klassen separiert wurden. Statistisch signifikant nahm die Verschlammungsneigung für Aggregatklassen größer 19 mm ab. Die niedrigsten Endinfiltrationsraten allerdings zeigt die Aggregatklasse von 5-10 mm.

Damit belegen eine Vielzahl von Studien den Einfluß der Bodentextur auf die Verschlammungsneigung. Eine quantitative Beziehung zwischen Bodentextur und Verschlammungsparametern konnte allerdings bisher nicht gefunden werden. Weitere Einflußfaktoren überlagern den Prozeß. So konnten Le Bissonnais & Singer (1993) bei einer Analyse von 17 repräsentativen Böden in Kalifornien keinen signifikanten Zusammenhang zwischen Endinfiltrationsrate, gesamtem Infiltrationsvolumen und Bodenkenngrößen feststellen.

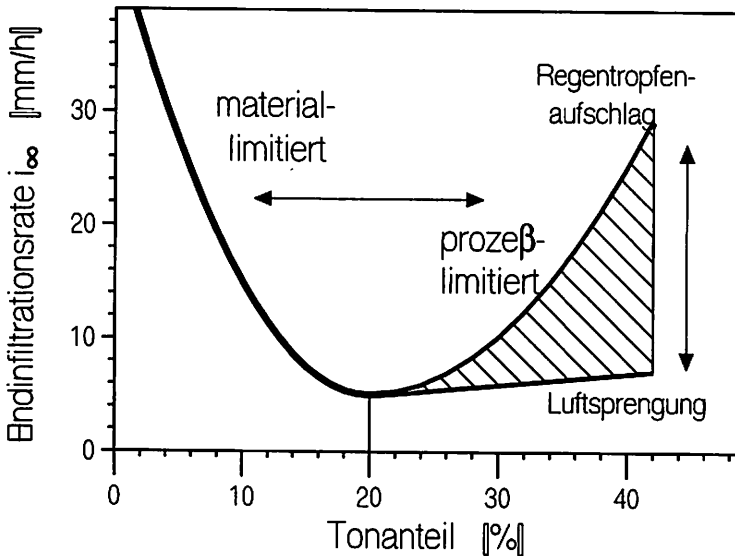


Abb. 3.3 Einfluß des Tongehaltes auf den Verfallsmechanismus und die Verschlammungsneigung

Physiko-chemische Eigenschaften von Boden, Niederschlags- und Bewässerungswasser

Eine große Bedeutung haben chemische Eigenschaften des Bodens und des Niederschlags- bzw. Bewässerungswassers auf das Verschlammungsverhalten unter ariden bis semiariden Klimabedingungen. Immer wieder wurde der Einfluß der Natrium-Austausch-Kapazität (ESP) in Verbindung mit der elektrischen Leitfähigkeit des Beregnungswassers (EC) auf das Verschlammungsverhalten untersucht (z.B. Agassi et al., 1981; Ben-Hur et al., 1985; Shainberg & Singer, 1985; Levy et al.,

1986). In Studien unter semiariden Klimaverhältnissen (Israel und Kalifornien) zeigt sich eine Wechselwirkung zwischen beiden Faktoren hinsichtlich der Bildung eines Einwaschungshorizontes, welcher für die Bewässerungslandwirtschaft von hoher Bedeutung ist. Levy et al. (1994) konnten für 3 Bodentypen mit unterschiedlichem ESP bei insgesamt 12 Beregnung mit destilliertem, leicht und stark salzhaltigem Wasser 70% der Varianz der Endinfiltrationsrate durch ESP und EC erklären. Ein hoher ESP erleichtert die Lösung der Tonpartikel. Anschließend vertikale Verlagerung führt zur Bildung eines Einwaschungshorizontes mit geringer Leitfähigkeit (Levy et al., 1986). Demgegenüber wirkt der EC im Beregnungswasser invers auf die Verschlammungsneigung. Ein hoher EC des Bewässerungswassers verlangsamt die Ton-Dispersion und Bildung des Einwaschungshorizontes (Agassi et al., 1981; Hardy et al., 1983). Ein Überblick über weitere Einflußfaktoren findet sich z.B. bei Shainberg (1992).

Hanggefälle

Poesen (1986) fand eine inverse Beziehung zwischen Verschlammung und Hangneigung. Für einen Feinsand variieren die Endinfiltrationsraten zwischen 1.4 mm/h bei 2° und 7.5 mm/h bei 15° Hangneigung (Beregnung mit 50 mm über 2.5 Stunden). Demgegenüber zeigt variables Gefälle bei einem Schluffboden nur geringe Unterschiede bei insgesamt mäßiger Verschlammungsneigung. Der Einfluß der Hangneigung auf die Verschlammung resultiert aus:

- zunehmender Flächenerosion durch erhöhte Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses im Interrillbereich, welche der Verschlammung entgegenwirkt
- zunehmender Rillendichte
- reduzierter Aufschlagenergie der Regentropfen bei geringerer Tropfenanzahl.

In anderen Untersuchungen bestätigte sich die hohe Abhängigkeit zur Hangneigung allerdings nicht (Bradford & Huang, 1992).

Makroporen

Ela et al. (1992) untersuchten die Interaktion zwischen Verschlammung und Makroporen. Sowohl künstlich durch Einstiche erzeugte als auch aktiv durch Regenwurmbesatz entstehende Makroporen wurden berücksichtigt. Trotz der Zunahme der sichtbaren Regenwurmlöcher - mit einsetzender Beregnung flüchten die Regenwürmer an die Oberfläche - haben die Regenwurmlöcher keinen Einfluß auf die Infiltrationsrate. Mögliche Gründe liegen in dem das Loch umrundenden Damm aus Auswurfmaterial, welcher in Kombination mit nur auf Teilen der Oberfläche konzentriertem Oberflächenabfluß den direkten Zufluß ins Loch verhindert. Weiterhin eignet sich Auswurfmaterial für die Verlagerung durch Splash. Schon kurz nach Einsetzen des Niederschlags waren die Poren an der Oberfläche nicht mehr sichtbar. Allerdings blieben die Makroporen in tieferen Schichten erhalten.

Andere Einflüsse der Regenwurmaktivität zeigt eine Studie durch Kladvko et al. (1986), die Bodenproben 54 Tage der Regenwurmaktivität aussetzten. Hierdurch erhöhte sich signifikant die Aggregatgröße, wodurch die Verschlammungsanfälligkeit deutlich herabsetzt wurde.

3.3 Verschlammungsverhalten in aufeinanderfolgenden Niederschlagsereignissen

Gerade in gemäßigtem Klima ist die Bodenverschlammung in der Regel nicht auf ein isoliertes extremes Niederschlagsereignis zurückzuführen, sondern geht aus einer Abfolge unterschiedlicher Ereignisse hervor (Le Bissonnais, 1990). Dabei schließt sich ein neues Ereignis nicht nahtlos an das Vorgängerereignis an. Der Zeitraum ohne Niederschlag führt zum Trocknen der Verschlammungsschicht; eine Kruste entsteht. Trockenrisse in der Kruste bewirken eine Zunahme des Infiltrationsvermögens, so daß sich eine neue Bodenstruktur bilden kann (Ben-Hur et al., 1985). Trocknungszeit und Krustenstruktur sind wesentliche, prozeßbestimmende Faktoren für die Krustenrückbildung. Über den quantitativen Zusammenhang zwischen Krustenrückbildung und Verschlammung in einem Folgeereignis ist wenig bekannt. Die wenigen zu dieser Problematik durchgeführten Studien beschränken sich auf Laboruntersuchungen.

Übereinstimmend führt in allen Untersuchungen das Trocknen der Verschlammungsschicht zu einem erneuten, langsamen Anstieg des Infiltrationsvermögens. Morin & Benyamini (1977) geben für Böden, deren Anfangsinfiltrationsrate in der Erstberegnung bei 320 mm/h und Endwert bei 8 mm/h lagen, für eine Zweitberegnung Anfangsinfiltrationsraten von 50 mm/h, 160 mm/h und 170 mm/h bei Trockenzeiten von 1, 6 und 11 Tagen an. Ähnliche Resultate liefern auch andere Studien, wobei z.T. schon nach kürzeren Trockendauern die Anfangsinfiltration erreicht wurden (z.B. Levy et al., 1986, nach 4 Tagen). Die schnelle Rückbildungsrate steht allerdings im Zusammenhang mit hohen Trocknungstemperaturen unter Laborbedingungen sowie gestörten Bodenprofilen, die einen kapillaren Aufstieg verhindern (Zhang et al., 1993). Verschlammte Böden zeigen unter Feldbedingungen und mitteleuropäischen Klimaverhältnissen wesentlich langsamere Trockenzeiten. Trockenrisse erreichen erst nach längeren Trockenperioden eine flächendeckende Ausdehnung (Govers, 1991).

Folgende weitere qualitative Aussagen ergeben sich aus den einzelnen Studien:

- Die Zunahme der Infiltrationsrate ist von der Bodentextur abhängig. Allgemein zeigen sich eine langsamere Zunahme bei steigendem Tongehalt. Levy et al. (1986) fanden eine verlangsamte Zunahme für einen lehmigen (Tonanteil 22 %, Sandanteil 38 %) im Vergleich zu einem stark sandigen Boden (Tonanteil 11 %, Sandanteil 79 %). Ähnliche Ergebnisse geben auch Hardy et al. (1983) und Roth & Helming (1992).
- Die Zunahme der Infiltrationsrate ist nicht direkt von der Dichte der Trockenrisse abhängig. Nach Ben-Hur et al. (1985) zeigt für die Böden von Levy et al. (1986) der Lehm Boden mit dem größten Tonanteil ein deutlich dichteres Netz an Trockenrisen. Trotzdem erfolgt die Rückbildung der Infiltrationsrate für den Lehm Boden nur verzögert. Auch die Böden von Roth & Helming (1992) zeigen ein konträres Verhalten zwischen Infiltrationsrate und Trockenrißbildung. Nach Roth & Helming liefert Luftsprennung der Kruste genügend Bodenmaterial, um die Risse schnell zu verstopfen.
- Die Infiltrationsraten für Folgeereignisse liegen stets unter denjenigen der Erstberegnung. Übereinstimmend zeigen Beregnungsversuche durch Ben-Hur et al. (1985), Roth & Helming (1992), Morin & Benyamini (1977) und Le Bissonnais & Singer (1992) eine erhöhte Verschlammungsneigung im Folgeereignis. Gleichzeitig werden niedrigere Endinfiltrationsraten erreicht. Kleine Bodenteilchen sind in der Kruste in ausreichender Zahl verfügbar oder entstehen bei wirkungsvollem Aggregatzerfall und ermöglichen bei erneutem Niederschlag eine wirkungsvolle Verschlammung.

3.4 Modellierung des Infiltrationsverhaltens bei Bodenverschlämmung

Trotz der hohen Bedeutung der Bodenerschlämmung für das Infiltrationsverhalten zumindest auf landwirtschaftlich genutzten Flächen wird der Vorgang bisher in Infiltrationsmodellen selten berücksichtigt (Schiffler, 1992). Gleiches gilt für hydrologische Modelle. Lediglich in der Simulation des Erosionsprozesses kommt der verschlammungsbedingten Entstehung von Oberflächenabflüssen eine wachsende Bedeutung zu. Einen Überblick über Modelle zum Verschlammungsprozeß geben z.B. Römkens et al. (1990), Mualem & Assouline, (1992) oder Ahuja & Schwarzendruber (1992). Im folgenden werden wichtige Ansätze vorgestellt:

Infiltrationsmodelle

Morin & Benyamini (1977) wenden die klassische Infiltrationsformel nach Horton auf den Verschlammungsprozeß an. Allerdings wird die exponentielle Abnahme der Infiltrationsrate in Bezug zur kumulativen Niederschlagsenergie gesetzt:

$$i(t) = (i_0 - i_\infty) * \exp(-C_v * E_{kin}(t)) + i_\infty \quad (3.1)$$

mit

$i(t)$ = Infiltrationsrate zur Zeit t ,

i_0 = Anfangsinfiltrationsrate

i_∞ = Endinfiltrationsrate

$E_{kin}(t)$ = kumulative Niederschlagsenergie

Das Modell zeigt gute Anpassung an gemessene Infiltrationsverläufe (vgl Abb. 3.2). Die Physikalität des Verschlammungsprozesses wird über die Einbeziehung der Niederschlagsenergie als steuernde Prozeßgröße berücksichtigt. Die Modellparameter i_0 , i_∞ und C_v geben das Verschlammungsverhalten des Bodens an.

Andere Modellanwendungen setzen in Anlehnung an die Horton-Gleichung die gesättigte Leitfähigkeit über eine exponentielle Zerfallsfunktion in bezug zur Verschlammung des Bodens (Moore, 1981)

$$k_f(t) = (K_i - K_f) * \exp(-a f(t)) + K_f \quad (3.2)$$

Dabei ist $f(t)$ eine Funktion der Niederschlagsenergie, $k_f(t)$ die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit zur Zeit t , und K_i und K_f sind bodenabhängige Parameter. Brakensiek & Rawls (1983) kombinieren die Zerfallsfunktion für abnehmende Leitfähigkeit durch Verschlammung mit der Green u. Ampt Infiltrationsgleichung. Moore (1981) integriert die abnehmende k_f -Rate in ein Infiltrationsmodell auf Grundlage der Richards-Gleichung. Anwendungen des Modells mit jeweils fester, gesättigter Leitfähigkeit, die unterschiedliche Stadien der Krustenbildung angeben, zeigen, daß eine Abnahme des Infiltrationsvermögens des Bodens direkt auf die Abnahme der gesättigten Leitfähigkeit einer dünnen Verschlammungsschicht zurückzuführen ist.

Auch Baumhard et al. (1990) modellieren den Infiltrationsvorgang unter Anwendung der Richards-Gleichung. Die Verschlammung wird durch Abnahme der Leitfähigkeit im obersten Bodenhorizont (5 mm Dicke) berücksichtigt. Vereinfachend wird von einer stückweise linearen Abnahme der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit in Abhängigkeit zur Niederschlagsenergie ausgegangen. Aus

der aktuellen, gesättigten Leitfähigkeit (verschlammungsabhängig) wird die tatsächliche Leitfähigkeit unter Einbeziehung der Bodenfeuchte bestimmt. Baumhard et al. (1990) vergleichen Modellrechnungen mit Berechnungen bei unterschiedlicher Niederschlagsenergie. Unterschiede im Infiltrationsverhalten konnten durch die in Abhängigkeit zur Niederschlagsenergie reduzierten Leitfähigkeit erklärt werden. Damit bestätigt sich die Niederschlagsenergie als steuernde Prozeßgröße.

Weitere Anwendungen des Richards-Modells bei abnehmender Leitfähigkeit durch Verschlammung geben Diekkrüger & Bork (1994). Dabei wird die Abnahme der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit als negative Zerfallsfunktion in Abhängigkeit zur Niederschlagserosivität (= kinetische Energie * Intensität des Niederschlags) beschrieben.

Modelle zur Niederschlag-Abfluß-Simulation

Eine Niederschlags-Abfluß-Simulation mit Berücksichtigung der Verschlammung stellen De Roo & Riezebos (1992) vor. Bei Simulation mit dem ANSWERS-Modell wurde die als sensibler Modellparameter geltende effektive Bodentiefe über eine negative Exponentialfunktion in Abhängigkeit zur kumulativen Niederschlagsenergie reduziert. Gute Übereinstimmungen zu vier sukzessiv durchgeführten Beregnungsereignissen wurden erzielt.

Auch Silburn & Connolly (1995) beziehen die Bodenverschlammung in die Modellierung mit ANSWERS ein. Die hydraulische Leitfähigkeit bei Sättigung in der Green und Ampt Infiltrationsgleichung wird über die negative Exponentialfunktion nach Morin & Benyamini (1977) in Beziehung zur Niederschlagsenergie gesetzt. Anwendungen für Beregnungspartellen und Abflußereignissen in kleinen Einzugsgebieten werden vorgestellt (Connolly & Silburn, 1995).

3.5 Zusammenfassung und Schlußfolgerung für die Modellierung

Die Verschlammung des Bodens bewirkt eine Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit in einer dünnen Oberflächenschicht. Die hierdurch verursachte, deutliche Abnahme des Infiltrationsvermögens führt zu Oberflächenabfluß. Der Verschlammungsprozeß ist daher ein wichtiger Teilprozeß der Abflußbildung. Zwar sind nicht alle Böden gleich verschlammungsanfällig, aber gerade die landwirtschaftlich intensiv genutzten Böden auf Lößablagerungen zeigen ein hohes Verschlammungsrisiko.

Die Verschlammung steht in Zusammenhang mit dem Aggregatzerfall größerer Bodenpartikel und einer Verlagerung feiner Bodenteilchen in offene Bodenporen. Wesentlicher steuernder Faktor ist die kinetische Energie der Regentropfen, die sowohl den mechanischen Aggregatzerfall, Kompression des Oberbodens und Transport (Splash) bewirkt. Hohe Bedeutung kommt dabei der Bedeckung der Oberfläche durch Vegetation zu. Nur der direkte Regentropfenaufschlag führt zur Verschlammung. Allerdings sind auch andere Faktoren, insbesondere Luftsprennung (Auerswald, 1993) und Dispersion feiner Bodenteilchen bei anschließender, erneuter Ablagerung an der Entstehung einer Verschlammungsschicht beteiligt. Auch durch Sedimentationsprozesse können Ablagerungen geringer Leitfähigkeit an der Bodenoberfläche entstehen (Sedimentationskrusten).

Eine Reihe von Bodenkenngrößen werden in Verbindung zur Verschlammungsneigung des Bodens gesetzt. Allerdings konnten bisher noch keine quantitativen Beziehungen abgeleitet werden. Die Vielzahl der beteiligten Größen erschwert eine quantitative Beschreibung des Vorgangs und deutet

auf die komplexe Wechselwirkung aller beteiligten Prozesse hin. Allerdings lassen sich erste qualitative Trends ableiten, wie in Abb. 3.3 für den Einfluß des Tongehaltes und der Anfangsbodenfeuchte dargestellt. Weitere wichtige Größen sind Gehalt an organischem Material, sowie bei Lösung von Tonteilchen, der ESP des Bodens.

Verschlämmung ist nicht als Einzelereignis zu sehen, sondern resultiert, insbesondere unter mitteleuropäischen Niederschlagsverhältnissen, meist aus einer Abfolge von moderaten Niederschlagsereignissen. Dabei schließt sich die Verschlämmung bei erneutem Niederschlag nicht nahtlos an das vorausgegangene Ereignis an: In Trockenperioden trocknet die Verschlammungsschicht, die Kruste reißt und die Infiltrationsrate nimmt wieder zu. Allerdings ist die Verschlammungsanfälligkeit bei Folgeereignissen größer, d.h. eine wirkungsvollere Verschlammungsschicht entwickelt sich schneller als beim ersten Niederschlagsereignis.

Alle existierenden Modelle zum Verschlammungs- und Infiltrationsverhalten beschreiben die Abnahme der Infiltrationsrate durch eine negative Exponentialfunktion vom Horton-Typ. Steuernde Prozeßgröße ist die kumulative Niederschlagsenergie. Damit wird die Abnahme des Infiltrationsvermögens als Zerfallsprozeß der Bodenaggregate in Relation zur Niederschlagsenergie beschrieben. Unterschiedliche Modellansätze setzen entweder direkt die Infiltrationsrate (Morin & Benyamin, 1977) oder die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in Beziehung zur Niederschlagsenergie. Die im Horton-Ansatz benötigten Parameter Anfangsinfiltrations-, Endinfiltrationsrate sowie Verschlammungsneigung sind empirische Parameter und können nur indirekt aus Bodenparametern abgeleitet werden.

Modellanwendung über eine Folge von Niederschlagsereignissen mit dazwischen liegenden Trockenzeiten existieren bisher nicht. Auch der Einfluß der Bedeckung wird in Modellanwendungen nicht berücksichtigt.

4. Einzugsgebietsmodell TOPSIM

4.1 Modellstruktur

4.1.1 Modellarchitektur der Prozeßabbildung

Der Wasserkreislauf setzt sich aus einzelnen Teilprozessen zusammen, die über Massenströme miteinander in Verbindung stehen. Einzelne Teilprozesse folgen aufeinander, so die Bildung einer Schneedecke, die Interzeption der Vegetation, die Infiltration in den Boden und die Wasseraufnahme der Pflanzen aus dem Boden. Teilprozesse können aber auch parallel zueinander auftreten, z.B. Oberflächenabfluß durch Infiltrationsüberschuß oder durch Sättigungsflächen, und - je nach Umweltbedingungen - stark oder weniger deutlich den Gesamtprozeß bestimmen.

In der vorliegenden Arbeit wurde ein Modell zur Simulation des Niederschlag-Abfluß-Prozesses entwickelt mit dem Ziel, möglichst signifikante Teilprozesse zu identifizieren, durch einfache, physikalisch basierte Modelle zu beschreiben und in ein flexibles Netzwerk zu integrieren. Von Interesse ist die Bedeutung der Teilprozesse innerhalb des Gesamtsystems in der jeweiligen Abhängigkeit von den Umweltbedingungen, so dem vorherrschenden Bodentyp, den Geländeverhältnissen, der Vegetation oder dem Klima. Durch die Beschränkung auf einfache, jeweils nur Teilprozesse beschreibende Modelle reduziert sich die Anforderung an die Modellparameter. Ein zusätzlicher Erkenntnisgewinn durch ein besseres Verständnis des Gesamtprozesses aus der Interaktion der Teilprozesse ist möglich. Diesem Prinzip flexibler Teilstrukturen steht eine physikalisch orientierte Vorgehensweise gegenüber, alle Vorgänge inklusive aller Teilprozesse (z.B. die Wasserbewegung im Boden) vollständig über einen einzigen detaillierten physikalischen Ansatz zu beschreiben. Dieser Ansatz wird dann allen Umweltbedingungen gerecht, stellt aber hohe Anforderungen an die Modellparameter (Beven, 1989). Diese können in Modellanwendungen auf größere Einzugsgebiete selten erfüllt werden.

Damit ist die Programmarchitektur des Modells TOPSIM bestimmt durch unabhängige Programmodule, die in unterschiedlicher Form miteinander verknüpft werden können. Sind mehrere Module verfügbar, die einen Prozeß über unterschiedliche Ansätze beschreiben, so können sie in beliebiger Kombination eingesetzt werden. Damit wird an Grundprinzipien des von Leavesly et al. (1994) entwickelten „Modular Hydrological Modeling System“ (MHMS) angeknüpft, welches in Form des „Hydrological Model Generator“ auch im Rahmen des DFG-Schwerpunktes Regionalisierung in der Hydrologie eingesetzt wurde (Rhode et al., 1994; Haase, 1996).

Im Zentrum der Simulation steht die Entstehung des Oberflächenabflusses in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. Wichtige Entstehungspfade wurden in Kap. 2 und 3 vorgestellt, die entsprechend der Modellarchitektur jeweils durch eigene Teilmodule berücksichtigt werden. Wenn möglich, wurden zur Abbildung der Teilprozesse bereits existierende Modellsätze übernommen. Für das Modell TOPSIM wurden folgende Berechnungsansätze festgelegt:

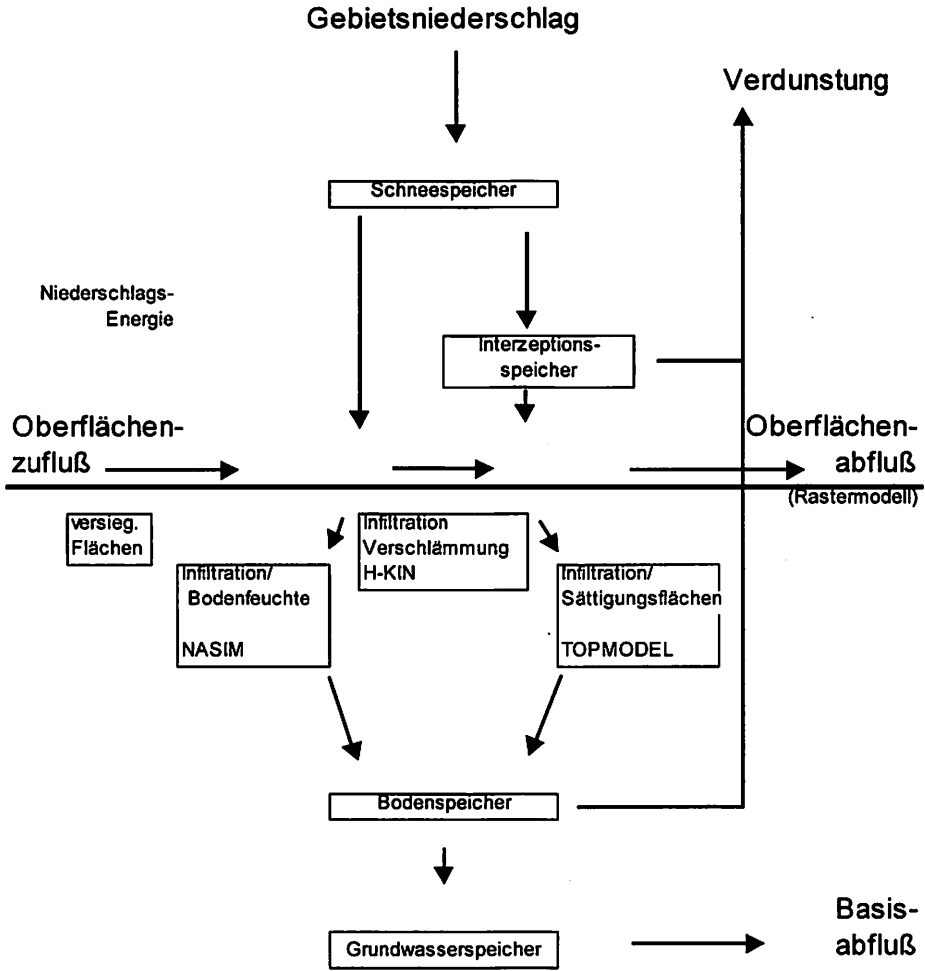


Abb. 4.1 Modellkonzeption des Modells TOPSIM

Oberflächenabfluß durch Verschlämmung

Im Zentrum des Modells steht die Einbeziehung aus der Erosionsforschung bekannter hoher Oberflächenabflüsse infolge Bodenverschlämmung, die eine hohe Abhängigkeit zur Nutzung zeigen. Für diesen Vorgang muß ein neues Modell entwickelt werden. Allerdings kann der Ansatz von Morin & Benyamini (1977) aufgegriffen werden. Zusätzlich zu integrieren ist der Nutzungsbezug des Verschlämmungsvorgangs.

Oberflächenabfluß aus Überschuß einer Infiltration in die Bodenmatrix

Zur Abbildung einer Infiltration in die Bodenmatrix wird der bodenfeuchteabhängige Ansatz nach Ostrowski (NASIM-Ansatz) gewählt. Zwar liegen mit dem Infiltrationsmodell nach Green und Ampt oder der Richards-Differentialgleichung Modelle vor, die den Infiltrationsprozeß auf verbesserter physikalischer Grundlage abbilden. Es zeigen sich aber erhebliche Probleme bei der Ableitung der benötigten Modellparameter, die für Anwendungen in größeren Einzugsgebieten nicht in der erforderlichen Detailliertheit verfügbar sind. Dem Genauigkeitsgewinn durch aufwendige Infiltrationsgleichungen steht eine hohe Unsicherheit bei der Ableitung der Bodenparameter für größere Raumeinheiten gegenüber, so daß sich die Qualität der Modellabbildung nur wenig verbessert (Fett & Schulz, 1995).

Makroporeninfiltration

Zwei Ansätze werden übernommen, um eine erhöhte Infiltration entlang preferentieller Fließwege zu berücksichtigen: Der Interflow-Ansatz nach NASIM sowie ein vereinfachtes Makroporenmodell, welches Modellvorstellungen von Germann & Beven (1985) und Maurer (1997) kombiniert.

Sättigungsflächenabfluß

Eine Abbildung von Sättigungsflächen soll auf Basis des Topographieindex nach dem TOPMODEL-Konzept erfolgen. Zwar ist das Konzept nicht räumlich detailliert, über den Index kann aber ein direkter Raumbezug erreicht werden.

Fließvorgang an der Oberfläche

Nur ein einfacher Modellansatz ist bei der Schwierigkeit, verlässliche hydraulische Kenngrößen für den höchst variablen Fließvorgang eines dünnen Abflußfilms an der Oberfläche festzusetzen (Abrahams et al., 1986), gerechtfertigt. Zugrundegelegt wird ein nichtlinearer Speicheransatz auf Grundlage der Manning-Strickler-Formel (Schramm, 1994), welcher auf aus dem digitalen Höhenmodell abgeleiteten Rasterflächen angewendet wird.

Neben der im Zentrum der Modellanwendung stehenden Simulation des Oberflächenabflusses werden weitere Teilprozesse im Modell einbezogen, um die vollständige Abbildung der Wasserbilanz zu erreichen: Schneespeicher, Interzeptionsspeicher, Bodenspeicher als Bestandteil der Infiltrationsmodelle und Grundwasserspeicher. Damit ergeben sich neben Niederschlag und Oberflächenabfluß Evapotranspiration und Basisabfluß als weitere Bilanzgrößen. Nicht berücksichtigt bleibt der „subsurface stormflow“ (vgl. Kap 2.3). Dies ist vertretbar, da der „subsurface stormflow“ nicht als Oberflächenabfluß in Erscheinung tritt, sondern lediglich direkten Beitrag zum Gerinneabfluß leistet.

Mit der grob umrissenen Modellkonzeption steht ein Modell zur Verfügung, welches die flächendetaillierte Abbildung der Entstehung und des Verlaufs des Oberflächenabflusses und dessen möglichen Beitrages am Hochwasserabfluß zuläßt. Eine detaillierte Beschreibung der Modellansätze erfolgt in Kap. 4.2 und 4.3. Mit dem NASIM- und TOPMODEL-Ansatz können weitverbreitete Modellansätze miteinander verglichen und einem nutzungsabhängigen Verschlammungskonzept gegenübergestellt werden. Zusammenhänge zwischen Modellen und Abflußentstehungsmechanismen können überprüft werden (Beven, 1989).

4.1.2 Modellarchitektur zur Raumgliederung

Jede hydrologische Modellierung setzt eine Raumeinheit voraus, welche die Grundeinheit des Modells bildet (Becker, 1986). Gängige Raumgrößen für hydrologische Modelle sind Einzugsgebiete kleiner Vorfluter zwischen 1 - 10 km² Größe, die je nach Modelltyp über effektive Parameter oder Verteilungskurven (= „lumped“) beschrieben oder weiter in kleinere Raumeinheiten differenziert werden (= flächendetailliert, „distributed“) (Refsgaard & Storm, 1996). Dabei lassen sich Raumeinheiten nach unterschiedlichen Kriterien festzulegen:

Abflußbezogene Raumgliederung in Einzugsgebiete

Hydrologische Grenzen werden durch Wasserscheiden gebildet. Hieraus können Einzugsgebiete abgeleitet und unter Kopplung an das Gerinnenetz miteinander verknüpft werden. Kleinste Raumelemente können auf Grundlage von Ordnungshierarchien (z.B. Strahlerordnung) oder über einfache Grenzwerte (maximale Flächengrößen) abgeleitet werden.

Prozeßbezogene Raumgliederung in Hydrotrope

Diese Vorgehensweise orientiert sich an der Abgrenzung von Gebieten mit hydrologisch ähnlichem Verhalten. Einfache Unterscheidungsmerkmale sind Bodeneigenschaften oder Nutzung. Allgemein übliche Bezeichnung ist ein Hydrotrop. Aber auch der von Wood et al. (1988) geprägte Begriff „representative elementary area“ (REA) oder „hydrological response units“ sind in diesem Zusammenhang zu nennen.

Entscheidend beeinflusst der Betrachtungsmaßstab eine sinnvolle Abgrenzung von Hydrotopen (Wood et al., 1988; Beven, 1995). Betrachtet man z.B. den Vorgang der Infiltration in sehr kleinem Maßstab, so ist entscheidend, ob eine Raumeinheit eine Makropore mit erhöhtem Infiltrationsvermögen enthält oder nicht. Raumeinheiten mit Grobporen müßten von solchen ohne Poren getrennt und durch jeweils eigenständige Modellansätze beschrieben werden. Bei einem etwas grobskaligeren Betrachtungsmaßstab verwischt sich der Einfluß einer einzelnen Makropore. Entscheidend ist nun z.B. die Gesamtanzahl der Poren bezogen auf eine Flächeneinheit (Dichte), die in dieser Raumskala das (mittlere) Infiltrationsvermögen prägen (z.B. unterschiedliche Regenwurmdichte zwischen Hangfuß und Hangtop nach Zehe, 1997).

Auch wenn für Hydrotrope ähnliche hydrologisches Verhalten angenommen werden können, so bleibt das Problem, aus am Punkt gemessenen Werten räumliche Mittelwerte (effektive Parameter) abzuleiten, bestehen (Böschl & Sivapalan, 1995). Prinzipiell sind einer Mittelung Grenzen gesetzt, wenn die Varianz der Parameter nicht mehr aus einer natürlichen Streuung hervorgeht, sondern ein prinzipiell unterschiedliches Verhalten beinhaltet. Hier sind die Grenzen für ein Hydrotrop zu suchen.

Datenorientierte Raumgliederung in Rasterelemente

Weit verbreitet ist eine Raumgliederung in Rasterelemente aus Quadraten gleicher Kantenlänge, die an GIS-Technologien anknüpft. Rasterelemente erleichtern die Datenhaltung raumbezogener Daten (Matrixform) und haben sich insbesondere in Form digitaler Höhenmodelle durchgesetzt, die auf regelmäßigen Höhenpunkten in Rasteranordnung basieren. Durch die regelmäßige Punktverteilung sind Fließvorgänge an der Oberfläche von Rasterpunkt zu Rasterpunkt leicht berechenbar. Als Nachteil werden aber lineare Strukturen, etwa in Form von Tiefenlinien, Feldgren-

zen u. ä., nicht richtig erfaßt. Einen Ausweg bieten hier auf unregelmäßigen Punktverteilungen anwendbare Dreiecksvermaschungen mit Dreieckselementen (TIN) als Basisflächen (Vieux, 1991; Moore et al., 1991). Diese können zwar unregelmäßige Topographien besser abbilden, dafür sind aber die räumliche Verknüpfungen zwischen den Dreiecksflächen (z.B. Fließbeziehungen) sowie die Datenhaltung aufwendig.

Im Modell TOPSIM werden alle drei Raumgliederungen einbezogen:

- Die äußere Grenze eines Teilgebietes wird durch die Einzugsgebietsgrenzen bestimmt.
- Prozeßabhängig differenziert werden Hydrotope, für die gleiches Modellverhalten vorausgesetzt wird. Zu berücksichtigen sind Unterschiede der Böden und der Nutzung. Nutzungsgrenzen ergeben sich aus Schlaggrenzen. Nach Auerswald und Weigand (pers. Mitteilung) kann von ähnlichen Bodeneigenschaften innerhalb eines Ackerschlaes ausgegangen werden. Damit können Hydrotope an Schlaggrenzen orientiert werden (Feldhydrotop).
- Höhendaten in Rasterauflösung (Rasterelemente) bilden die Raumeinheit zur Simulation des Fließvorgangs an der Oberfläche.
- Zusätzlich sind lineare Elemente vorgesehen, an denen sich der Oberflächenabfluß konzentriert (z.B. Gräben, Gerinne, Feldwege).

Notwendig ist eine Zuordnung zwischen Rasterelementen und Feldhydrotopen. Feldgrenzen orientieren sich zwar an linearen Strukturen, die aber nicht konform mit regelmäßigen Rastergrenzen verlaufen. Wird einem Rasterelement ein eindeutiges Feldhydrotop zugeordnet, so entstehen zwangsläufig Fehler. Diese Fehler werden ausgeschlossen, wenn jedem Rasterelement eine Hydrotopverteilung (mehrere Feldhydrotope mit jeweiligem Flächenanteil) zugewiesen wird. Allerdings erhöht sich der Aufwand für Modell und Datenhaltung.

Anhand der Parzellengrenzen des Kloostergutes Scheyern wurde überprüft, ob ein entsprechender Mehraufwand erforderlich ist. Dabei kann die Parzellengröße und Aufteilung in Scheyern als repräsentativ für weite Teile (zumindest der alten) BRD angesehen werden (Auerswald et al., 1995). Für unterschiedliche Rastergrößen wurde jeweils der Prozentanteil der dominierenden Nutzung an der Gesamtfläche des Rasterelementes ermittelt. In Abb. 4.2. ist die Häufigkeitsverteilung dargestellt. Gerade für große Rasterflächen dominiert eine Mischnutzung. Der Anteil der Raster, deren dominierende Nutzung einen Flächenanteil unter 75% einnimmt, liegt je nach Rastergröße zwischen 45 und 12 %. Betrachtet man allerdings umgekehrt den Flächenfehler zwischen tatsächlicher Nutzungsverteilung und der Nutzungsverteilung, falls jedem Raster einheitlich die dominierende Nutzung zugrunde gelegt wird (Tab. 4.1), so liegt der Fehler unabhängig von der Rastergröße unter 10 %. Fehler zwischen tatsächlichen Schlag- und Rastergrenzen gleichen sich aus. Der geringfügige Lagefehler kann in Kauf genommen werden. Eine Ausnahme bildet die Nutzung F09, die im wesentlichen Feldwege und -raine umfaßt. Diese linearen Strukturen werden bei großer Rasterweite nicht erfaßt.

Aufgrund der Ergebnisse ist es vertretbar, jedem Raster lediglich ein Feldhydrotop zuzuordnen. Als Sondernutzung werden allerdings versiegelte Flächen berücksichtigt, indem jedem Rasterelement auch ein Versiegelungsgrad zugeordnet wird. Versiegelte Flächen treten häufig als linearen Strukturen (Wegen, Straßen u.s.w) auf, die nicht durch Rasterelemente erfaßt werden. Da versiegelten Flächen trotz geringem Anteil an der Gesamtfläche einen hohen Anteil am Oberflächenabfluß liefern, ist eine zusätzliche Berücksichtigung erforderlich.

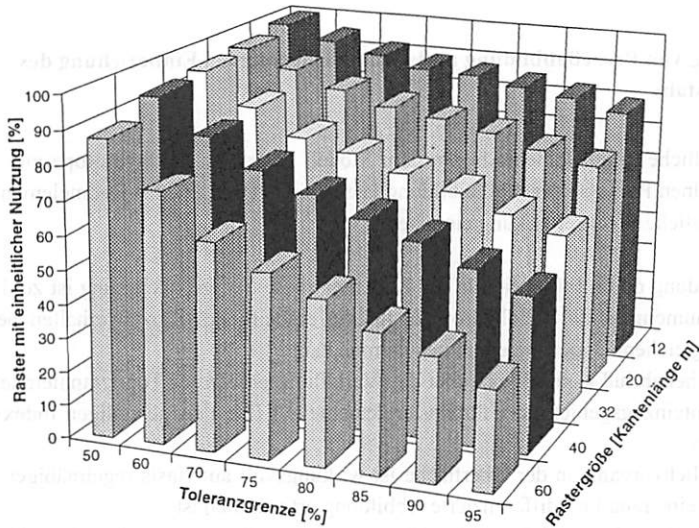


Abb. 4.2 Anteil der dominierenden Nutzung an der Gesamtfläche des Rasterelementes
(Dargestellt ist der Anteil der Rasterelemente an der Gesamtfläche, für die die dominierende Nutzung einen größeren Flächenanteil des Rasterelementes als die Toleranzgrenze einnimmt)

Nutzungs- element	Rasterweite [m Kantenlänge]					org. Flächen- größe [%]
	60	40	32 Flächenanteil		20	
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
GRAS	21.7	22.5	21.9	21.8	21.8	22.0
RAND	2.8	2.8	3.4	4.9	6.4	6.1
A1	5.6	5.3	6.0	5.8	5.8	5.8
A2	9.8	8.3	8.6	8.1	7.8	8.0
A4	2.8	3.4	2.4	2.9	2.7	2.7
A5	1.4	1.9	2.2	2.1	2.0	2.0
A6	4.9	4.9	5.4	5.0	5.13	5.0
A9	2.1	0.9	1.2	1.2	1.2	1.2
A10	4.9	5.6	5.4	5.3	5.2	5.2
A11	4.2	4.6	4.0	4.1	3.8	3.8
A15	6.3	7.7	8.0	8.1	7.8	7.9
A16	9.1	7.4	7.2	7.3	7.3	7.4
A17	13.3	12.4	12.9	11.8	11.7	11.6
A18	11.2	12.4	11.2	11.8	11.5	11.4
Gesamt- fläche [ha]	51.5	51.8	51.0	51.7	51.5	51.8
Anz. Raster- elemente	143	324	498	1292	3578	

Tab. 4.1 Nutzungsaufteilung bei einheitlicher Nutzung je Rasterelement

4.1.3 Kopplung von Prozeßabbildung und Raumgliederung bei Einbeziehung des Zeitmaßstabs

Zwei unterschiedliche Raumelemente liegen dem Modell zugrunde: Feldhydrotope und Rasterelemente. Die einzelnen Prozesse der Abflußbildung lassen sich verschiedenen Raumelementen zuordnen, wobei zusätzliche Wechselwirkung eingehen:

- Die Abflußbildung durch Infiltration in die Bodenmatrix und Verschlammung ist zu differenzieren in der Raumeinheit der Feldhydrotope, für die einheitliches Prozeßverhalten bei gleicher Nutzung und gleichem Boden angenommen werden kann.
- Sättigungsflächenabfluß kann sowohl über den Verteilungsansatz des Topographieindex bezogen auf das Gesamteinzugsgebiet, oder für Rasterelemente auf Basis des jeweiligen Indexwertes bestimmt werden.
- Der laterale Fließvorgang an der Oberfläche ist wirkungsvoll auf Basis regelmäßiger Rasterelemente, so daß eine räumlich-differenzierte Abbildung erforderlich ist.
- Zusätzlich kann Oberflächenabflusses bei Überströmen von Rasterelementen, deren Infiltrationsvermögen durch den Niederschlag noch nicht ausgeschöpft ist, infiltrieren (Interaktion zwischen vertikaler Infiltration und lateralem Fließvorgang an der Oberfläche, A_0 -Infiltration).

Rechenzeitaufwendig ist die Simulation des Fließvorgangs an der Oberfläche für Rasterelemente. Eine wesentliche Vereinfachung kann erreicht werden, wenn die Simulation längerer Zeitreihen (Nutzungszyklen) auf Feldhydrotope ohne Raumbezug beschränkt bleibt. Abgebildet wird die vertikale Abflußbildung mit Bodenverschlammung, Infiltration und Bodenfeuchteentwicklung. Die Simulation der horizontalen Abflußakkumulation bleibt auf Einzelereignisse beschränkt, für die Anfangswerte (z.B. Grad der Bodenverschlammung und Bodenfeuchte) aus der vorgeschalteten Simulation der vertikalen Abflußbildung (Langzeitsimulation) übernommen werden.

Definiert man mit Prozeß- bzw. Modellskala den Raummaßstab, in dem ein Prozeß wirkungsvoll anwendbar ist (Blöschl & Sivapalan, 1995), so können vertikale und horizontale Vorgänge unterschiedlichen Skalen zugeordnet werden. Vertikale Vorgänge der Abflußbildung sind strenggenommen an einen Punkt gebunden, können aber bei Vernachlässigung einer möglichen Heterogenität der Bodenbedingungen im Parzellenmaßstab für Erosionsparzellen oder Raster von 12.5 – 25 m Kantenlänge als gültig angesehen werden. Horizontale Fließvorgänge an der Oberfläche und im Boden setzen einen Raumbezug voraus. Sie sind wirkungsvoll im Einzugsgebietsmaßstab.

Damit ist eine auf Feldhydrotope ohne Raumbezug beschränkte Langzeitsimulation nur im Parzellenmaßstab gültig. Lediglich potentielle, in der Fläche auftretende Oberflächenabflüsse werden bestimmt. Erst die flächendetaillierte Simulation des Oberflächenabfluß für Einzelereignissen schließt räumlich wirksame Vorgänge bei der Abflußakkumulation mit ein, so daß neben räumlich variablen Aussagen im Parzellen- auch Gesamtaussagen im Einzugsgebietsmaßstab möglich werden.

4.1.4 Datenorganisation der Eingabe- und Ergebnisdaten

Für das Modell TOPSIM werden eine Reihe von Eingabedaten benötigt, die für jedes Rasterelement bereitgestellt werden müssen. Geographische Informationssysteme (GIS) haben sich hier als ein Hilfsmittel erwiesen, ohne welches räumlich hochaufgelöste hydrologische Modelle nicht handhabbar sind (Pasche & Schröder, 1994). Dabei steht mit der GIS-Technologie ein Instrument zur Verfügung, in welchem räumliche Daten gespeichert und visualisiert werden können. Auswerteroutinen, z.B. Flächenverschnittsalgorithmen, liefern direkt die benötigten Eingabedaten zur hydrologischen Simulation. Für die Modellanwendung von TOPSIM wurden Schnittstellen zu unterschiedlichen GIS entwickelt (ARC INFO, Medusa), die über ein Pre-Prozessing die benötigten Eingabedaten für eine Simulation liefern.

Die Datenverwaltung der Eingabedaten basiert auf einer relationalen Datenorganisation. Die Eingabedaten werden in unterschiedlichen Datengruppen verwaltet (Abb. 4.3).

Teilgebietsdaten

Hierunter werden alle, für eine spezielle Modellanwendung benötigten Daten zusammengefaßt. Für jedes Teileinzugsgebiet gehören hierzu alle Rasterdaten mit der topographischen Höhe des Rasterelementes, dem Feldhydrotop-Typ und (optional) dem Versiegelungsgrad.

Sachdaten

Als Sachdaten werden z.B. der saisonale Verlauf der Bedeckung für unterschiedliche Nutzpflanzen oder Bodenparameter für einzelne Bodentypen verwaltet, auf die häufig zugegriffen wird. Der Zugriff von den Teilgebiets- auf die Sachdaten erfolgt über Schlüssel. Jeder Feldhydrotop-Typ ist verknüpft mit einem Kennschlüssel zum Boden und zur Nutzung.

Zeitreihen

Auch die im Modell benötigten Zeitreihen für Niederschlag und potentielle Verdunstung werden unabhängig von den Teilgebietsdaten verwaltet.

Simulationsdaten

Hierunter werden Daten für eine spezielle Simulationsrechnung zusammengefaßt, wie Anfangs- und Endzeitpunkt der Simulation, Rechenfall oder gewünschte Ausgabegrößen.

Ergebnisdaten

Eine Vielzahl von Ausgabedaten sind vorgesehen, die beliebig erweitert und speziellen Fragestellungen angepaßt werden können. Zu differenzieren sind Zeit- und Raumdaten, wobei letztere sich wiederum aus Zeitreihen zusammensetzen können (z.B. räumlich-zeitliche Verteilung der Schichtdicke des Oberflächenabflusses)

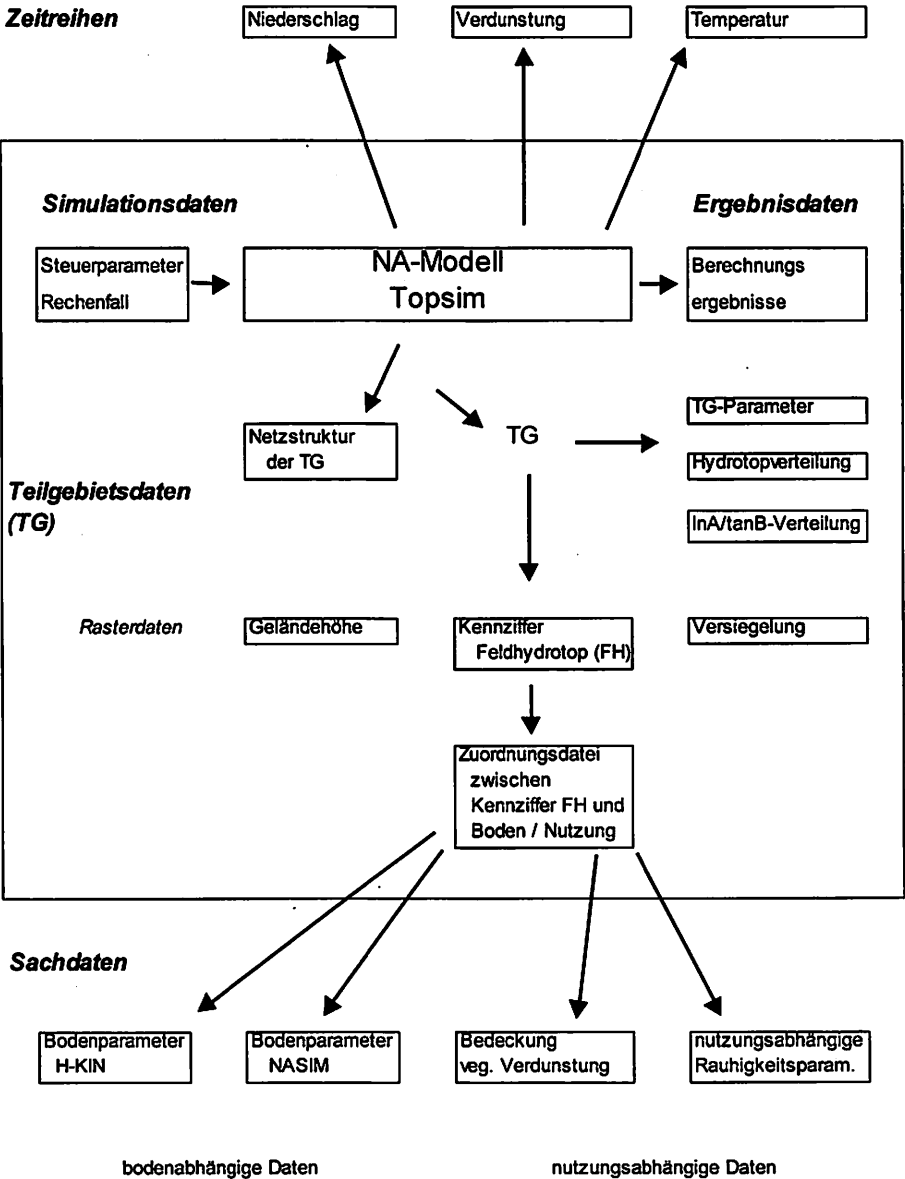


Abb. 4.3 Datenorganisation der Eingabedaten im NA-Modell TOPSIM

4.2 Prozeßmodelle der vertikalen Abflußbildung

4.2.1 Verschlammungsgesteuertes Infiltrationsmodell H-KIN

Gegenstand des Teilmodells H-KIN ist die Abbildung einer über die Verschlammung des Bodens gesteuerten Infiltration (zur Beschreibung des Prozesses vgl. Kap. 3). Grundlage des Modells bilden die Infiltrationsgleichungen von Horton (1939) und Morin & Benyamini (1977). Der Modellansatz wird um den Einfluß der Vegetationsbedeckung erweitert und auf eine Abfolge von Niederschlagsereignissen ausgedehnt.

Dem Modell liegen folgende Annahmen zugrunde:

- A 1 Die Abnahme der Infiltrationsrate folgt einer negativen Exponentialfunktion vom „Horton-Typ“ (Horton, 1939). Die beschreibenden Parameter Anfangsinfiltrationsrate i_0 , Endinfiltrationsrate i_e sowie die Verschlammungsneigung C_v hängen von Bodeneigenschaften ab.
- A 2 Steuernde Prozeßgröße ist die Energie der auf den Boden aufschlagenden Regentropfen (Ansatz nach Morin & Benyamini, 1977).
- A 3 Nur der direkt die Bodenoberfläche erreichende Niederschlag trägt zur Verschlammung bei. Ist der Oberboden durch Vegetation u.ä. geschützt, so wird die Niederschlagsenergie um den entsprechenden Flächenanteil reduziert.

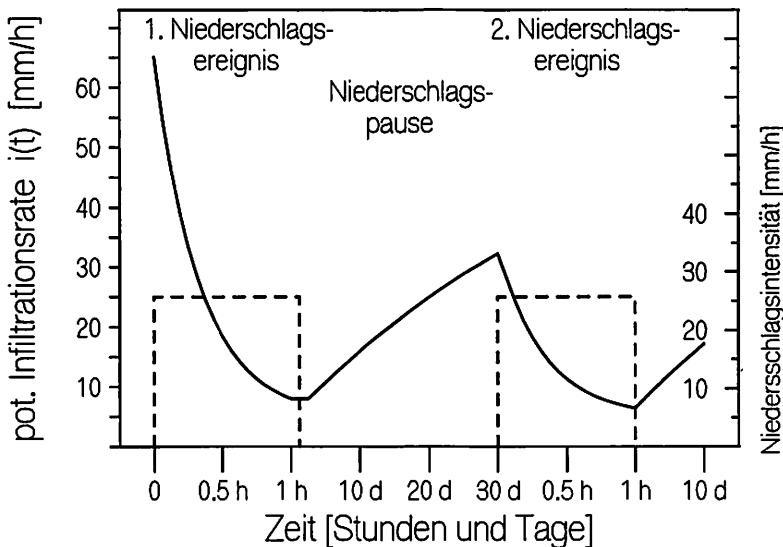


Abb. 4.4 Verlauf der potentiellen Infiltrationsrate im Modell H-KIN

Weitere Modellannahmen betreffen den Zeitraum zwischen zwei Niederschlagsereignissen:

- A4 Die aktuelle Anfangsinfiltrationsrate $i_{0,akt}$ für ein Folgeereignis wird gleich der aktuellen Infiltrationsrate am Ereignisende gesetzt. Optional wird zusätzlich die Verschlammungsneigung C_v in Relation zur erreichten aktuellen Infiltrationsrate erhöht.
- A5 In Zeitintervallen ohne Niederschlag nimmt die aktuelle Anfangsinfiltrationsrate zu und optional die Verschlammungsneigung ab und nähert sich asymptotisch den Ausgangswerten.
- A6 Bei Bodenbearbeitung werden aktuelle Anfangsinfiltrationsrate und Verschlammungsneigung wieder auf den Ausgangswert zurückgesetzt.

Aus diesen Modellannahmen ergibt sich für die potentielle Infiltrationsrate $i(t)$ zur Zeit t folgende Modellgleichung:

$$i(t) = i_{pot}(t) = \{(i_0 - i_\infty) * \exp[-C_v * E_{kin,Veg}(t)]\} + i_\infty \quad (4.1)$$

mit den Parametern

i_0 = Anfangsinfiltrationsrate des Bodens

i_∞ = Endinfiltrationsrate des Bodens

C_v = Verschlammungsneigung des Bodens

$E_{kin,Veg}(t)$ = kumulative Niederschlagsenergie an der Bodenoberfläche

Unter Einbeziehung der Bedeckung des Bodens durch Vegetation, Mulch, Steine u.ä. kann die kumulative Niederschlagsenergie bis zum Zeitpunkt t bestimmt werden als:

$$E_{kin,Veg}(t) = \int_{t_0}^t e_N(s) * [1 - BBG(s)]^{k_{veg}} ds \quad (4.2)$$

mit

$e_N(s)$ = Energiedichte des Niederschlags zum Zeitpunkt s

$BBG(s)$ = Bedeckungsgrad des Bodens zum Zeitpunkt s

t_0 = Beginn des Niederschlagsereignisses

k_{veg} = nutzungsabhängiger Korrekturfaktor

Beispiele für die zeitliche Entwicklung des Bedeckungsgrades sind für eine Reihe von Nutzpflanzen in Anlage A-3 angegeben. Neben der Überdeckung der Bodenoberfläche durch die Pflanze sind auch Vegetationsreste, Streu, Mulch u. ä. sowie Steine zu berücksichtigen, die ebenfalls den Boden vor dem direkten Aufschlag des Regentropfens schützen.

Die Aufprallenergie der Regentropfen auf den Boden (e_N) wird bestimmt durch Durchmesser und Geschwindigkeit der Regentropfen. Eine direkte Messung der Aufprallenergie ist sehr aufwendig. Es ist daher allgemein üblich, die Energie aus der Niederschlagsintensität abzuleiten, wobei eine meist lineare Beziehung zwischen Regentropfenspektrum und Niederschlagsintensität vorausgesetzt wird. Gängiges Verfahren ist die von Wischmeier & Smith (1958) für die USLE abgeleitete Gleichung:

chung für die Niederschlagsenergie $e(t)$ [J/m^3] auf Basis der Niederschlagsintensität $n(t)$ [mm/h], die nach Schwertmann u.a. (1987) auch unter westdeutschen Klimabedingungen eingesetzt wird:

$$e_N(t) = \begin{cases} 0 & n(t) < 0.05 \\ [11.89 + 8.73 \log(n(t))] * n(t) & 0.05 < n(t) < 76.2 \\ 28.33 * n(t) & n(t) > 76.2 \end{cases} \quad (4.3)$$

Oberflächenabfluß entsteht, falls die Niederschlagsrate über der Infiltrationsrate liegt, d.h.:

$$q_{\text{over}}(t) = \max [0, n(t) - i_{\text{pot}}(t)] \quad (4.4)$$

Ist dies nicht der Fall, so kann der gesamte Niederschlag infiltrieren und bestimmt die aktuelle Infiltrationsrate. Kein Oberflächenabfluß entsteht.

Das Modellverhalten in Zeiträumen zwischen zwei Niederschlagsereignissen wird über die Annahmen A4 - A6 festgelegt. Die aktuelle Anfangsinfiltrationsrate wird am Ende eines Niederschlagsereignisses neu bestimmt aus der tatsächlichen Infiltrationsrate $i(t_{\text{end}})$ am Ereignisende:

$$i_{\text{o,akt}}(t) = i(t_{\text{end}}) \quad (4.5)$$

Das Ende eines Ereignisses wird erreicht, wenn mindestens 12 Stunden kein Niederschlag gefallen ist. Niederschläge mit geringer Intensität ($n(t) < 0.2$ mm/h) werden toleriert. Die erneute Zunahme der Infiltrationsrate jeweils bezogen auf einen Zeitraum von 24 Stunden ohne Niederschlag ergibt sich als

$$i_{\text{o,akt}}(t_2) = i_{\text{o,akt}}(t_1) + f_{\text{reg,i}} * [i_0 - i_{\text{o,akt}}(t_1)] \quad t_2 = t_1 + 24 \quad [h] \quad (4.6)$$

Dabei sind:

$i_{\text{o,akt}}(t)$ = Anfangsinfiltrationsrate für ein neues Niederschlagsereignis

$f_{\text{reg,i}}$ = Rückbildungsparameter, bodenabhängig

Als letzte Modellannahme ist die vollständige Rückbildung der Verschlämmungsschicht bei einer Bodenbearbeitung einzubeziehen, d.h. für Tage mit Bodenbearbeitung gilt

$$i_{\text{o,akt}}(t) = i_0 \quad \text{bei Bodenbearbeitung zur Zeit } t$$

Ähnliche Modellgleichungen beschreiben die Zunahme der Verschlämmungsneigung bei aufeinanderfolgenden Niederschlagsereignissen. Sie können optional eingesetzt werden. Die Zunahme der Verschlämmungsneigung ergibt sich in Relation zum aktuellen Stand der Krustenentwicklung als:

$$C_{\text{v,akt}}(t_{\text{end}}) = \frac{i(t_{\text{anf}}) - i(t_{\text{end}})}{i_0 - i_0} * [C_{\text{v,max}} - C_{\text{v,akt}}(t_{\text{anf}})] + C_{\text{v,akt}}(t_{\text{anf}}) \quad (4.7)$$

Dabei gibt $\Delta i = i(t_{\text{anf}}) - i(t_{\text{end}})$ die Abnahme der Infiltrationsrate im vorausgegangenen Ereignis an. In Anlehnung an die Rückentwicklung der Anfangsinfiltrationsrate wird weiterhin die Verschlämmungsneigung in Phasen ohne Niederschlag erhöht als:

$$C_{v,akt}(t_2) = C_{v,akt}(t_1) - f_{reg,C} * [C_{v,max} - C_{v,akt}(t_1)] \quad t_2 = t_1 + 24 \text{ [h]} \quad (4.8)$$

Mit $C_{v,max}$ = maximal erreichbare Verschlammungsneigung sowie $f_{reg,C}$ = Rückbildungsrate werden zwei weitere Modellparameter benötigt.

Über die Größenordnung der Rückbildungsparameter ist wenig bekannt (vgl. Kap. 3.3). Die Parameter müssen über die Modelleichung festgelegt werden. Für eine Modellanwendung ist zu empfehlen, auf die Einbeziehung einer zeitlich variablen Verschlammungsneigung, die zwar qualitativ z.B. durch Ben Hur et al. (1985) in Beregnungsversuchen beobachtet wurde, zu verzichten, bis quantitativ abgesicherte Parameter aus Feldversuchen vorliegen. Die Rückbildung der Verschlammungsschicht wird dann über lediglich einen Parameter beschrieben.

Damit steht ein physikalisch basiertes Modell zur Verfügung, welches die Auswirkung der Bodenverschlammung auf das Infiltrationsvermögen des Bodens beschreibt. Insbesondere werden die Einflüsse der Vegetation über die Bedeckung sowie der Bearbeitungszeitpunkte berücksichtigt. Die weiteren Parameter Anfangs- und Endinfiltrationsrate sowie die Verschlammungsneigung sind bodenabhängig und geben das Verschlammungsverhalten des Bodens an.

4.2.2 Bodenspeichermodell nach NASIM

Ostrowski und Rhode (1982 u. 1984) entwickelten ein einfaches physikalisch basiertes Bodenspeichermodell auf Grundlage der Massenerhaltung. Dieses Modell ist Grundlage des NA-Modells NASIM, welches eine weite Verbreitung für anwendungsbezogene Fragestellungen gefunden hat (Ostrowski et al., 1988). Der Boden wird als Speicherelement betrachtet. Bei Zuflüssen durch Infiltration (i_{akt}) und Abflüssen durch Perkolation (perk) und Evapotranspiration (e_{akt}) ergibt sich folgende Bilanzgleichung für Änderungen der Bodenfeuchte (Bof):

$$\frac{d}{dt} \text{Bof}(t) = i_{akt}(t) - \text{perk}(t) - e_{akt}(t) \quad (4.9)$$

Für die Festsetzung der Massenströme in den Bodenspeicher werden folgende Annahmen getroffen:

- A1** Der Bodenspeicher stellt ein Speicherelement dar, dessen aktiver Speicherraum vom Welkepunkt (WP) bis zum maximalen Porenraum (Bfmax) reicht.
- A2** Zu- und Abflüsse in den Bodenspeicher sind gegeben durch Infiltration, Perkolation und Transpiration. Sie werden in ihrer Größe bestimmt durch den aktuellen Speicherinhalt (Abb. 4.5). Die maximale Infiltrationsrate wird bei leerem Speicher erreicht und nimmt mit zunehmender Bodenfeuchte linear ab. Eine abwärtsgerichtete Bewegung des Bodenwassers (Perkolation) kann nur erfolgen, falls frei bewegliches Bodenwasser oberhalb der Feldkapazität im Boden verfügbar ist. Die Transpiration der Vegetation beginnt mit Bodenfeuchten oberhalb des Welkepunktes und erreicht ab der Feldkapazität den klimatisch und durch die Vegetation begrenzten Maximalwert.

Für die Aufteilung des Bodenspeichers mit Welkepunkt, Feldkapazität und maximalem Porenvolumen als Grenzwerten ergeben sich folgende Bestimmungsgleichungen, über die alle Zu- und Abflüsse in den Bodenspeicher in Beziehung zum aktuellen Speicherinhalt gesetzt werden:

Infiltration:

$$i(t) = \min \left\{ n(t), \text{CIN} * \left[1 - \frac{\text{Bof}(t) - \text{Wp}}{\text{Bf max} - \text{Wp}} \right] \right\} \quad (4.10)$$

Perkolation:

$$\text{perk}(t) = \begin{cases} \text{CEX} * \left[\frac{\text{Bof}(t) - \text{Fk}}{\text{Bf max} - \text{Fk}} \right] & \text{Bof}(t) > \text{Fk} \\ 0 & \text{Bof}(t) < \text{Fk} \end{cases} \quad (4.11)$$

Verdunstung:

$$e_{\text{akt}}(t) = \begin{cases} e_{\text{pot}}(t) & \text{Bof}(t) > \text{Fk} \\ e_{\text{pot}}(t) * \left[\frac{\text{Bof}(t) - \text{Wp}}{\text{Fk} - \text{Wp}} \right] & \text{Bof}(t) < \text{Fk} \end{cases} \quad (4.12)$$

Dabei sind

- $i(t)$ = Infiltrationsrate
- $\text{perk}(t)$ = Perkulationsrate
- $e_{\text{pot}}(t)$ = potentielle Verdunstung
- $e_{\text{akt}}(t)$ = aktuelle Verdunstung
- $n(t)$ = Niederschlagsrate
- $\text{Bof}(t)$ = aktuelle Bodenfeuchte im Bodenspeicher
- CIN = Infiltrationsparameter [1/h]
- CEX = Perkulationsparameter [1/h]
- Fk = Feldkapazität [mm]
- Wp = Welkepunkt [mm]
- Bfmax = maximales Porenvolumen [mm]

Oberflächenabfluß entsteht nur, wenn die Niederschlagsrate größer als die Infiltrationsrate ist:

$$q_{\text{over}}(t) = \max[0, n(t) - i(t)]$$

Gekoppelt ist der Bodenspeicher mit einem Grundwasserspeicher, der das aus dem Bodenspeicher perkolierende Wasser aufnimmt. In der im folgenden verwendeten einfachsten Version liefert der Grundwasserspeicher nach dem Linearspeicheransatz je nach Speicherinhalt den Basisabfluß des Teilgebietes:

$$q_{\text{bas}}(t) = \frac{1}{\text{Ret}_{\text{bas}}} \text{SP}_{\text{GWS}}(t) \quad (4.13)$$

mit:

- $q_{\text{bas}}(t)$ = Basisabfluß
- Ret_{bas} = Retentionskonstante
- $\text{SP}_{\text{GWS}}(t)$ = Speicherinhalt Grundwasserspeicher

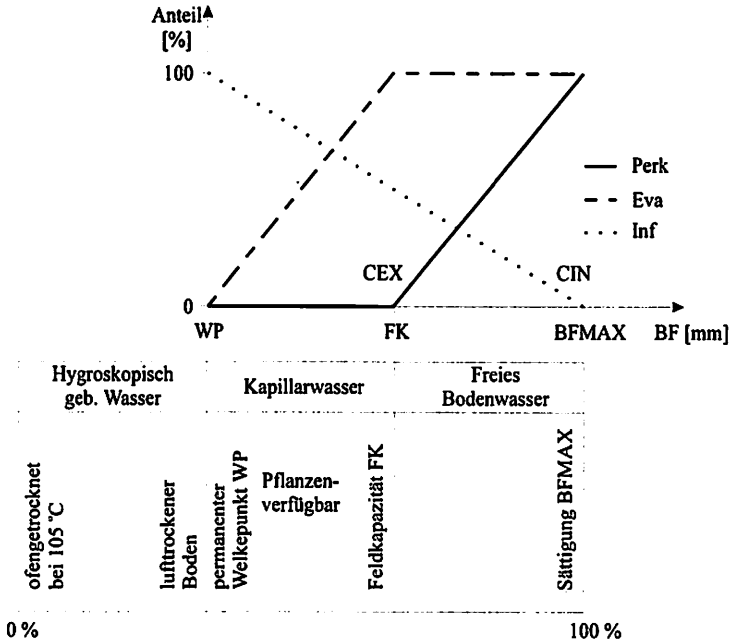


Abb. 4.5 NASIM Bodenspeichermodell: Zu- und Abflüsse in den Bodenspeicher in Abhängigkeit zur Bodenfeuchte

Modellanwendung

Mit dem NASIM-Bodenspeicher wird eine bodenfeuchteabhängige Infiltration in die Bodenmatrix über physikalisch abgeleitete Prozessgleichungen abgebildet. Als Abflußkomponenten sind nicht in den Boden infiltrierender Niederschlag sowie Basisabfluß vorgesehen. Weiterhin wird die Transpiration simuliert, so daß eine vollständige Abbildung der Wasserbilanz der oberen Bodenzone gegeben ist. Durch die Festsetzung aller Massenströme in Abhängigkeit zum aktuellen Speicherinhalt ist das Modell für die kontinuierliche Simulation längerer Niederschlagsreihen prädestiniert.

Die Modellparameter sind direkt aus Bodenkenngrößen ableitbar. Die Parameter W_p , F_k und B_{fmax} beschreiben das Wasserhaltevermögen des Bodens und ergeben sich als Summenwert aller Bodenhorizonte des durchwurzelten Bodens. Keine feste Vorschriften existieren für die Wahl der Infiltrations- und Perkolationsraten (CIN u. CEX) (vgl. NASIM-Modellbeschreibung, 1992). In der folgenden Modellanwendung werden CIN und CEX einheitlich aus dem k_r -Wert abgeleitet. Dabei wird in Anlehnung an die Physikalität des Modells der CIN-Wert so festgesetzt, daß die Infiltrationsrate dem k_r -Wert bei einer Bodenfeuchte gleich der Feldkapazität entspricht. Damit ergibt sich der CIN-Wert als:

$$CIN = k_r \cdot (B_{fmax} - W_p) / (B_{fmax} - F_k) \quad (4.14)$$

Der Perkolationsparameter CEX wird so gewählt, daß eine maximale Perkolationsrate in Höhe des k_r -Wertes bei Bodensättigung erreicht wird. Benötigt wird weiterhin die bereits um die Verdunstung an der Oberfläche reduzierte potentielle Verdunstung (Grasreferenzverdunstung), die vegetationsabhängig korrigiert werden kann (DVWK Merkblatt 238, 1996).

Übliche Anwendungsmaßstäbe des Modells sind Einzugsgebietsgrößen zwischen 1-10 km². Die benötigten Bodenparameter müssen als räumliche Mittelwerte (effektive Parameter) abgeleitet werden. Im Programm TOPSIM wird der Bodenspeicher sowohl für Feldhydrotrope als auch für Rasterelemente (12.5 bis 50 m Kantenlänge) eingesetzt.

Erweiterung um Interflow und Makroporenmodell

Im Bodenspeichermodell sind lediglich zwei Abflußkomponenten vorgesehen: Oberflächenabfluß und Perkolation. Laterale Abflüsse (Interflow) oder Fließvorgänge im Boden mit erhöhter Fließgeschwindigkeit (z.B. Makroporeninfiltration) werden nicht berücksichtigt. Um entsprechende Abflüsse in die Simulation einzubeziehen, sind im Modell TOPSIM zwei Modellerweiterungen zum Interflow und zur Makroporeninfiltration vorgesehen, die alternativ eingesetzt werden können.

- Interflowmodell nach NASIM

Bereits im NASIM-Modell ist eine Aufteilung des nicht in den Boden infiltrierenden Niederschlags auf eine langsame und eine schnelle Abflußkomponente einbezogen (Ostrowski, 1982). Dem Modellansatz liegt die Vorstellung zugrunde, das ein Teil des nicht in die Bodenmatrix infiltrierenden Niederschlags in einem oberflächennahen dünnen Bodenhorizont (z.B. humusreicher A_h -Horizont) lateral abfließen kann und direkt zum Gerinneabfluß beiträgt (Interflow). Die Aufteilung des nicht in den Boden infiltrierenden Niederschlags erfolgt nach folgenden Modellannahmen:

- A 1 Der Interflowabfluß ist begrenzt durch einen Maximalwert sowie durch eine maximale Anstiegsintensität.
- A 2 Erst wenn der potentielle Interflow ausgeschöpft ist, bildet der Restabfluß direkten Oberflächenabfluß.

Damit ist der Interflowabfluß nach oben begrenzt durch:

$$q_{\text{int,pot}}(t) = \min \{ q_{\text{int,max}}, \Delta_{\text{int}} + q_{\text{int}}(t-1) \} \quad (4.15)$$

Dabei sind $q_{\text{int,max}}$ = maximaler Interflow und Δ_{int} = maximale Anstiegsrate im Zeitintervall Δt Modellparameter, die in Abhängigkeit von den Bodeneigenschaften festzulegen sind.

- Makroporeninfiltration

Vorstellungen zur erhöhten Makroporeninfiltration gehen von einem Überstau des nicht in den Boden infiltrierenden Niederschlags an der Oberfläche aus (Germann & Beven, 1985). Erst über den Wasserfilm erreichen größere Niederschlagsmengen die Makroporen und gelangen durch sie direkt in tiefere Bodenzonen (bypass). Für die Aufstellung eines Makroporenmodells wird auf Ergebnisse bei Merz (1996) zurückgegriffen, der Makroporeninfiltration durch eine direkte Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit bei gesättigten Bodenfeuchteverhältnissen mit guten Ergebnissen abbildete (vgl. Kap. 2.1.1). Maurer (1997) läßt in Anlehnung an Beobachtungen von Zehe (1997) Makroporenfluß bereits vor einsetzendem Überstau zu. Damit ergeben sich für eine Übertragung auf

den Bodenspeicheransatz folgende Modellannahmen zur Aufteilung des nicht in den Boden infiltrierenden Abflusses auf Makroporen- und Oberflächenabfluß:

- A 1 Makroporenabfluß beginnt, falls eine Grenzbodenfeuchte überschritten ist und nimmt dann linear bis zu einem Maximalwert bei Bodensättigung zu.
- A 2 Erst wenn der Makroporenabfluß ausgeschöpft ist, bildet der Restabfluß direkten Oberflächenabfluß.

Der potentielle, maximal mögliche Makroporenabfluß ergibt sich damit aus der aktuellen Bodenfeuchte als:

$$q_{\text{mak,pot}}(t) = q_{\text{mak,max}} \left(\frac{\text{Bof}(t) - \text{Bof}_{\text{Grenz}}}{\text{Bf}_{\text{max}} - \text{Bof}_{\text{Grenz}}} \right) \quad \text{für } \text{Bof}(t) > \text{Bof}_{\text{Grenz}} \quad (4.16)$$

mit den Modellparametern:

$\text{Bof}_{\text{Grenz}}$ = untere Bodenfeuchte, ab der Makroporenabfluß einsetzt

$q_{\text{mak,max}}$ = maximale Makroporenabfluß bei Bodensättigung.

Die Parameter sind in Abhängigkeit zu Bodeneigenschaften, aber auch zum Ausmaß biotischer Aktivität festzusetzen. Abweichend von dem Modellansatz bei Maurer (1997) oder Merz (1996) wird der Makroporenabfluß nicht in tiefere Bodenhorizonte, sondern an der Bodenmatrix vorbei entweder als eigenständige Abflußkomponente direkt ins Gerinne (Interflowmodell) oder in den Grundwasserspeicher (Makroporenmodell) geleitet.

Im Gegensatz zum Interflowmodell wird im Makroporenmodell der Oberflächenabfluß durch zusätzlichen Makroporenabfluß erst bei hohen Bodenfeuchtenwerten nahe der Bodensättigung reduziert. Allerdings sind dann höhere Abflußanteile für den Makroporenabfluß je nach Wahl der Modellparameter möglich. Demgegenüber ist im Interflowmodell unabhängig von der aktuellen Bodenfeuchte stets ein allerdings nach oben begrenzter Interflow möglich.

4.2.3 Sättigungsflächenmodell nach TOPMODEL

Beven & Kirkby (1979) entwickelten einen einfachen Modellansatz zur Simulation des Sättigungsflächenabflusses. Das Modell wurde von Beven und Mitarbeitern weiterentwickelt (Beven et al. 1995). Eine Reihe von Anwendungen in Mitteleuropa und Nordamerika zeigen gute Übereinstimmung mit gemessenen Ganglinien (Beven et al., 1984; Hornberger et al., 1985; Robson et al., 1991; Durand et al., 1992).

Die Grundidee des Modells liegt in der Kombination folgender Modellannahmen:

- Oberflächenabfluß entsteht bei eingeschränktem Aufnahmevermögen des Bodens infolge Bodensättigung (Sättigungsflächenabfluß).
- Lokale Bodenfeuchtevariabilität einschließlich Bodensättigung steht in direkter Beziehung zum Relief. Dabei kann das Relief über den Topographieindex $\ln(A/\tan B)$ beschrieben werden. A gibt das spezifische Einzugsgebiet eines Punktes und B den lokalen Hangwinkel an. Hohe lokale Bo-

denfeuchtwerte decken sich mit hohen Indexwerten (großes spezifisches Einzugsgebiet und niedriger lokaler Hangwinkel).

- Sättigungsdefizite im Boden können einheitlich für ein Einzugsgebiet simuliert werden. Mit Unterschreiten eines Grenzwertes setzt - mit Abnahme des Defizites weiter zunehmende - Bodensättigung in Teilbereichen des Einzugsgebietes mit hohem Topographieindex ein. Dabei deckt sich der Flächenanteil gesättigter Teilflächen mit der Flächenverteilung des Topographieindex.

Beven & Kirkby (1979) und Quinn & Beven (1995) geben eine physikalische Herleitung des Modellansatzes (vgl. Anlage A-10). Grundlage bildet die Annahme:

- Mit zunehmendem Sättigungsdefizit im Boden nimmt die laterale Leitfähigkeit exponentiell ab.

Diese Annahme steht in direkter Beziehung zu einer exponentiellen Abnahme der gesättigten Leitfähigkeit mit der Bodentiefe, die Beven (1984) für eine Reihe von Böden nachwies. Bei Einbeziehung weiterer, vereinfachender Annahmen (Beven et al., 1995):

- Abflüsse im Boden finden unter stationär gleichförmigen Bedingungen statt
- das Gefälle des Wasserspiegels entspricht dem lokalen Oberflächengefälle

sowie der Gleichsetzung des Sättigungsdefizites mit der Höhe des lokalen Wasserspiegels kann das lokale Sättigungsdefizit in Bezug zum Topographieindex gesetzt werden:

$$1/m (\bar{S} - S_i) = [\ln(A_i/\tan B_i) - \gamma] - (\ln T_0 - \ln \bar{T}_0) \quad (4.17)$$

mit

- S_i = lokales Bodenfeuchtedefizit (=SD_i)
- \bar{S} = mittleres Bodenfeuchtedefizit im Teilgebiet (= SBAR)
- γ = flächengewichteter Mittelwert des Topographieindex
- A_i = lokales Einzugsgebiet
- B_i = lokaler Hangwinkel
- T_0 = lokale laterale Leitfähigkeit im Boden bei Sättigung
- \bar{T}_0 = mittlere Leitfähigkeit im Teilgebiet
- m = Modellparameter (vertikale Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit im Boden)

Bei Gleichverteilung von T_0 in A kann der zweite Summand vernachlässigt werden. Die Gleichung verdeutlicht ein einheitliches Verhalten zwischen Feuchtedefizit im Boden und Topographieindex $\ln(A/\tan B)$. Damit stellt die Variable $\ln(A/\tan B)$ einen Index für hydrologische Gleichheit dar (Beven et al., 1995, Sivapalan et al., 1987).

Die obige Gleichung bildet die Basis des TOPMODEL-Konzeptes. Insgesamt sind drei übereinanderliegende Speicher vorgesehen (vgl. Abb. 4.6). Der oberste Speicher simuliert die Wurzelzone einschließlich Transpiration der Vegetation. Es folgen ein ungesättigter und ein gesättigter Bodenbereich. Beide sind miteinander gekoppelt. Die Größe des ungesättigten Speicherbereichs steht in direkter Beziehung zum Topographieindex. Zusätzlich ist der Speicherinhalt an den Inhalt des gesättigten Bodenbereichs, der „Höhe des water tables“, gekoppelt. Steigt dieser, so verkleinert sich der ungesättigte Bodenbereich und erreicht - zuerst für hohe Indexwerte - den Wert null. Sättigungs-

flächenabfluß entsteht. Damit steuern die Flächenanteile des Topographieindex an der Gesamtfläche die Höhe des Sättigungsflächenabflusses (Verteilungsansatz). Als weitere Abflußkomponente erfolgt Basisabfluß aus dem gesättigten Bodenbereich.

Beven gibt in der Modellimplementierung von TOPMODEL alle Speicherinhalte als Defizite an. Die Flüsse zwischen einzelnen Speichern werden jeweils in Abhängigkeit der Speicherinhalte des vorausgegangenen Zeitschritts für den aktuellen Zeitschritt bestimmt.

Wurzelraumspeicher

Für das Feuchtedefizit im Wurzelraum gilt die Bilanz:

$$SRZ(t) = SRZ(t-1) + E_{akt}(t) + SWZ(t) - N(t) \quad (4.18)$$

wobei:

$SRZ(t)$ = Feuchtedefizit des Wurzelraums

$E_{akt}(t)$ = aktuelle Verdunstung aus dem Wurzelraum

$N(t)$ = Bestandsniederschlag

$SWZ(t)$ = Abfluß aus dem Wurzelraum in den ungesättigten Bodenspeicher

Dabei tritt Abfluß in den ungesättigten Bodenspeicher auf, wenn der Wurzelraum infolge eines hohen Niederschlagszuflusses vollständig gesättigt ist, d.h.

$$SWZ(t) = \begin{cases} -SRZ(t) & \text{falls } SRZ(t) < 0 \\ 0 & \text{sonst} \end{cases} \quad (4.19)$$

Die aktuelle Verdunstung wird, wie im NASIM-Ansatz, aus der potentiellen über eine lineare Beziehung in Abhängigkeit zum Feuchtedefizit bestimmt:

$$E_{akt}(t) = E_{pot}(t) (1 - SRZ(t-1)/SRZMAX) \quad (4.20)$$

mit

$E_{akt}(t)$ = aktuelle Verdunstung im Zeitschritt t

$E_{pot}(t)$ = potentielle Verdunstung

$SRZMAX$ = max. mögliches Feuchtedefizit im Wurzelraum (Modellparameter)

Ungesättigter Bodenspeicher

Im ungesättigten Bodenspeicher wird eine räumliche Bodenfeuchteverteilung über den $\ln(A/\tan B)$ -Index berücksichtigt. Die Berechnung erfolgt über einzelne Indexklassen. Der Wertebereich des Topographieindex wird in gleiche Intervalle ($ia = 1..ianz$) unterteilt und für jedes Intervall separat der aktuelle Speicherinhalt ermittelt.

Der ungesättigte Bodenspeicher erfüllt für jeden Intervallbereich des Topographieindex folgende Speicherbilanzgleichung

$$SUZ_{ia}(t) = SUZ_{ia}(t-1) - EX_{ia}(t) - UZ_{ia}(t) + SZR(t), \quad 1 \leq ia \leq ianz \quad (4.21)$$

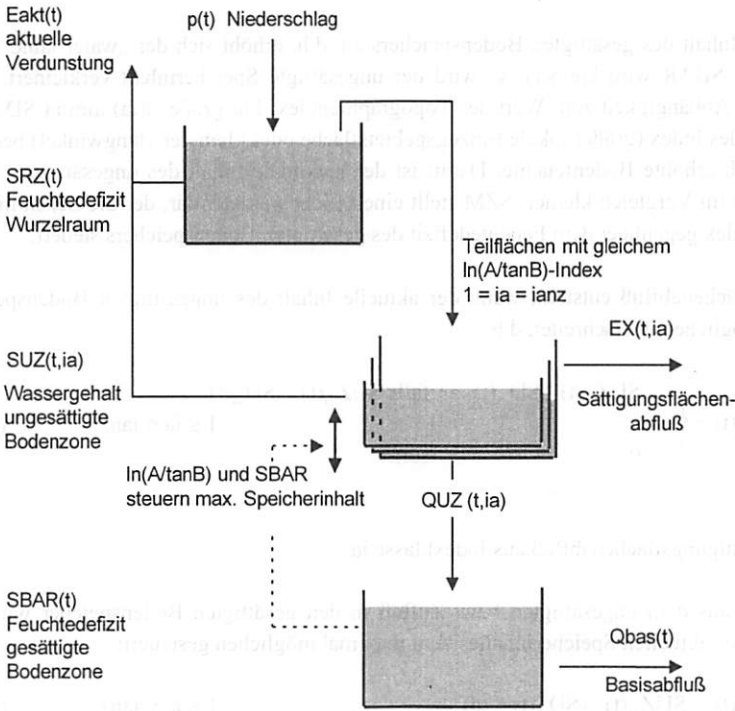


Abb. 4.6 Speicheranordnung in TOPMODEL

mit

$SUZ_{ia}(t)$ = Speichereinhalt des ungesättigten Bodenbereichs für Intervall ia

$EX_{ia}(t)$ = Sättigungsflächenabfluß aus Intervall ia

$UZ_{ia}(t)$ = Perkolationsrate im gesättigten Bodenspeicher aus Intervall ia

$SRZ(t)$ = Zuflußrate aus Wurzelzone

$ianz$ = Anzahl der Indexklassen zum Topographieindex (in der Regel 30)

Dabei ist das maximale Speichervolumen des ungesättigten Bodenspeichers (Sättigungsdefizit) variabel. Es wird in Abhängigkeit zum aktuellen Speichereinhalt im gesättigten Bodenbereich sowie zum Topographieindex festgelegt:

$$SD_{ia}(t) = SBAR(t-1) + SZM (\gamma - st(ia)) , \quad 1 \leq ia \leq ianz \quad (4.22)$$

mit

$SD_{ia}(t)$ = max. Volumen des ungesättigten Bodenspeichers für Intervall ia

$SBAR(t)$ = Sättigungsdefizit des gesättigten Bodenspeichers

SZM = Modellparameter

$st(ia)$ = $ln(A/tanB)$ -Wert des Intervalls ia

γ = flächengewichteter Mittelwert des $ln(A/tanB)$ -Index

Nimmt der Inhalt des gesättigten Bodenspeichers zu, d.h. erhöht sich der „water table“ (das Sättigungsdefizit SBAR wird kleiner), so wird der ungesättigte Speicherinhalt verkleinert. Zusätzlich besteht eine Abhängigkeit zum Wert des Topographieindex. Für große $st(ia)$ nimmt $SD_{ia}(t)$ ab. Höhere Werte des Index (größer lokale Einzugsgebietsfläche oder kleinerer Hangwinkel) bedeuten eine im Vergleich erhöhte Bodenfeuchte. Damit ist der maximale Inhalt des ungesättigten Bodenspeichers $SD_{ia}(t)$ im Vergleich kleiner. SZM stellt einen Eichparameter dar, der die Sensibilität des Topographieindex gegenüber dem Feuchtedefizit des gesättigten Bodenspeichers steuert.

Sättigungsflächenabfluß entsteht, wenn der aktuelle Inhalt des ungesättigten Bodenspeichers den maximal möglichen überschreitet, d.h.

$$EX_{ia}(t) = \begin{cases} SUZ_{ia}(t) - SD_{ia}(t), & \text{falls } SUZ_{ia}(t) > SD_{ia}(t) \\ 0 & \text{sonst} \end{cases} \quad 1 \leq ia \leq ianz \quad (4.23)$$

mit

$EX_{ia}(t)$ = Sättigungsflächenabfluß aus Indexklasse ia

Der Abfluß aus dem ungesättigten bzw. Zufluß in den gesättigten Bodenspeicher wird über das Verhältnis des aktuellen Speicherinhaltes zum maximal möglichen gesteuert:

$$UZ_{ia}(t) = SUZ_{ia}(t) / (SD_{ia}(t) * td) \quad 1 \leq ia \leq ianz \quad (4.24)$$

mit

$UZ_{ia}(t)$ = Abfluß aus ungesättigten in gesättigten Bodenspeicher

td = Modellparameter

Der Abfluß in den gesättigten Speicher nimmt zu, falls sich der Inhalt des ungesättigten Bereichs $SUZ_{ia}(t)$, z.B. durch Zufluß aus dem Wurzelraum, erhöht. Eine Abnahme tritt bei kleiner werdendem Speicherinhalt des gesättigten Bodens ein. Dann erhöht sich das Sättigungsdefizit SBAR und vergrößert gleichzeitig das max. Speichervolumen SD_{ia} .

Die Gesamtabflüsse aus dem ungesättigten Bodenspeicher ergeben sich durch flächengewichtete Summation über alle Indexklassen, d.h.

$$Q_{sa}(t) = \sum_{ia=1}^{ianz} EX_{ia}(t) * AC_{ia} \quad (4.25)$$

$$Q_{uz}(t) = \sum_{ia=1}^{ianz} UZ_{ia}(t) * AC_{ia} \quad (4.26)$$

mit

$Q_{sa}(t)$ = Sättigungsflächenabfluß des Teilgebietes

$Q_{uz}(t)$ = Gesamtzufluß des ungesättigten in den gesättigten Boden

AC_{ia} = Flächenanteil der Indexklasse ia an der Gesamtfläche des Teilgebietes

Gesättigter Bodenspeicher

Der gesättigte Bodenspeicher wird einheitlich über das gesamte Einzugsgebiet simuliert. Zufluß aus dem ungesättigten sowie Abfluß als Basisabfluß bestimmen den Inhalt. Ausgedrückt als Feuchtedefizit ergibt sich folgende Bilanzgleichung:

$$SBAR(t) = SBAR(t-1) - Q_{UZ}(t) + Q_{bas}(t) \quad (4.27)$$

Der Abfluß aus dem Bodenspeicher Q_{bas} wird als exponentielle Funktion des Sättigungsdefizites simuliert, d.h.

$$Q_{bas}(t) = SZQ \exp(-SBAR(t-1)/SZM) \quad (4.28)$$

dabei ist:

$SBAR(t)$ = Sättigungsdefizit des gesättigten Bodenspeichers

$Q_{bas}(t)$ = Abfluß aus dem gesättigten Boden in die Vorflut

SZQ = Modellparameter

SZM = Modellparameter

Die Abflußrate nimmt exponentiell bei abnehmender Bodenfeuchte ab. Die Fließrate kann über den Parameter SZQ gesteuert werden. Über den Parameter SZM sind Basisabfluß und lokales Sättigungsdefizit gekoppelt.

Modellanwendung

TOPMODEL ist ein Gebietsmodell, d.h. das Modell berechnet den Abfluß für ein Teileinzugsgebiet. Die Gebietsgrenzen orientieren sich an topographischen Wasserscheiden. Alle Modellparameter stellen Mittelwerte über das Teilgebiet dar. Lediglich die räumliche Variation in der Bodenfeuchte, bzw. die Bildung von Sättigungsflächen, wird über die Flächenanteile des Topographieindex berücksichtigt. Der Topographieindex enthält rein topographische Parameter, so daß die räumliche Verteilung der Sättigungsflächen nur von topographischen Parametern abhängt. Versuche, zusätzlich auch Bodeneigenschaften über die hydraulische Leitfähigkeit in den Index einzubeziehen (Beven et al., 1995), haben sich bisher nicht durchgesetzt und werden im folgenden nicht weiter berücksichtigt.

In TOPSIM ist auch die Anwendung auf Rasterelemente vorgesehen. Dabei werden weiterhin die Bodenfeuchtedefizite der gesättigten Bodenzone gemittelt über das Gesamtgebiet bestimmt. Lediglich das Feuchtedefizit der ungesättigten Bodenzone wird nicht für die Indexklassen des Topographieindex sondern einzeln für jedes Rasterelement entsprechend dem tatsächlichen $\ln(A/\tan B)$ bestimmt. Ist das Feuchtedefizit < 0 , so liegen gesättigte Verhältnisse für das Rasterelement vor, Sättigungsflächenabfluß kann entstehen. Durch Auflösung der Verteilungsfunktion auf die zugrundeliegenden Rasterelemente kann somit ein Raumbezug der Berechnung erreicht werden, wobei die Summe der Sättigungsabflüsse aller Raster dem Abfluß aus dem Verteilungsansatz entspricht. Der lokal für die Rasterelemente bestimmte Oberflächenabfluß kann als Inputgröße für die flächendeckende Simulation des Fließvorgangs an der Oberfläche genutzt werden.

Die Anwendung des TOPMODEL-Ansatzes setzt die Bestimmung der flächengewichteten Verteilung des Topographieindex voraus. Hierzu haben sich digitale Höhenmodelle als wirkungsvolles

Hilfsmittel erwiesen. Quinn et. al. (1991 u. 1995) geben einen Algorithmus, der auf dem „multiple flow prinzip“ aufbaut. Dabei werden sowohl bei der Bestimmung des lokalen Gefälles eines Rasterelementes als auch zur Festlegung der lokalen Einzugsgebietsgröße alle tieferliegenden Nachbarzellen einbezogen (vgl. Kap 4.3.2). Aber auch andere Algorithmen, z.B. der einfachere „single flow direction“-Algorithmus, können eingesetzt werden (Wolock & Mc Cabe, 1994).

Neben dem Topographieindex benötigt das Modell vier weitere Modellparameter. Mit Ausnahme des maximalen Sättigungsdefizites der Wurzelzone, welches im direkten Bezug zur nutzbaren Feldkapazität steht, sind die restlichen Parameter allerdings nur sehr schwer aus physikalischen Kenngrößen des Gebietes bestimmbar. Zwar geben Beven et al. (1995) eine physikalische Ableitung der Modellparameter (vgl. Anlage 10), die allerdings stark vereinfachende Annahmen enthält. Die für die Ableitung benötigten Angaben zur exponentiellen Abnahme der Leitfähigkeit mit zunehmender Bodentiefe sowie der Verlauf von Hochwasserwellen im abnehmenden Ast sind nur mit hohem Aufwand bestimmbar. Damit sind die Parameter nur sehr schwer aus Kenngrößen im Einzugsgebiet abzuleiten. Sie sind als Eichparameter anzusehen.

Die Modelleichung wiederum wird erschwert durch den komplexen Modellaufbau mit Rückkopplungsmechanismen sowie der Mehrfachverwendung einzelner Parameter. Dadurch ist die Wirkung der Modellparameter auf den simulierten Abfluß nicht direkt nachvollziehbar. Auch besteht Unklarheit, wie die drei im Modell vorgesehenen Bodenzonen, die jeweils als Sättigungsdefizite abgebildet werden, mit realen Bodeneinheiten korreliert werden können. Dies erschwert eine Modellverifikation anhand gemessener Bodenfeuchtwerte (Moore & Thompson, 1996). Die Grundidee allerdings, die Entstehung der Sättigungsflächen an den Topographieindex zu koppeln, ist überzeugend und hat zu einer Reihe von Modellanwendungen in unterschiedlichen Regionen geführt.

4.2.4 Kopplung der Teilmodelle zum Gesamtmodell

Die im vorausgegangenen Kapitel vorgestellten Modellansätze zur Simulation der Infiltration und Bildung von Oberflächenabfluß wurden als einzelne Module in das Modell TOPSIM integriert. Um alle Komponenten der Wasserbilanz der Landoberfläche abbilden zu können, sind der Bodeninfiltration weitere Prozeßmodule eines Schnee- und Interzeptionsspeichers vorgeschaltet (vgl. Abb. 4.1). Der Schneespeicher folgt dem „snow- compaction-Verfahren“ (Knauf 1980; Meuser, 1989). Liegen die Temperaturen unter dem Gefrierpunkt, so sammelt sich der Niederschlag als Schneedecke an der Oberfläche. Bei Temperaturen über Null verdichtet sich zuerst die Schneedecke, um nach Überschreiten eines maximalen Wassergehaltes im Schnee als Schmelzwasser für Infiltrations- oder Abflußprozesse verfügbar zu sein. Auch der Interzeptionsvorgang wird im Modell über Speicher abgebildet. Vorgesehen sind zwei hintereinander angeordnete Speicher, die Blatt- und Bodenoberfläche repräsentieren. Der Speicherinhalt des Blattflächenspeichers ist bei Kopplung an den Bedeckungsgrad zeitlich variabel. Entsprechend dem Speicherkonzept müssen beide Speicher erst durch Niederschlag gefüllt werden, bevor der überschüssige Niederschlagsanteil als Bestandsniederschlag die Bodenoberfläche erreicht.

Es schließt sich die Simulation der Infiltration in den Boden an, für die drei unterschiedliche Modellansätze vorgesehen sind. Dabei beschränkt sich das Modell H-KIN lediglich auf den Infiltrati-

onsvorgang und bestimmt einen verschlammungsabhängigen Oberflächenabfluß. Demgegenüber simulieren sowohl der NASIM- als auch der TOPMODEL-Ansatz eine vollständige Bodenbilanz mit Infiltration, Transpiration aus dem Boden und Perkolation ins Grundwasser. Eine Kombination des Verschlämmungsmodells H-KIN mit dem NASIM-Bodenspeicher oder TOPMODEL ist sinnvoll. Verschlämmung und Infiltration in die Bodenmatrix oder Sättigungsflächenabfluß sind eigenständige Prozesse. Der durch die wenige mm dicke Verschlämmungsschicht (McIntyre, 1958) infiltrierende Niederschlagsanteil bildet die Eingangsgröße für den Bodenspeicher oder das Sättigungsflächenmodell. Der Oberflächenabfluß ergibt sich als:

$$Q_{\text{over}}(t) = Q_{\text{versch}}(t) + Q_{\text{Matrix/Sättigung}}(t) \quad (4.29)$$

wobei

$Q_{\text{versch}}(t)$ = Oberflächenabfluß aus Verschlämmung

$Q_{\text{Matrix/Sättigung}}(t)$ = Oberflächenabfluß aus Bodenfeuchte oder Sättigungsflächenmodell

Eine Kopplung von NASIM und TOPMODEL ist nicht vorgesehen. Zwar erfolgten hierzu erste Überlegungen, der Bodenspeicher bei NASIM und die drei nach oben unbegrenzten Sättigungsdefizite in TOPMODEL lassen jedoch keine direkte Kopplung beider Modelle zu.

4.3 Prozeßmodelle zum Oberflächenabfluß (horizontale Wellenakkumulation)

4.3.1 Speichermodell zum Oberflächenabfluß für Hangprofile

Bestimmt werden soll der Oberflächenabfluß entlang eines Hangprofils. Rasterelemente auf Grundlage digitaler Höhenmodelle (DHM) bilden vereinfachend die räumlichen Basisflächen. Der Hang wird in Rasterelemente konstanter Länge dx untergliedert und der Abfluß von Rasterelement zu Rasterelement nach einem nichtlinearen Speicheransatz bestimmt (Schramm, 1994; Lempert et al., 1994). Über eine variable Breite $b_{\text{eff}} < dx$ kann als Spezialfall ein auf Teilbereiche reduzierter Abfluß einbezogen werden. Jedes Rasterelement erfüllt die Kontinuitätsgleichung aus Speicherinhalt, Zufluß und Abfluß:

$$\frac{dS_{\text{OB},i}(t)}{dt} = q_{\text{zu},i}(t) - q_{\text{ab},i}(t) + n(t) \cdot A_i \quad (4.30)$$

Dabei ist

$S_{\text{OB},i}(t)$ = Speicherinhalt des Wasserfilms an der Oberfläche für Rasterelement i

$q_{\text{zu},i}(t)$ = Zuflußrate zum Rasterelement i vom Rasterelement $i-1$

$q_{\text{ab},i}(t)$ = Abflußrate von Rasterelement i zum Rasterelement $i+1$

$n(t)$ = Niederschlagsrate nach Infiltration bezogen auf die Einheitsfläche

$i(t)$ = Infiltrationsrate

$A_i = A = dx^2$ = Fläche des Rasterelementes

dx = Länge des Rasterelementes

Für kleine Zeitschritte $\Delta t = t_j - t_{j-1}$ kann die Gleichung (4.30) approximiert werden durch:

$$\begin{aligned} S_{OB,i}(t_j) - S_{OB,i}(t_{j-1}) &= \Delta t [q_{zu,i}(t) - q_{ab,i}(t) + n(t) * A] \\ &= Q_{zu,i}(t) - Q_{ab,i}(t) + N(t) * A \end{aligned} \quad (4.31)$$

falls $Q_{zu,i}(t_j) = q_{zu,i}(t) * \Delta t$
 = Zufluß zum Rasterelement i im Zeitschritt t_j

Der Zufluß in das Rasterelement ist als Abfluß des Nachbarsegmentes aus dem vorhergehenden Zeitschritt bekannt, d.h.

$$Q_{zu,i}(t_j) = Q_{ab,i-1}(t_{j-1}) \quad (4.32)$$

Vorausgesetzt wird für jedes Rasterelement ein konstanter Abflußquerschnitt. Damit ändert sich bei Volumenänderungen des Oberflächenspeichers lediglich die Tiefe des Oberflächenabflusses. Aus der Volumenbeziehung

$$S_{OB,i}(t) = dx * b_{eff} * h_i(t) = A_{eff} * h_i(t) \quad (4.33)$$

kann die Gleichung (4.31) auch in Abhängigkeit zur Fließtiefe des Oberflächenabflusses ausgedrückt werden:

$$h_i(t_j) - h_i(t_{j-1}) = \frac{1}{A_{eff}} [Q_{ab,i-1}(t_{j-1}) - Q_{ab,i}(t_j) + N(t) * A] \quad (4.34)$$

mit $h_i(t_j)$ = Fließtiefe des Oberflächenabflusses
 $A_{eff} = dx * b_{eff}$ = abflußwirksame Fläche des Rasterelementes

Die Fließgeschwindigkeit zum tieferliegenden Nachbarsegment ergibt sich unter Annahme von stationär gleichförmigen Abflußbedingungen aus der Formel von Manning-Strickler. Es gilt:

$$V_i(t_j) = \frac{1}{n} * [R_i(t_j)]^{2/3} * I_i^{1/2} \quad (4.35)$$

wobei

$V_i(t_j)$ = Fließgeschwindigkeit
 n = Manning-Konstante
 $R_i(t_j)$ = Hydraulischer Radius
 I_i = Gefälle

Aus der Kontinuitätsgleichung

$$Q_{ab,i}(t_j) = V_i(t_j) * h_i(t_j) * b_{eff} * \Delta t \quad (4.36)$$

mit $h_i(t_j)$ = Fließtiefe
 b_{eff} = effektive Breite des Rasterelementes

sowie unter Approximation des hydraulischen Radius durch die Fließtiefe h folgt

$$Q_{ab,i}(t_j) = \frac{1}{n} * h(t_j)^{5/3} * b_{eff} * I_i^{1/2} \quad (4.37)$$

Damit ergibt sich aus Gleichung (4.34) durch Ersetzen des Abflusses $Q_{ab,i}(t_j)$ durch (4.37) die Differenzgleichung:

$$h_i(t_j) - h_i(t_{j-1}) = \frac{1}{A_{eff}} [Q_{ab,i-1}(t_{j-1}) - \frac{1}{n} * h_i(t_j)^{5/3} * b_i * I_i^{1/2}] + N(t) * A \quad (4.38)$$

Einzige Unbekannte in der Gleichung (4.38) ist die Fließtiefe h_i zum Zeitintervall t_j . Eine Lösung kann z.B. mit dem Newton-Raphson-Algorithmus bestimmt werden.

Schramm (1994) zeigt, daß die Unterschiede zwischen dem Speicheransatz und der numerischen Lösung der de-Saint-Venant-Gleichung nur gering ausfallen. Einzuhalten ist das Courant-Kriterium. Danach muß der Simulationszeitschritt dt kleiner gewählt werden, als der Abfluß (kinematische Welle) für die Querung eines Rasterelement benötigt, d.h.

$$\Delta t < c / dx \quad (4.39)$$

wobei

c = Fließgeschwindigkeit (kinematische Wellengeschwindigkeit)

dx = Länge des Rasterelementes

Durch die Gleichsetzung von Energielinien- und Oberflächengefälle bleiben Rückstau- und Beschleunigungseffekte unberücksichtigt. Dies ist bei großer Hangneigung und dünnem Wasserfilm des Oberflächenabflusses unbedenklich. Grenzen sind bei der Anwendung des Modells in Gerinnen gegeben, wenn flache Gefälleverhältnisse und möglicher Rückstau an Querprofilverengungen zusammentreffen. Auch Hystereseeffekte werden nicht abgebildet, die allerdings nur für größere Flüsse von Bedeutung sind.

4.3.2 Übertragung des Modells zum Oberflächenabfluß in den Raum

Im Hangprofil hat jedes Raster mit dem folgenden, tiefer liegenden Element einen eindeutigen Nachfolger. Der Abfluß zum Nachbarelement wird bestimmt durch das Hanggefälle. Die Übertragung dieses Ansatzes in den Raum auf Rasterelemente eines digitalen Höhenmodells (DHM) erfolgt in folgenden Teilschritten:

- Festlegung der Bearbeitungsreihenfolge der Rasterelemente, die gewährleistet, daß der Abfluß aus einem Element erst dann bestimmt wird, wenn alle Zuflüsse von höher liegenden Nachbarn in dieses Element erfolgt sind.
- Bestimmung eines mittleren Gefälles für jedes Rasterelement
- Berechnung des Abflusses auf Basis des mittleren Gefälles in der festgelegten Reihenfolge
- Aufteilung des berechneten Abflusses auf tiefer liegende Nachbarelemente

Bearbeitungsreihenfolge

Ein wirkungsvoller Algorithmus zur Bestimmung der Bearbeitungsreihenfolge ist im Programm GRIDATB zur Berechnung des $\ln(A/\tan B)$ -Index (Beven et al., 1995) angegeben. Innerhalb des Algorithmus wird untersucht, ob das aktuelle Element höher liegende Nachbarelemente aufweist. Wenn ja, wird das Element zurückgestellt und das nächste Element untersucht. Falls nein so kann das aktuelle Element als nächstes Element bearbeitet werden. Der Algorithmus wird von vorne gestartet. Ein einmal bearbeitetes Element wird gekennzeichnet und in der folgenden Suche nicht weiter berücksichtigt. Der Algorithmus ist auf Einzugsgebiete mit eindeutig tiefstem Ausflußpunkt („node“) beschränkt. Lokale Senken im DHM sind zu korrigieren. Weiterhin müssen alle außerhalb des Einzugsgebiets liegenden Punkte im Datensatz des DHM (Matrixform) entsprechend gekennzeichnet werden.

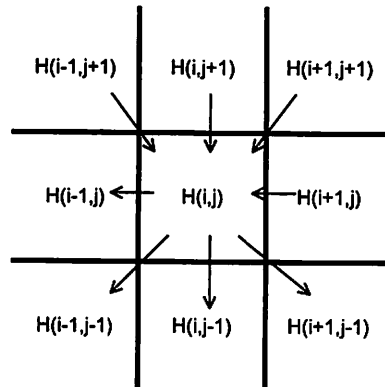


Abb. 4.7 Abflußbeziehung im Gitternetz beim „multiple flow“-Algorithmus

Lokales Gefälle eines Rasterelementes

Unterschiedliche Möglichkeiten bestehen, um lokales Gefälle und Fließbeziehungen im Rasternetz festzulegen (Moore & Grayson, 1991; von Werner, 1995; Wolock & McCabe, 1995). In der einfachsten Methode wird nur das tiefste Nachbarelement berücksichtigt („single flow direction“-Methode). Dies führt allerdings zu einer unrealistischen Konzentration des Abflusses auf wenige Abflußbahnen (von Werner, 1995). Demgegenüber werden bei der „multiple flow direction“-Methode (Quinn et al., 1995) alle tieferliegenden Nachbarelemente einbezogen. Auch Diagonalelemente sind als Nachbarelemente zugelassen. Das Gefälle zwischen zwei benachbarten Höhenpunkten des DHM ergibt sich als:

$$\tan B_k(i,j) = \frac{H(i,j) - H(i+k', j+k'')}{DX} \quad k', k'' = -1, 0, 1 \quad (4.40)$$

wobei

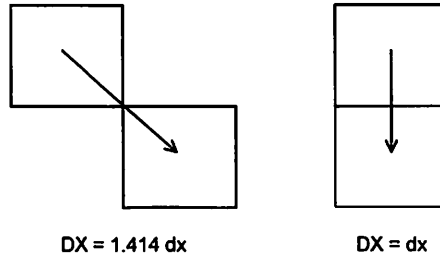
$B_k(i,j)$ = Hangwinkel für Rasterelement (i,j) in Richtung k , $k = 1, \dots, 8$

$H(i,j)$ = Höhe des Rasterpunktes (i,j) im DHM und

$$DX = \begin{cases} dx \\ \sqrt{2} * dx \end{cases} \quad dx = \text{Entfernung der Höhenpunkte (Rasterweite, vgl. Abb. 4.8)}$$

Das Gefälle wird stets in Fließrichtung angegeben.

Abb. 4.8 Basislänge zur Berechnung des Gefälles zwischen Rasterelementen



$DX = 1.414 dx$

$DX = dx$

Der mittlere Hangwinkel eines Rasterelementes ist dann das arithmetische Mittel des Gefälles zu allen tiefer liegenden Nachbarelementen, d.h

$$\tan B(i,j) = \frac{1}{k} \sum_{k=1,\dots,8} \max \{0, \tan B_k(i,j)\} \tag{4.41}$$

Außerhalb des Einzugsgebietes liegende Rasterelemente bleiben unberücksichtigt.

Abflusaufteilung an Nachfolger

Auch der Abfluß eines Rasterelementes wird an alle tieferliegenden Nachbarelemente weitergegeben, wobei eine Wichtung nach dem Gefälle vorgenommen wird. Auch Diagonalelemente werden nach Quinn et al. (1995) mit allerdings geringerer Wichtung berücksichtigt (vgl. Abb. 4.9). Der Zufluß in ein Nachbarelement ergibt sich als:

$$Q_{zu,k}(i+k',j+k'') = \frac{\tan B_k * cld(k)}{\sum_{l=1,\dots,8} \tan B_l * cld(l)} * Q_{ab}(i,j) \quad k=1,\dots,8, \text{ bzw. } k',k''=-1,0,1 \tag{4.42}$$

wobei

$$cld(k) = \begin{cases} 0.5 * dx & \text{für rechtwinklig angrenzende Nachbarelemente} \\ 0.354 * dx & \text{für Diagonalelemente} \\ 0 & \text{falls } B_k < 0 \text{ (höher liegendes Nachbarelement)} \end{cases} \text{ Wichtungsfaktor}$$

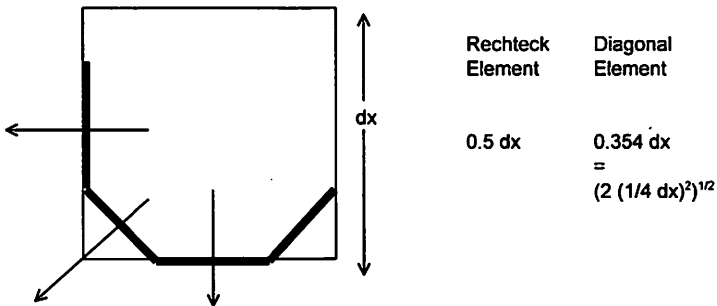


Abb. 4.9 Wichtung des Abflusses zu Nachbarelementen in Abhängigkeit zur „Länge der Berührkanten“

$Q_{ab}(i,j)$ = Gesamtabfluß des Rasterelementes

$Q_{zu,k} = Q_{zu}(i+k',j+k')$ = Abflußanteil zum Nachbarraster in Richtung k

$\tan B_k(i,j)$ = lokales Gefälle zum Nachbarerelement k

Eine vollständige Aufteilung des Abflusses auf alle tieferliegenden Nachbarerelemente ist durch Wahl der Wichtungsfunktion gewährleistet.

Abflußleitlinien

Zusätzlich können im Modell lineare Elemente in Form von Gewässerpolygonen berücksichtigt werden. Dabei wird das Gewässernetz (aber auch als Abflußleitlinien fungierende Gräben und Wege) über Polygonzüge beschrieben, die einen gerichteten Baum aufspannen, d.h. von jedem Polygonknoten muß ein eindeutiger Pfad zum Endpunkt des Baumes (Wurzel), dem Mündungspunkt des Gewässernetzes existieren. Kreuzt nun ein Fließweg zwischen zwei Rastermittelpunkten ein Gewässerpolygon, so wird der zugehörige Abfluß dem Gewässerpolygon zugeleitet. Die Abflüsse werden an den Knoten der Gewässerpolygone gesammelt und von hier unter Anwendung des Speichermodells zum Oberflächenabfluß (Kap 4.3.1) zum nächsten Polygonknoten weitergeleitet. Das Gefälle ergibt sich aus der Höhendifferenz zwischen den Gewässerknoten. Eine Gerinnebreite sowie der Rauheitsbeiwert kann für jeden Abschnitt variabel festgesetzt werden.

4.3.3 Kopplung von Oberflächenabfluß und vertikaler Abflußbildung

Horizontaler Oberflächenabfluß und vertikale Infiltration und Abflußbildung stehen in stetiger Wechselwirkung. Im Modell wird eine zusätzliche Infiltration des Oberflächenabflusses in den Boden (A_o -Infiltration) berücksichtigt, wenn das Aufnahmevermögen des Bodens durch den Bestandsniederschlag noch nicht ausgeschöpft wurde. Dieser Vorgang ist z.B. wirkungsvoll am Ende eines Niederschlagsereignisses, wenn der Niederschlag bereits deutlich abnimmt, große Teile des Oberflächenabflusses aber noch nicht den Vorfluter erreicht haben. Gleiches gilt, wenn ein Rasterelement mit geringerem Infiltrationsvermögen in Fließrichtung an ein Element mit weiterhin hoher Infiltrationsrate angrenzt.

Die Bilanzgleichung des Oberflächenabflusses eines Rasterelementes ist somit zu erweitern zu:

$$Q_{ab}(t) = Q_{zu}(t) + N(t) - I_N(t) - I_{Oob}(t) - \Delta S_{Ob}(t) \quad (4.43)$$

wobei

$Q_{zu}(t)$ = Zufluß von oberhalb liegenden Rasterelementen

$N(t)$ = Bestandsniederschlag

$I_N(t)$ = in den Boden infiltrierender Niederschlag

$I_{Oob}(t)$ = infiltrierender Oberflächenabfluß

$\Delta S_{Ob}(t)$ = Volumenänderungen des Oberflächenabflußfilms

5. Meßgebiete zur Modellanwendung

5.1 Beschreibung der Meßgebiete

Meßdaten aus folgenden drei Forschungsprojekten sind für eine Modellanwendung verfügbar:

- Versuchsgut Scheyern ca. 40 km nördlich von München im Tertiärhügelland (Forschungsverbund Agrarökosysteme München, FAM)
- Versuchsfeld Hollmuth ca. 10 km südöstlich von Heidelberg im Übergangsbereich des südlichen Odenwaldes in die Gauflächen des nördlichen Kraichgau
- Weiherbach ca. 40 km nordöstlich von Karlsruhe im Kraichgau

In allen drei Projekten werden Bilanzen und Materialflüsse in landwirtschaftlich genutzten Gebieten untersucht. Dabei stellt die Messung von Niederschlägen und Abflüssen und die daraus ableitbare Wasserbilanz eine Ausgangsgröße für sich anschließende Massenbewegungen, insbesondere Bodenerosion, dar.

Im folgenden werden die drei Meßgebiete kurz vorgestellt. Für detaillierte Beschreibungen der Einzugsgebiete sei auf Dikau (1986) sowie auf eine Vielzahl von im FAM (vgl. Pfadenhauer et al., 1996) sowie am Weiherbach (vgl. Plate, 1992) erarbeitete Studien verwiesen.

5.1.1 Abflußmessungen und Gebietsabgrenzung

Abflußmessungen für Meßparzellen im Hollmuth

Abflußmessungen im Untersuchungsgebiet Hollmuth erfolgten für 10 Meßparzellen, deren Länge bei konstanter Breite zwischen 1 und 20 m variierte. Die Parzellen wurden an einem nach Westen exponierten Hang mit Neigung zwischen 12.5 - 15° angeordnet. 6 Parzellen wurden vegetationslos gehalten (Schwarzbrache), auf 4 wuchs Gras. Zusätzlich wurde der Abfluß einer Parzelle im Nadelwald gemessen. Weitere Abflußmessungen erfolgten an 6 Feldmeßpunkten in konventionell bearbeiteten Ackerschlägen (jeweils 2 Meßpunkte in einem Ackerschlag, vgl. Anlage A-1.1.a u. b).

Gemessen wurde das Abflußvolumen des Oberflächenabflusses je Abflußereignis. Allerdings waren die Auffangbehälter für einige Abflußereignisse nicht ausreichend. Diese Ereignisse sind entsprechend gekennzeichnet. Die Messungen begannen zwischen Frühjahr und Sommer 1979 und endeten im Oktober 1981 für die Gras- und im April 1982 für die Schwarzbracheparzellen. Messungen an den Feldmeßpunkten beschränkten sich auf den Anbauzyklus der jeweiligen Nutzpflanzen.

Abflußmessungen für Kleineinzugsgebiete in Scheyern

Für die Modellanwendung in Scheyern werden zwei Arten von Abflußmessungen übernommen:

- Berechnungen von Meßparzellen durch Kainz & Auerswald (unveröffentlicht)
- Abflußmessungen für Kleineinzugsgebiete in Ackerschlaggröße durch Weigand (in Vorbereitung)

Berechnungspartellen:

Insgesamt wurden 57 gleichmäßig in der Feldflur des Gutes verteilte Parzellen beregnet (Anlage A-1.2.d) und der Hydrograph durch Auslitern festgehalten. Die Parzellengröße lag bei 1.5 x 4.5 m. Eine detaillierte Beschreibung der Beregnungsversuche erfolgt in Kap. 6.

Kleineinzugsgebiete:

In der Feldflur sind nahezu flächendeckend insgesamt 17 Abflußmeßstellen. Davon werden 8 hier ausgewertet (Anlage A-1.2.a), für die kontinuierlich ab Sommer 1993 das Abflußvolumen pro Ereignis festgehalten wurde. Die Meßstellen erfassen kleinere Einzugsgebiete von 0.8 - 16.8 ha Größe unter realen Anbaubedingungen. Zufluß erfolgt aus ein oder mehreren Ackerschlägen einschließlich Feldrainen, Böschungen und Wirtschaftswegen. Bei der exakten Abgrenzung der Einzugsgebiete bereiten kleinräumige Unregelmäßigkeiten der Feldwege, z.B. ausgefahrene Fahrspuren, Feldeinfahrten u.ä., Schwierigkeiten, die zu geringfügigen Verschiebungen der Einzugsgebiete über den Bearbeitungszeitraum führen können. Diese Unregelmäßigkeiten beeinflussen die Meßergebnisse, liegen aber außerhalb der Abbildungsmöglichkeit eines generalisierenden Modells. Die Modellanwendung konzentriert sich auf die Einzugsgebiete E1 bis E6 im Bereich des sog. Kehrfeldes, die wiederum in einen nördlichen (Einzugsgebiete E1 - E3) und südlichen (E4 - E6) Bereich unterteilt werden können, sowie das sich oberhalb anschließenden Einzugsgebiete E7 u. E8 (Anlage A-1.2.b). Innerhalb des Kehrfeldes liegen die Ackerschläge A15 - A18 sowie die Gras- oder Bracheflächen F20-F23, die z.T. in unterschiedliche Einzugsgebiete entwässern (Anlage A-1.2.c). Die Einzugsgebiete E7, E6 und E5 liegen kaskadierend hintereinander. An den Meßstellen wird jeweils der Gesamtabfluß eines größer werdenden Gesamteinzugsgebiet gemessen, d.h. Pegel E(6-7) mißt den Abfluß der Einzugsgebiete E6 u. E7 und Pegel E(5-7) den Gesamtabfluß von E5, E6 u. E7. Der Abflußanteil der Zwischeneinzugsgebiete E6 und E5 kann als Differenz zwischen unterem und oberem Pegelwert berechnet werden. Versickerungsverluste während der Einstauzeit in kleineren Rückhaltebecken in den Einzugsgebieten E1, E2, E5 und E6 sind bei tonigen Ablagerungen im Beckenbereich zu vernachlässigen (Weigand et al. 1995).

Für die Abflußmessungen wurde eine eigene Meßtechnik¹ entwickelt (Bernard, 1988; Weigand et al. 1994), durch die ein wählbarer Abflußanteil aufgefangen und volumenmäßig erfaßt werden kann. Nicht für alle Ereignisse wurde das Abflußvolumen vollständig erfaßt. Diese Ereignisse sind in Anlage A-4.2 entsprechend gekennzeichnet. Eine Abschätzung der tatsächlichen Abflußvolumen für Ereignisse mit nicht erfaßten Abflußspitzen durch Übertragung der Meßwerte aus Nachbareinzugsgebiete konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht erbracht werden. Für eine Einbeziehung von Nutzungs- und Bodeneinflüssen sind Detailkenntnisse aus der Beobachtung des Abflusses vor Ort erforderlich.

Abflußmessungen im Einzugsgebiet Weiherbach

Pegelaufzeichnungen im Einzugsgebiet Weiherbach liegen ab 1992 für das Teilgebiet Neuenbürger Pfad (32 ha) sowie den Pegel Menzingen (3.52 km², ab Dez.1990) vor (Anlage A-1.3). Die Pegel messen kontinuierlich die Wasserstandshöhen des Abflusses, die in Abflußmengen umgerechnet werden können. Die Abflußmessungen fanden inklusive einer detaillierten Erhebung ergänzender Parameter Verwendung in einer Reihe am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Karlsruhe, durchgeführten hydrologischen Studien, auf die hier zurückgegriffen werden kann (Schiffler, 1992; Bronstert, 1994; Merz, 1996; Lehmann, 1996; Maurer, 1997).

¹Kernelement der Meßvorrichtung ist ein Schaufelrad, über das eine Teilprobe des Gesamtabflusses selektiert und Auf-fangbehältern zugeführt werden kann. Strenggenommen ist der Bergiff Pegel unzutreffend. Der Einfachheit halber wird er aber auch für die Meßvorrichtung in Scheyern verwendet.

5.1.2 Klimatische Verhältnisse

Die Jahresniederschläge für die einzelnen Meßgebiete - bezogen auf die jeweiligen Simulationszeiträume - zeigen deutliche Unterschiede (Tab. 5.1). Mittelwerte von 764 mm bei hoher potentieller Verdunstung am Weiherbach deuten auf den semi-humiden Charakter des Kraichgaus (Maurer, 1997) hin. Der mittlere Jahresniederschlag im Hollmuth liegt für den Simulationszeitraum mit 1025 mm/Jahr deutlich über dem langjährigen Mittel der 4 km entfernten DWD-Station Bammenthal von 886 mm/Jahr (Dikau, 1986). Eine Mittelstellung nimmt das Gut Scheyern mit 841 mm/Jahr ein.

Einzelne Jahre zeichnen sich durch große Unterschiede in den Niederschlagsmengen aus. So liegt am Weiherbach die Spanne zwischen 435 mm (1991) und 1006 mm (1995). In Scheyern und im Hollmuth ist bei kürzeren Simulationszeiträumen die Varianz zwischen Trocken- und Feuchjahren weniger extrem. Niederschläge treten zu allen Jahreszeiten auf. Dabei zeigen sich am Weiherbach hohe Monatswerte infolge häufiger Gewitterniederschläge im Sommer, während die Niederschläge in den Wintermonaten leicht unter dem Durchschnitt liegen. Eine ähnliche Tendenz zeigen auch die Monatsniederschläge im Hollmuth und in Scheyern bei hoher Streuung bedingt durch den kurzen Simulationszeitraum.

Hollmuth Niederschlag [mm]		Scheyern Niederschlag [mm]		Weiherbach Niederschlag [mm]	
1979	833			ab 1.4. 1990	568
1980	1065			1991	435
1981	1177			1992	848
bis 30.4. 1982	212	1993	902	1993	717
		1994	841	1994	815
		1995	781	1995	1006
		1996	674	bis 31.10.1996	493
Mittelwert	1025	'93-'96	800	'91-'95	764

Tab. 5.1 Jahresniederschläge in den Meßgebieten

Von Bedeutung sind längere Frostperioden in Scheyern, die bei Schneeschmelze auf z.T. noch gefrorenem Boden zu erheblichem Oberflächenabfluß führten. Auch im Hollmuth bildeten sich im Winter 1980/81 bei Minustemperaturen Schneedecken, die beim Tauen z.T. vollständig oberflächlich abflossen (Dikau, 1986).

5.1.3 Nutzung

Alle drei Meßgebiete liegen in landwirtschaftlich intensiv genutzten Regionen. Ackerbau mit konventionellen, ortstüblichen Bearbeitungsmethoden liegen im Einzugsgebiet des Weiherbachs vor. Auch die Feldmeßpunkte im Hollmuth dokumentieren Abflüsse aus konventionell bearbeiteten Feldern. Angebaut wurden Mais, Zuckerrüben, Sommer- und Wintergerste, Winterweizen und Hafer.

Eine Sonderstellung nimmt das Gut Scheyern ein. Hier wurden während des Meßzeitraums spezielle Anbautechniken zur Reduzierung des Bodenabtrags angewendet. Da Bodenabtrag u.a. an oberflächlich abfließendes Wasser gekoppelt ist, wurde die Bearbeitung darauf ausgerichtet, auch den Oberflächenabfluß zu reduzieren. Ein Überblick der eingesetzten Techniken geben Auerswald & Kainz (1995). Wesentliche Elemente sind eine nahezu durchgehende Bedeckung der Bodenoberflä-

möglichst unter Vermeidung von Bodenverdichtung sowie Anlage von Erosionsschutzstreifen entlang von Abflußrinnen und Tiefenlinien.

5.1.4 Pedologie

Allen drei Meßgebieten gemeinsam ist eine hohe Erosionsgefährdung der löß- bzw. lößlehmdominierten Böden bei generell hoher Verschlammungsneigung. Nach Flügel (1979) finden sich im Versuchsgebiet Hollmuth Braunerden aus Lößlehm mit eingelagerten Buntsandsteinschutt. Die Ackerstandorte zeigen durch Erosion stark degradierte Bodenprofile einer Pararendzina.

Ausgangsmaterial der Bodenbildung in Scheyern bilden unverfestigte, tonige bis kiesige limnisch-fluviatile Sedimente der oberen Süßwassermolasse (Auerswald et al., 1995), die insbesondere an flach geneigten Hängen großflächig mit bis zu 2 m dickem Lößlehm, vereinzelt auch mit Löß, bedeckt sind. Die Bodenentwicklung ist geprägt durch erosive Umlagerungsprozesse durch die seit Jahrhunderten betriebene intensive Landwirtschaft. Davon zeugen die am Hangfuß und in Senken großflächig verbreiteten Kolluvien. Auf den Hängen dominieren schluffige Lehme (lößlehmhaltigen Braunerden und Pseudogleye), die bei fehlender Lössanwehung in Kuppenlage und an den Oberhängen in sandig-kiesigen Lehmen übergehen.

Auch die Böden am Weiherbach werden durch eine bis zu 10 m mächtige Lössüberdeckung geprägt. Durch Umlagerung infolge erosiver Prozesse entstanden Lösspararendzinen an Hängen und Hangkuppen sowie Lösskolluvien am Hangfuß, in Geländesenken und Talbereichen (Schäfer, 1996). Daneben sind an den Hängen lokal ausstreichende Paläobodenhorizonte aus wenig durchlässigem Lössboden zu beobachten, die zu lokalen StauhORIZONTEN und Vernässungsbereichen führen (Bohler, 1992).

5.1.5 Zusammenfassung und Vergleich der Einzugsgebiete

Zusammenfassend können folgende Gemeinsamkeiten und Unterschiede zwischen den einzelnen Meßgebieten festgehalten werden, durch welche die Rahmenbedingungen für den Modelleinsatz und den Vergleich zwischen unterschiedlichen Modellmodulen festgelegt sind:

- ähnliche Topographie einer Hügellandschaft mit mäßig geneigten Hängen bei hoher Reliefenergie
- ähnliche fruchtbare, lößreiche Böden mit hoher Erosionsgefährdung; Ausnahme bilden lediglich Teilbereiche in Scheyern mit sandig-kiesigen Lehmböden in Kuppenlage
- Nutzung von Schwarzbrache und Wiesen (Hollmuth), konventionellem Ackerbau (Hollmuth und Weiherbach) bis zu einer erosionsmindernden Bearbeitung (Scheyern)
- Jahresniederschläge mit Mittelwerten (bezogen auf die jeweiligen Simulationszeiträume) von 764 mm am Weiherbach, 841 mm in Scheyern und 1025 mm im Hollmuth
- Abflußmessungen in unterschiedlichen Einzugsgebietsgrößen und Raumskalen:
 - Meßparzellen in Scheyern und Hollmuth
 - Ackerschläge in Scheyern und Feldmeßpunkte im Hollmuth
 - Kleineinzugsgebiete in Scheyern und am Weiherbach
 - Flußeinzugsgebiete am Weiherbach.

5.2 Datengrundlage für die Modellanwendung

5.2.1 Klimatologische Daten

Für die Modellanwendung werden Daten zum Niederschlag und zur potentiellen Grasreferenzverdunstung benötigt. Infiltration und Verschlammung sind entscheidend abhängig auch von kurzzeitig hohen Niederschlägen, so daß hier hochaufgelöste Datenreihen erforderlich sind. Die Verdunstung beeinflusst wesentlich die Bodenfeuchteentwicklung. Ausreichend sind hier Tageswerte. Eine zusätzliche Simulation der Schneedecke nach dem "snow compaction"-Verfahren setzt Temperaturen als Tageswert voraus.

Niederschlags- und Verdunstungsdaten im Hollmuth

Niederschläge für den Zeitraum vom 5. 1. 1979 bis 31. 4. 1982 wurden in 10-Minuten-Auflösung vom Regenschreiber RS1 in unmittelbarer Nähe der Erosionsmeßparzellen übernommen (Dikau, 1986). Zur Bestimmung der potentiellen Verdunstung scheidet eine Anwendung der Haude-Formel aufgrund der fehlender 14-Uhr-Temperatur aus. Stattdessen wurde nach Turc (DVWK Merkblatt 238, 1986) die Grasreferenzverdunstung aus Temperatur und Luftfeuchte (Werte nach Schaar, 1989, und Dikau, 1986) abgeleitet. Die berechnete Verdunstung zwischen 630 u. 660 mm/a deckt sich gut mit Werten bei Dommermuth (1990) von 640-670 mm/a für Gras oder Angaben von Schaar (1989) von 640 mm/a.

Niederschlags- und Verdunstungsdaten in Scheyern

Zeitlich hochaufgelöste Klimadaten stehen für zwei in der Feldflur des Gutes angeordnete Stationen zur Verfügung. Niederschläge der Station M1 (untere Station) in direkter Nachbarschaft des Kehrfeldes wurden übernommen. Nur bei Datenausfall wurden fehlende Werte mit Daten der oberen Station aufgefüllt. Auf Einsatz eines Gebietsniederschlagsmodells (Pasche & Schröder, 1996) zur räumlichen Integration von Gebietsniederschlägen unter Einbeziehung beider Stationen wurde verzichtet. Die zugrundeliegenden Verfahren sind zwar gut zur Bestimmung der absoluten Niederschlagsmengen geeignet, durch Mittelwertbildung besteht allerdings eine Tendenz, Extremwerte hoher Niederschlagsintensität zu glätten (Faires et al. 1995). Gerade Niederschlagsspitzen sind aber für die Verschlammung und den Oberflächenabfluß wichtig.

Tageswerte zur potentiellen Verdunstung wurden nach Haude aus den 14-Uhr-Werten der Temperatur und Luftfeuchte abgeleitet. Komplexere Berechnungen nach Penman überschätzten die Verdunstung deutlich. Dies kann auf Schwierigkeiten bei der Ableitung der Globalstrahlung aus der gemessenen Nettostrahlung beruhen.

Niederschlags- und Verdunstungsdaten am Weiherbach

Für die Berechnungen übernommen wurden Niederschläge der Station M2 in direkter Nähe des Einzugsgebietes Neuenbürger Pfad (Anlage A-1.3), die entsprechend der Vorgehensweise bei Maurer (1997) und Kolle (1997) zum Ausgleich zu niedriger Stationsmeßwerte um einen Faktor 1.12 korrigiert wurden. Durch den Einsatz einer Kippwaage liegen zeitlich hochaufgelöste Meßdaten vor. Die Verdunstung wurde aus Meßwerten der Meteorologischen Station nach dem Haude-Verfahren berechnet (DVWK Merkblatt 238, 1996).

5.2.2 Nutzungsdaten

Für die Modellanwendung wird die Nutzungsverteilung im Einzugsgebiet benötigt. Für jede Anbaufrucht ist der Jahresgang der Bedeckung und der pflanzenabhängigen Verdunstung anzugeben, die die phänologische Entwicklung der Vegetation wiedergeben. Übliche Vorgehensweise ist es, auf standardisierte Verlaufskurven für eine vorgegebene Nutzung zurückzugreifen. Dabei bleiben allerdings Abweichungen im zeitlichen Verlauf des Pflanzenwachstums zwischen einzelnen Jahren unberücksichtigt. Für die Modellanwendung wurden nutzungsabhängigen Korrekturfaktoren zur Verdunstung, die die Abweichung gegenüber der Grasreferenzverdunstung angeben, in monatlicher Auflösung dem DVWK Merkblatt 238 (1996) entnommen. Die Bedeckung konnte auf der Basis von Aufnahmen in einzelnen Meßgebieten festgesetzt werden.

Nutzung im Hollmuth

Dikau (1986) gibt die saisonale Entwicklung der Bedeckung in den Einzugsgebieten der Feldmeßpunkte an, die als standardisierte Verlaufskurven auch am Weiherbach und in Scheyern (für Variantenrechnungen) berücksichtigt werden. Erhebungen liegen für Winterweizen, Wintergerste, Sommergerste, Hafer, Silomais und Zuckerrüben vor (Anlage A-3.1). Zu beachten ist weiterhin eine Oberflächenbearbeitung der Schwarzbracheparzellen 8-11 synchron zu den Feldmeßpunkten, während die anderen Parzellen unbearbeitet blieben.

Nutzung in Scheyern

In einer detaillierten geodätischen Kartierung der Feldflur des Gutes wurden neben den Flurgrenzen auch Feldraine, Wege u.ä. sowie die Einzugsgebietsgrenzen der Abflußmeßstellen erfaßt. Die Kartierung ist digital im Geographischen Informations System (GIS) als Polygonstruktur verfügbar.

Für die Ackerschläge A15 - A18 (Bereich des Kehrfeldes) liegen durch Kaemmerer erhobene Verlaufskurven zur Bedeckung für den Simulationszeitraum von 1993 - 1996 vor (Weigand et al., 1994). Getrennt erfaßt wurde eine Bedeckung durch die Anbaufrucht, durch Mulch sowie durch Steine u.ä. (vgl. Anlage A.3.2).

Nutzung am Weiherbach

Verfügbar sind Schlaggrenzen innerhalb des Einzugsgebietes in digitaler Form (GIS). Für jeden Schlag wurden weiterhin jahresweise die Nutzung (inklusive Zwischenfrucht) erhoben. Standardisierte Verlaufskurven zur Bedeckung gibt Maurer (1997), die ergänzend zu den Bedeckungen nach Dikau (1986) in der Berechnung eingesetzt werden. Ein Versiegelungsgrad wurde aus einer rasterbezogenen Feldwegkartierung festgelegt, wobei eine einheitliche Breite und Versiegelung der Feldwege angenommen wurde.

5.2.3 Topographische Daten

Verfügbar sind digitale Höhenmodelle (DHM) jeweils im 12.5 m Raster für Scheyern (Auerswald et al., 1992) und den Weiherbach. Die Daten werden im GIS verwaltet und erlauben eine direkte Kopplung an Nutzungsdaten sowie die Einzugsgebietsgrenzen der Abflußmeßstellen. Hangwinkel und Länge bestimmen Topographie und Einzugsgebietsgröße der Meßparzellen im Hollmuth. Für die Feldmeßpunkte werden bei Dikau (1986) Einzugsgebietsgrößen auf Grundlage von Fließwegkartierungen angegeben, die je nach Bearbeitungsrichtung von Jahr zu Jahr variieren.

5.2.4 Parameter zur Infiltration und Bodenspeichersimulation

Modellparameter zum Verschlammungsmodell H-KIN

Bisherige Erfahrungen mit der Festlegung von Modellparametern liegen nicht vor. Erste Parameter konnten aus den Berechnungsversuchen für das Gut Scheyern durch Kainz & Auerswald (unveröffentlicht) abgeleitet werden (vgl. Kap. 6).

Modellparameter zum Bodenspeichermodell nach NASIM

Für das Bodenspeichermodell werden als Parameter das maximale Porenvolumen (BFMAX), die Feldkapazität (Fk) sowie der Welkepunkt (Wp) benötigt. Infiltration- und Perkolationsraten (CIN und CEX) wurden aus der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (k_r) einheitlich nach dem in Kap. 4.2.2 angegebenen Verfahren abgeleitet. Die Modellparameter stellen Summenwerte über die effektive Bodentiefe dar. Einheitlich wurde in allen Anwendungen eine Bodentiefe von 40 cm entsprechend einer mittleren effektiven Durchwurzelungstiefe bei landwirtschaftlicher Nutzung nach Disse (1996) angenommen.

Hollmuth:

Dikau (1986) gibt FK und BFMAX für die Meßparzellen sowie die Feldmeßpunkte für drei Bodentiefen an. Hieraus wurde ein Mittelwert bestimmt (Tab. 5.2). Keine Feldmessungen liegen für die Leitfähigkeit vor. Der Mittelwert des Kehrfeldes in Scheyern wurde übernommen. Dieser liegt innerhalb des aus der Korngrößenverteilung nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (1982) gültigen Intervalls. In der Festsetzung des Parameters unberücksichtigt bleiben unterschiedliche Porenvolumen, z.B. zwischen Gras und Brache.

	gesättigt. hyd. Leitfähigkeit (k_r) [mm/h]	Welkepunkt -----	Feldkapazität [mm/dm Bodentiefe]	Gesamt- porenvolumen -----
Hollmuth				
Meßparzelle Schwarzb.	5.2	13	44	49
Meßparzelle Gras	5.2	13	42	52
Feldmeßpunkt EH1	5.2	13	45	51
Feldmeßpunkt ZI1	5.2	13	40	43
Scheyern				
Feldhydrotop A15, E6	5.2	14	43	51
Feldhydrotop A15, E5	5.9	13	42	50
Feldhydrotop A16, E1	5.2	13	42	50
Feldhydrotop A16, E6	5.2	13	42	50
Feldhydrotop A17, E2	4.2	12	42	50
Feldhydrotop A17, E5	2.3	12	43	51
Feldhydrotop A18, E3	7.0	13	44	52
Feldhydrotop A18, E5	2.7	13	44	52
Feldhydrotop A2, E7	10.4	12	41	49
Weierbach				
Pararendzina	12	7.5	41	44
Kolluvium	36	11	33	40

Tab 5.2 Bodenparameter für den Bodenspeicheransatz in den Meßgebieten

Scheyern:

Verfügbar sind Feldkapazität und Welkepunkt für die 57 Standorte der Beregnungsversuche (vgl.: Kap. 6 u. Anlage A-5). Mittelwerte über die jeweils innerhalb eines Feldhydrotops liegenden Beregnungen bilden die Modellparameter. Bei geringer Varianz der Ausgangswerte unterscheiden sich auch die für die Ackerschläge abgeleiteten Modellparameter nur geringfügig. Keine Angaben sind für BFMAX verfügbar, so daß dies nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (1982) einheitlich für alle Standorte in Bezug zur Feldkapazität (+ 4 mm / 1 dm Bodentiefe) angesetzt wurde. Da die Leitfähigkeit nicht direkt für die Beregnungsstandorte bestimmt wurde, wurde sie der Endinfiltrationsrate gleichgesetzt. Scheinost et al. (1997) berechneten k_f in vergleichbarer Größenordnung.

Weierbach:

In Anlehnung an die flächendetaillierten hydrologischen Studien im Einzugsgebiet Neuenbürger Pfad durch Bronstert (1994), Merz (1996) oder Maurer (1997) wurde in der Modellanwendung von einheitlichen Bodenverhältnissen ausgegangen. Kleinere Kolluvialbereiche am Hangfuß nach Schäfer (1996) wurden vernachlässigt. Zwar stehen detaillierte Bodenaufnahmen für das Weierbachgebiet z.B. durch Schillinger & Weiblen (1996) zur Verfügung, die allerdings nur in Intervallwerten ausgewiesen sind. Eine Einbeziehung führt nicht zu einer weitergehenden, kleinräumigen Differenzierung (pers. Mitt., Maurer). Die benötigten Modellparameter konnten den Angaben von Maurer (1997) entnommen werden.

Modellparameter zum Sättigungsflächenansatz nach TOPMODEL

Die Verteilungskurve zum Sättigungsflächenindex wurde nach dem "multiple flow direction"-Ansatz bestimmt (Quinn et al., 1995). Der Abfluß wird auf alle tieferliegenden Rasterelemente verteilt. Die Berechnung wurde jeweils für das 12,5-m-Höhenraster durchgeführt. Zum Vergleich wurden in Scheyern Verteilungen auch für ein auf 50 m ausgedünntes Raster berechnet. Die weiteren, im Modell benötigten Parameter stehen nicht in direktem Bezug zu Bodendaten, und wurden durch eine Modelleichung festgesetzt.

5.2.5 Parameter zur Simulation des Oberflächenabflusses

Entscheidend bestimmt der Manning-Rauheitsbeiwert die Oberflächenfließzeit. Sowohl für Scheyern als auch den Weierbach liegen unter Feldbedingungen aus Beregnungsversuchen bestimmte Werte vor.

Haider (1994) gibt für Schwarzbrache und Gersteneinsatz in Scheyern Manning-Rauheitsbeiwerte zwischen 0.15 und 0.18 $m^{-1/3}s$ sowie 0.09 und 0.10 $m^{-1/3}s$ für Parzellen im benachbarten Freising an. Die Unterschiede zwischen den beiden Standorten sind nach Haider auf die höhere Kornrauheit des sandigeren Bodens in Scheyern gegenüber dem lehmigen Boden in Freising sowie die - infolge verstärkter Luftporengrenzung bei trockenem Ausgangsboden in Freising - wesentlich deutlichere Abnahme der Sohlrauheit während der Beregnung zurückzuführen. Gerstenparzellen zeigen generell um ca. 10 % höhere Rauheiten. Allerdings liegt die Zunahme unter der Streuung der Einzelmessungen.

Demgegenüber bestimmte Gerlinger (1997) in Beregnungsversuchen am Weierbach sowohl für frisch bearbeitete Felder als auch Parzellen mit Mais und Zuckerrübenansaat (Saat bis Reifestadium) niedrigere Rauheitsbeiwerte zwischen 0.02 und 0.06 $m^{-1/3}s$. Unterschiede zwischen Haider und

Gerlinger könnte in der größeren Parzellenlänge und der damit zunehmenden Fließtiefe liegen. Zwar sollte der Manning-Rauheitsbeiwert von der Fließtiefe unabhängig sein, allerdings zeigen Messungen eine unerwünschte Abhängigkeit (Abrahams & Parson, 1990)

Für die Berechnungen wurde einheitlich ein Rauheitsbeiwert von $0.1 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$ angenommen. Dieser Wert deckt sich mit Literaturwerten (Tab. 5.3). Eine zusätzliche Formrauheit durch die Vegetation wurde nicht berücksichtigt, um die Zahl der Modellparameter möglichst klein zu halten. Der gegenwärtige Kenntnisstand zur Abhängigkeit der Rauheit von der Vegetation ist noch nicht ausreichend, um eine Modellabbildung ohne Eichung bei kontrollierten Randbedingungen (z.B. einheitlicher Boden und Vegetationsentwicklung) zu gewährleisten.

Landnutzung und Bedeckung	Quelle	Rauheit in $\text{m}^{-1/3}\text{s}$
Scheyern: Schwarzbrache u. Gersteneinsaat	Haider (1994)	0.15 - 0.18
Freising: Schwarzbrache u. Gersteneinsaat	"	0.09 - 0.10
Weierbach: frisch bearbeitete Felder, Mais u. Zuckerrüben	Gerlinger (1997)	0.02 - 0.06
vegetationsfreier Boden	Morgan et al. (1993)	0.02 - 0.05
Brache ohne Pflanzenrückstände	Engman (1986)	0.05
geerntetes Maisfeld m. Pflanzenrückständen	Morgan et al. (1993)	0.02 - 0.07
unbest. Felder mit Pflanzenrückständen	Engman(1986)	0.04 - 0.30
Weizenstrohmulch	Morgan et al. (1993)	0.06 - 0.18
geegtes Feld mit Pflanzenrückständen	Engman (1986)	0.08 - 0.25
Gras	"	0.45
Zuckerrüben	Bork (1988)	0.05 - 0.12
Wintergetreide im Reifestadium	"	0.4

Tab. 5.3 Ausgewählte Manning-Rauheitsbeiwerte nach Haider (1996) und Gerlinger (1997)

6. Anwendung des Verschlammungsmodells H-KIN auf Beregnungsversuche

6.1 Beschreibung der Infiltrationsversuche

Eine erste Anwendung des Verschlammungsmodells H-KIN erfolgt für Beregnungsversuche. Unter kontrollierten Niederschlags- und Bodenbedingungen können Modellparameter für den Modelleinsatz unter Feldbedingungen abgeleitet werden. Zugrundegelegt werden 57 Beregnungsversuche durch Kainz & Auerswald (unveröffentlicht), die auf vegetationslosen Parzellen unter Feldbedingungen mit dem Regner nach Kainz & Eicher (Kainz et al. 1992) entsprechend der bei Auerswald et al. (1992) beschriebenen Methodik erfolgten. Die Beregnungsparzellen sind gleichmäßig in der Feldflur des Gutes verteilt (vgl. Anlage A-1.2.d). Weitere Beregnungen durch Haider (1994) an drei Standorten (Freising, Klostersgut Scheyern und Schmallenberg/Bergisches Land) werden ergänzend ausgewertet. Haider beregnete benachbarte Parzellen mit variablem Bewuchs und wechselnder Beregnungsintensität.

Die Größe der Beregnungsparzellen von 1.5 m Breite und 4.5–4.6 m Länge erlaubt die Beregnung eines repräsentativen Feldausschnitts (Haider, 1994). Die Parzellen wurden von Vegetation und Ernterückständen gesäubert sowie ein feines Saatbett erstellt. Anschließend erfolgte eine gleichmäßige Beregnung von einer Stunde Dauer mit 60–63 mm Niederschlag. Die Beregnung entspricht einem ca. 10-jährigen Niederschlagsereignis gleicher Dauer (1 Stunde) und Niederschlagsmenge, wobei die Gesamtniederschlagsmenge als Tageswert ca. 1–2 mal pro Jahr – bei allerdings niedriger Intensität – zu erwarten ist (KOSTRA, 1998).

Für die Beregnung wurde ein am Lehrstuhl für Bodenkunde, TU München, entwickelter Schwenkdüsenregner mit Düsen vom Typ Veejet-80100 eingesetzt. Die kinetische Energie der Beregnung wurde nach der Formel von Wischmeier & Smith (1978) bei Einbeziehung eines Korrekturfaktors nach Haider (1994) bestimmt. Eine Korrektur ist erforderlich, da die Beregnungsdüsen einen kleineren Tropfendurchmesser als vergleichbare natürliche Regen gleicher Intensität erzeugen und zudem die Aufprallgeschwindigkeit durch die reduzierte Höhe des Regners niedriger ausfällt. Zusätzlich wird der Niederschlag um die den Boden vor dem Regentropfenaufschlag schützende Steinbedeckung und, bei Beregnung von Feldfrüchten, um die Vegetationsbedeckung reduziert. Es ergeben sich für die akkumulierte kinetische Energie der Regentropfen 1054 bis 1603 J/m².

Entsprechend den topographischen Verhältnissen im Einzugsgebiet waren die Beregnungsparzellen schwach bis mäßig geneigt bei Hangwinkeln zwischen 1° bis 13°. Jeweils an der Parzellenunterkante wurde der Oberflächenabfluß aufgefangen und die Zeit festgehalten, bei der bestimmte Abflußvolumina erreicht wurde. Gleichzeitig wurde für eine repräsentative Teilfläche die tatsächlich den Boden erreichende Regenmenge erfaßt und bei angenommener zeitlicher Gleichverteilung als Beregnungsintensität zugrundegelegt. Aus der Differenz zwischen Beregnungsvolumen N und Oberflächenabfluß Q_{ov} innerhalb des Zeitintervalls zwischen zwei Meßzeitpunkten t_i und t_{i+1} ergibt sich für die Stützstelle $\bar{t}_i = (t_i + t_{i+1})/2$ die Infiltrationsrate als:

$$i(\bar{t}_i) = i \left(\frac{t_{i+1} + t_i}{2} \right) = \frac{[N(t_{i+1}) - N(t_i)] - [Q_{ov}(t_{i+1}) - Q_{ov}(t_i)]}{t_{i+1} - t_i} \quad (6.1)$$

mit:

$i(t)$ = Infiltrationsrate

$N(t)$ = Niederschlagsmenge zum Zeitpunkt t

$Q_{ov}(t)$ = Gesamtmenge an Oberflächenabfluß zum Zeitpunkt t

Hierbei wird die Fließzeit an der Oberfläche vernachlässigt. Dies ist bei Fließgeschwindigkeiten des Oberflächenabflusses von 0.05-0.08 m/s (Haider, 1994) und max. Fließzeiten in der Berechnungsparzelle von 1-1.5 Minuten zulässig. Nicht berücksichtigt werden kann der Muldenspeicher an der Geländeoberfläche. Kleinere Geländemulden müssen erst gefüllt werden, bevor Oberflächenabfluß einsetzt. Dieser Berechnungsanteil trägt nicht zum Oberflächenabfluß bei, infiltriert aber auch nicht in den Boden. Die Größe des Muldenspeichers ist von der Oberflächenstruktur abhängig. Übliche Literaturwerte für Ackeroberflächen liegen zwischen 1 und 3 mm (von Hoyningen Huene, 1983; Meuser, 1989; Maniak, 1988). Ähnliche Werte ergeben Untersuchungen zur Auswertung des Mikroliefs für gepflügte Ackeroberflächen durch Onstad (1984), der auf eine Abhängigkeit zur Hangneigung hinweist. Zusätzlich belegt Helming (1992) eine hohe Abhängigkeit zur Bearbeitungstechnik. Aufgrund der unterschiedlichen Einflußfaktoren kann kein zuverlässiger Speicherinhalt für eine direkte Berücksichtigung in der Auswertung angegeben werden.

6.2 Simulation durch das Verschlammungsmodell H-KIN

Die Infiltrationsraten im Beregnungsversuch sind für vier Beispiele in Abhängigkeit zur kumulativen Niederschlagsenergie in Abb. 6.1 dargestellt. Die Infiltrationsrate nimmt zu Beginn der Beregnung schnell ab, um sich dann einem konstanten Wert zu nähern. Dies Verhalten deckt sich mit einer exponentiellen Abnahme, die dem Modell H-KIN zugrundeliegt.

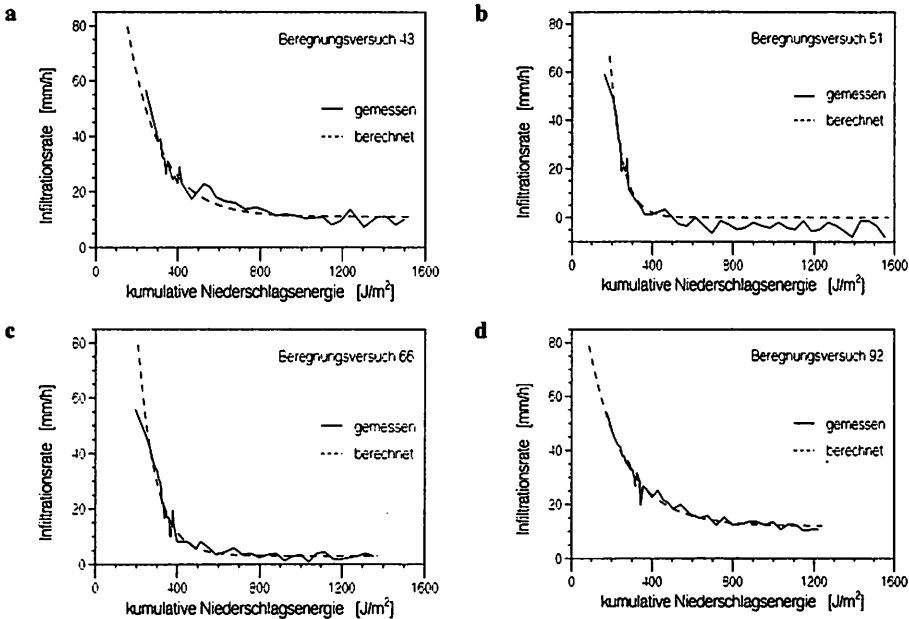


Abb. 6.1 Anpassung des Verschlammungsmodells H-KIN an Beregnungsversuche in Scheyern

Zur Anpassung des Modells an die gemessenen Infiltrationsraten wurden die drei Parameter der Exponentialfunktion (i_0 , i_∞ und C_v) über einen Optimierungsalgorithmus verändert, bis die Fehlerquadrate (Residuen) zwischen Modell- und Meßwerten ein Minimum erreichten (SAS, 1994). Um eine Abhängigkeit von den Startwerten auszuschließen, wurden in einem ersten Schritt optimale Startwerte durch eine Gitterpunktsuche festgesetzt. Dabei wurden für alle drei Parameter innerhalb eines breiten Bereichs sinnvoller Parameterwerte Startwerte in regelmäßigen Intervallen festgelegt und die optimale Wertekombination, d.h. die Kombination mit der geringsten Abweichung zwischen Meß- und Funktionswerten, ermittelt. Diese liegt der nachfolgenden Anpassung als Ausgangszustand zugrunde.

Gemessene und angepaßte Infiltrationsraten stimmen gut überein (Abb. 6.1). Damit ist das Modell gut geeignet, um die Abnahme des Infiltrationsvermögens mit zunehmender kumulativer Niederschlagsenergie zu beschreiben. Nicht durch die Exponentialfunktion wiedergegeben werden kann die Infiltrationsrate zu Beginn der Beregnung, die durch die Niederschlagsrate bestimmt wird. Hier liegt die berechnete Infiltrationsrate weit über der Beregnungsintensität. Da der jeweils erste Meßpunkt der Infiltrationskurve den allmählichen Übergang von intensitäts- zu verschlammungsgesteuerter Infiltration wiedergibt, wurde er in der Anpassung nicht berücksichtigt. Eine bessere Anpassung an die Meßpunkte im abnehmenden Ast kann so im Vergleich zur Anpassung an das vollständige Datenkollektiv erreicht werden.

Um den Einfluß von Muldenspeicher und Fließvorgang an der Oberfläche in die Auswertung einzubeziehen, wurde ein zusätzlicher Zeitverzug als vierter Parameter in das Gleichungssystem integriert. Die berechneten Parameter hängen dann jedoch von den Anfangswerten ab. Statistisch auswertbare Parameter sind nicht zu ermitteln. Während der Beregnungsversuche wurde der Zeitpunkt des Wasserstaus an der Oberfläche ("time of ponding") festgehalten. Auch eine Verschiebung der Zeitachse um diese Zeit verbessert den Modellanpassung nicht, wie ein Vergleich der Residuen zeigt.

Für einige Beregnungsversuche wurde bei fortgeschrittener Beregnungszeit eine Infiltrationsrate kleiner null berechnet (Abb. 6.1.c). Dies ist unrealistisch. Die zu niedrig berechnete Infiltrationsrate dürfte auf Fehler bei der gemessenen Beregnungsrate zurückzuführen sein. Trotz der Fehler wurden die Versuche weiter in der statistischen Auswertung berücksichtigt, da auch Fehler in die andere Richtung zu erwarten sind, die sich dann im Mittel aufheben.

Vergleich des Infiltrationsverhaltens der einzelnen Beregnungsparzellen

Die Beregnungsparzellen differieren erheblich (Tab. 6.1). Statistische Auswertungen ergaben eine hohe Abhängigkeit zwischen Anfangsinfiltrationsrate i_0 und Verschlämmungsneigung C_v :

$$i_0 = 1644350 * C_v - 1050 \quad r = 0.74, \quad n = 57 \quad (6.2)$$

Die hohe Abhängigkeit ist bei der negativen Exponentialfunktion häufig zu beobachten. Hohe Werte der Anfangsinfiltrationsrate i_0 decken sich mit schnell abnehmenden Infiltrationsraten (= hohe Verschlämmungsneigung C_v , vgl. Abb. 6.1.c) und umgekehrt (Abb. 6.1.d). Der in den Beregnungen erst langsam einsetzende Oberflächenabfluß wird auch im Exponentialmodell wiedergegeben, wobei die Vorlaufzeit durch hohe Werte der Anfangsinfiltrationsrate erreicht wird. Damit drückt die Anfangsinfiltrationsrate - unerwünscht - auch den Einfluß des Muldenspeichers und des Fließvorgangs an der Oberfläche aus.

Demgegenüber hängt die Endinfiltrationsrate i_e nur gering mit Anfangsinfiltration i_0 bzw. Verschlammungsneigung C_v zusammen.

Variable		Minimum	Maximum	Median	Mittelwert	Stand.abw.
Endinfiltrationsrate	i_e [mm/h]	0	20	6.7	7.0	4.2
Anfangsinfiltrationsrate	i_0 [mm/h]	120	8195	506	984	1356
Verschlammungsneigung	C_v [m ² /J]	0.002	0.027	0.011	0.012	0.006

Tab. 6.1 Statistische Kenngrößen der Parameter zum Infiltrationsmodell H-KIN aus 57 Berechnungen in Scheyern

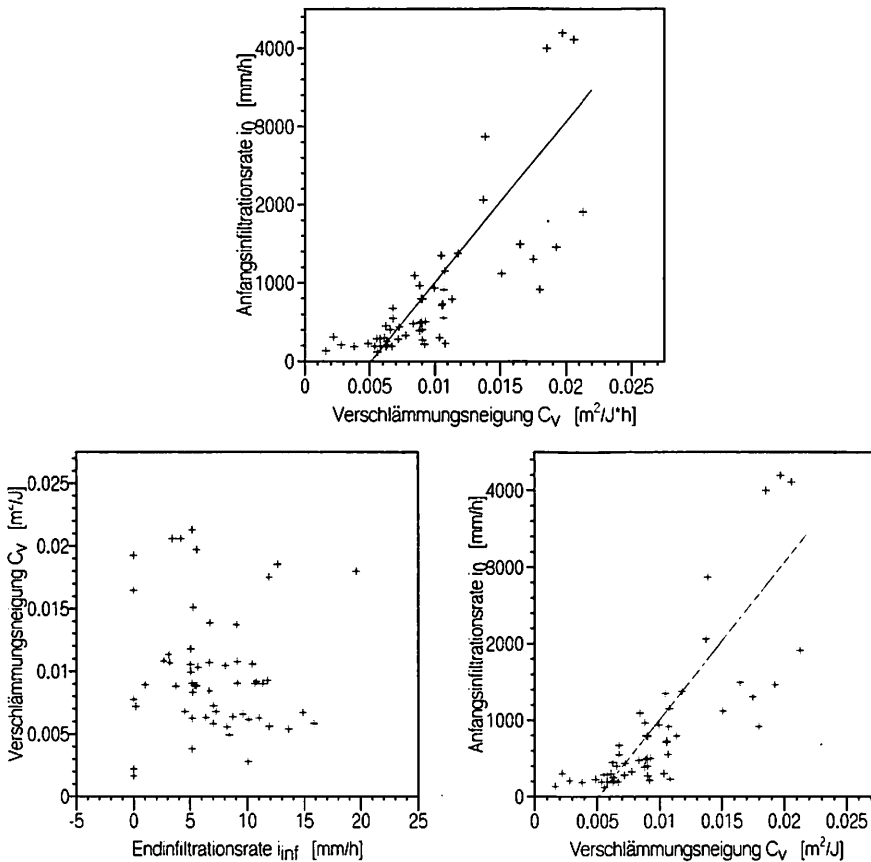


Abb. 6.2 Beziehungen zwischen den Modellparameter des Infiltrationsmodells H-KIN für die Berechnungen in Scheyern

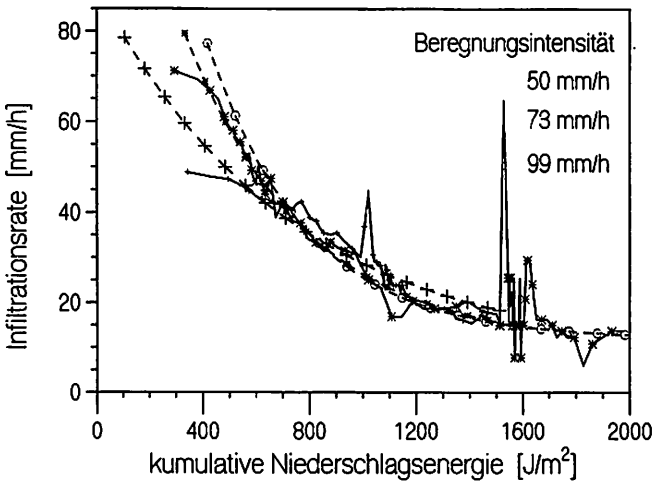


Abb. 6.3.a Infiltrationsverläufe bei Beregnungen mit unterschiedlicher Beregnungsintensität

6.3 Abhängigkeit des Modells von Niederschlagsenergie, Bedeckung und Bodenfeuchte

Beregnungen durch Haider (1994) auf benachbarten Parzellen mit gleichem Boden, aber geänderten Beregnungsbedingungen erlauben eine erste, heuristische Überprüfung der Modellannahmen zur

- Abhängigkeit der Verschlämmung von der Niederschlagsenergie und
- reduzierenden Wirkung der Bedeckung.

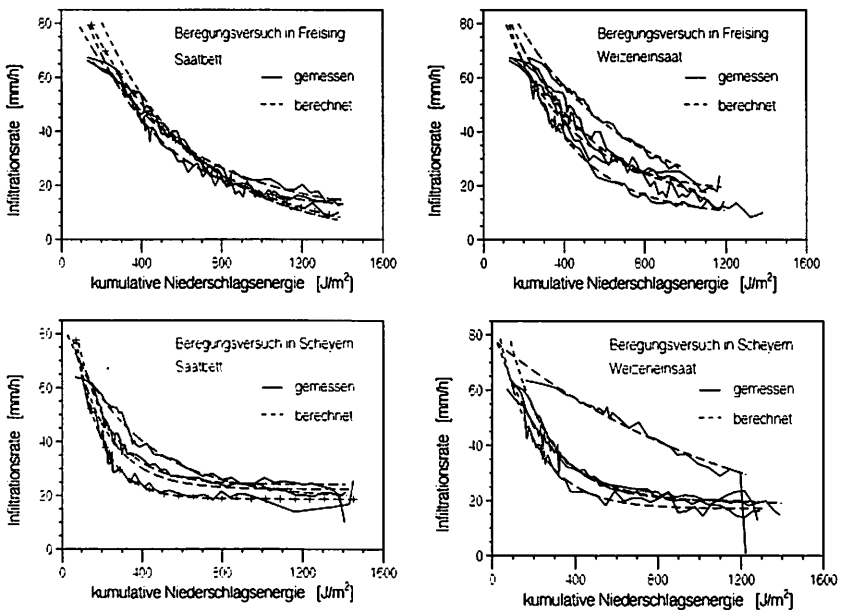


Abb. 6.3.b Infiltrationsverläufe für Beregnungen mit unterschiedlicher Bedeckung

Drei Beregnungen wurden mit unterschiedlichen Beregnungsintensitäten von 50, 73 und 99 mm/h durchgeführt. Die Infiltrationsraten der Versuche sind in Abb. 6.3.a gegen die jeweilige kumulative Niederschlagsenergie (aus Regentropfenanzahl abgeleitet) aufgetragen. Da nach der 1-stündigen Beregnung noch keine vollständige Verschlammung mit konstanter Endinfiltrationsrate erreicht wurde, ist zusätzlich eine zweite, nach 30 minütiger Pause durchgeführte Beregnung (Naßlauf) in die Darstellung einbezogen. Die 3 Kurvenverläufe sind im Bereich abnehmender Infiltrationsraten nahezu identisch. Lediglich die Anfangswerte unterscheiden sich mit konstanten Infiltrationsraten in Höhe der Beregnungsintensität. Die These von Morin & Benyamini (1977), wonach eine abnehmenden Infiltrationsrate als Folge der Verschlammung von der Energie des Niederschlags abhängt, wird bestätigt.

Den Einfluß der Bedeckung geben Beregnungen in Freising und Scheyern durch Haider wieder, die im Abstand mehrerer Tage (1 Tag, 5 Tage, 7 Tage, 14 Tage) sowohl auf vegetationslosen Parzellen als auch auf solchen mit einem sich entwickelnden Getreidebestand durchgeführt wurden. Die Bedeckung durch die Vegetation variiert zwischen 12.5 und 25 % - bei zusätzlicher Bedeckung durch Steine von 7.5 bis 9 % für Freising und 2 bis 10 % für Scheyern. Die Infiltrationsraten sind in Abhängigkeit von der um die Bedeckung bereinigten Niederschlagsenergie in Abb. 6.3.b dargestellt. Die Kurven stimmen befriedigend überein, wobei nicht systematische Abweichungen nach oben und unten auftreten. Zusätzliche, nicht erfaßte Effekte - z.B. ein Austrocknen der Böden - überlagern den Einfluß einer zunehmenden Bedeckung.

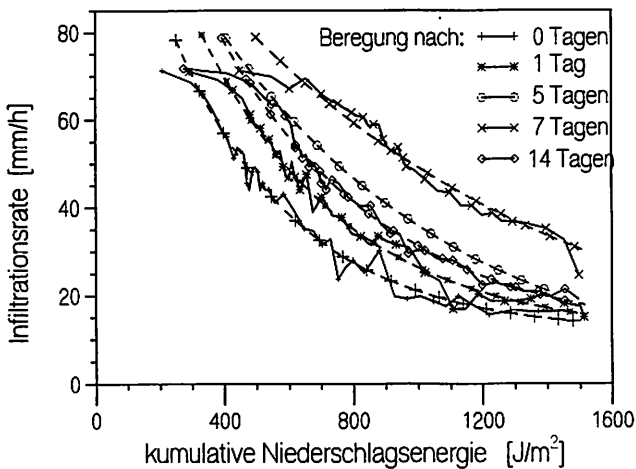


Abb. 6.3.c Infiltrationsverläufe bei Beregnungen von Parzellen mit unterschiedlicher Anfangsbodenfeuchten

Abb. 6.3.c zeigt die Infiltrationsverläufe für 5 Beregnungen einer vegetationslosen Parzelle innerhalb von 14 Tagen. Die Verschlammungsneigung nimmt für spätere Beregnungen ab, für die gleichzeitig durch natürlicher Niederschläge die Ausgangsbodenfeuchte leicht ansteigt (von 10 auf 13 %). Somit fallen eine zunehmende Bodenfeuchte und hohe, nur langsam abnehmenden Infiltrationsrate zusammen. Dieses Verhalten deckt sich mit Beobachtungen bei Auerswald (1993), nach denen Luftsprengung als wesentlichem Mechanismus des Aggregatzerfalls und der Bodenverschlammung gerade bei trockenem Boden wirkungsvoll ausfällt (vgl. Kap 3).

6.4 Ableitung repräsentativer Modellparameter für Feldhydrotope (Ackerschläge)

Allgemein stellt die Ableitung von Modellparametern ein kritisches Problem für die Anwendung physikalisch basierter Infiltrationsmodelle dar (Beven, 1989). Häufig variieren die für die Modelle benötigten Parameter schon auf kurzer räumlicher Entfernung (Loague, 1988a; Oliver & Webster, 1986; Warrick & Nielsen, 1980). Es bereitet Schwierigkeiten, repräsentative Parameter für die dem Modell zugrundeliegenden Raumeinheiten festzusetzen (Blöschl & Sivapalan, 1995; Loague, 1988b).

Im folgenden werden repräsentative Parameter für das Infiltrationsmodell H-KIN aus den Beregnungsversuchen im Gut Scheuern abgeleitet. Dabei wird die räumliche Klassenbildung entlang von Nutzungsgrenzen vorgenommen (vgl. Kap. 4.1.2). Kleinste Raumeinheit bilden die Feldhydrotope, die Ackerschlägen entsprechen, die bei Entwässerung in unterschiedliche Abflußmeßstellen weiter unterteilt werden (vgl. Kap. 4.1.2). Repräsentative Parameter werden als Median oder Mittelwert aller innerhalb eines Feldhydrotops vorgenommenen Beregnungen bestimmt.

	i_z [mm/h]			i_0 [mm/h]			C_v [m ² /J]			Stichproben
	Median	Mittelw.	Standabw	Median	Mittelw.	Standabw	Median	Mittelw.	Standabw	
alle Daten	6.7	7.0	4.3	506	984	1356	0.011	0.012	0.006	57
Kehrfeld	5.2	5.1	3.4	482	1134	1696	0.011	0.013	0.007	30
Feldhydrotop A16-E1	5.2	5.8	1.6	710	806	582	0.013	0.014	0.006	8
Feldhydrotop A17-E2	4.2	4.3	0.8	1377	2902	3320	0.015	0.017	0.008	5
Feldhydrotop A18-E3	7.0	6.6	4.3	403	667	549	0.008	0.011	0.006	5
Feldhydrotop A16-E6	5.2	5.8	1.6	710	806	582	0.013	0.014	0.006	8
Feldhydrotop A15-E6	5.9	6.4	5.1	319	966	1359	0.009	0.012	0.009	8
Feldhydrotop A15-E5	5.2	6.6	4.2	1231	1741	1655	0.018	0.018	0.008	4
Feldhydrotop A17-E5	2.0	2.3	2.4	837	849	543	0.016	0.016	0.007	4
Feldhydrotop A18-E4/5	1.0	2.7	3.3	1462	1649	1514	0.021	0.018	0.008	5
Feldhydrotop A1-E7	14.9	14.0	4.2	406	754	786	0.011	0.133	0.006	5
Feldhydrotop A2-E8	10.4	10.2	1.7	301	709	977	0.011	0.010	0.005	5

Tab. 6.2 Modellparameter zum Verschlammungsmodell für die Feldhydrotope in Scheuern

Die Feldhydrotope unterscheiden sich deutlich: Schlag A1 und A2 in Hochlage haben im Mittel eine Endinfiltrationsrate von 14.9 mm/h bzw. 10.4 mm/h, wohingegen für das Kehrfeld (A15, A16, A17 u. A18) der Mittelwert von 5.2 mm/h deutlich niedriger ausfällt (Tab. 6.2). Damit deckt sich das in Feldbeobachtungen festgestellte unterschiedliche Verschlammungsverhalten zwischen Kehrfeld und Hochlagen mit deutlichen Unterschieden der Endinfiltrationsraten.

Auch innerhalb der Kehrfeldes unterscheiden sich einzelne Feldhydrotope. Die niedrigsten mittleren Endinfiltrationsraten ($i_z < 2.5$ mm/h) ergeben die Schläge A17 und A18 im Südteil (Einzugsbereich der Abflußmeßstelle E4 u. E5). Höher liegen die Werte mit 4.2 u. 7.0 mm/h im Nordteil der gleichen Schläge (Einzugsgebiete E2 und E3), sowie im Einzugsgebiet E6 (5.2 und 5.9 mm/h für die

Feldhydrotope A15-E6 und A16-E6). Ähnlich verhält sich die Verschlammungsneigung C_v . Feldhydrotope mit niedriger Endinfiltrationsrate zeigen ebenfalls eine hohe Verschlammungsneigung bei allerdings hoher Standardabweichung. Eine gegenläufige Tendenz zeigt die mittlere Anfangsinfiltrationsrate. Hohe Werte treten in Feldhydrotopen mit niedriger Endinfiltrationsrate bei hoher Verschlammungsneigung auf. Die Unterschiede zwischen den Feldhydrotopen sind allerdings gering und liegen deutlich unter denjenigen innerhalb eines Hydrotops. Der Parameter i_0 steht weniger in Verbindung zur Verschlammungsneigung und zu Bodeneigenschaften, sondern steuert die Zeitverzögerung zwischen Niederschlagsbeginn und beginnendem Oberflächenabfluß, die neben der Verschlammung auch von der Größe des Muldenspeicherrückhalts abhängt.

6.5 Abhängigkeit des Infiltrationsmodells H-KIN von Bodenkenngrößen

Für jede Berechnungsparzelle wurden folgende Bodenkennwerte erhoben:

Corg	Anteil an organischer Substanz
pH	pH-Wert
Ton	Tonanteil
U	Schluff-Anteil
ffS	Anteil an Feinstsand
S	Sandanteil
FE	Ausgangsbodenfeuchte
HN	Hangneigung

Weiterhin wurde nach Scheinost (1995) die Kationenaustauschkapazität als Maß für eine kombinierte Wirkung von Ton und organischer Substanz in die statistische Analyse einbezogen:

$$\text{KAK} = 6 \text{ Ton} + 0.696 \text{ Corg} * \text{pH} - 22 \quad (6.3)$$

Die z.T. hohe Abhängigkeit der Kennwerte untereinander, z.B. zwischen Ton, Schluff und Sand, erschwert die statistische Auswertung.

Zwei unterschiedliche statistische Modelle wurden aufgestellt (SAS, 1994), die das Modell H-KIN in Bezug zu Bodenparametern setzen:

Approximationsmodell 1:

Die Modellparameter von H-KIN werden als multiples lineares Regressionsmodell der Bodenkenngrößen angegeben. Gängige Verfahren zur Auswahl signifikanter Parameter im Regressionsmodell sind eine "forward"- oder "backward"-Auslese. Bei der "forward"-Suche wird jeweils der Parameter mit der größten Abhängigkeit zusätzlich aufgenommen, während bei der "backward"-Suche mit allen Parametern begonnen wird und nacheinander die Parameter mit der geringsten Abhängigkeit weggelassen werden. "Forward"- und "backward"-Suche kamen zu unterschiedlichen Regressionsmodellen. Dies ist ein häufig beobachtetes Phänomen. Folgende Regressionsmodelle wurden aufgestellt:

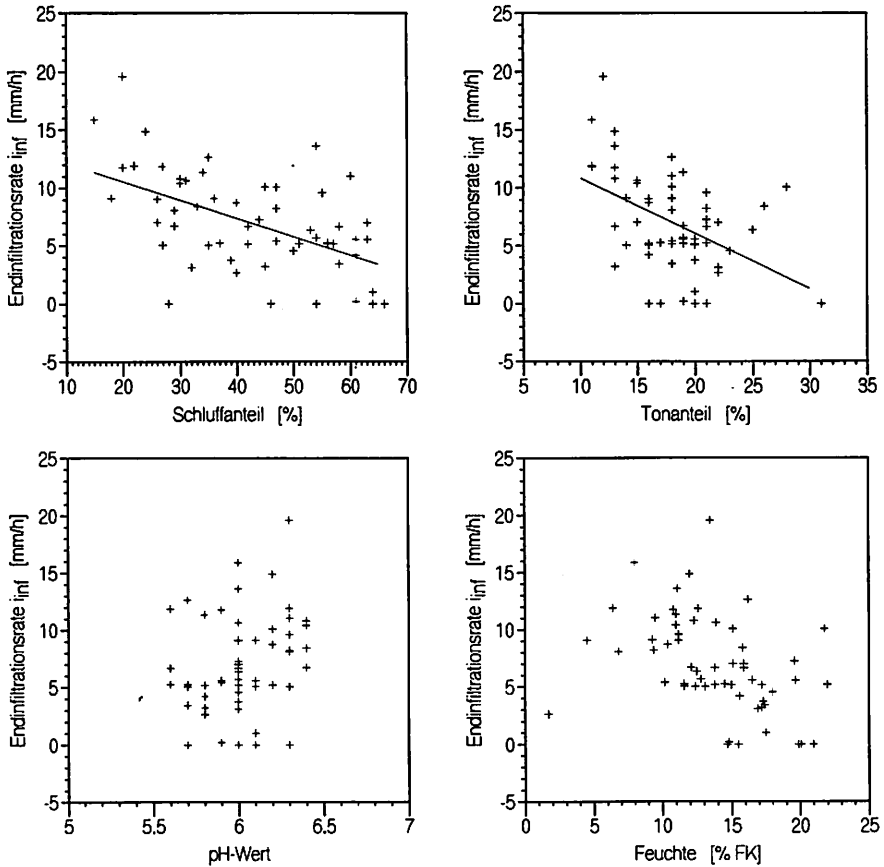


Abb. 6.4.a Beziehung zwischen der Endinfiltration und Bodenkenngrößen, Berechnungen Gut Scheyern

- Endinfiltrationsrate i_{∞}

Signifikant korrelieren: Sand, Schluff, Ton, Kationenaustauschkapazität, pH-Wert und Bodenfeuchte. Die "forward"-Suche ergab Sand, pH-Wert und Ton als Variablen mit dem größten Einfluß. Die Einzelgrößen sind in Abb. 6.4.a in Abhängigkeit zur Endinfiltrationsrate dargestellt. Alle streuen stark. Die Endinfiltrationsrate i_{∞} nimmt mit zunehmendem Schluffanteil leicht ab. Bei einem Tonanteil von 20% häufen sich niedrige i_{∞} mit steigender Tendenz bei geringen und hohen Tonanteilen. Eine hohe Streuung zeigt der pH-Wert, für den eine statistisch signifikante Abhängigkeit zu i_{∞} in der einfachen Regression nicht besteht. Eine Tendenz zu niedriger i_{∞} bei größerer Ausgangsfeuchte läßt sich erkennen. Folgende Regressionsgleichung zeigt eine hohe Korrelation:

$$i_{\infty} = -0.11 U - 0.36 \text{ Ton} + 4.45 \text{ pH} - 8.4 \quad [\text{mm/h}] \quad r^2 = 0.43, n = 57 \quad (6.4)$$

Die Schwankungsbereiche der Regression können Tab. 6.3 entnommen werden.

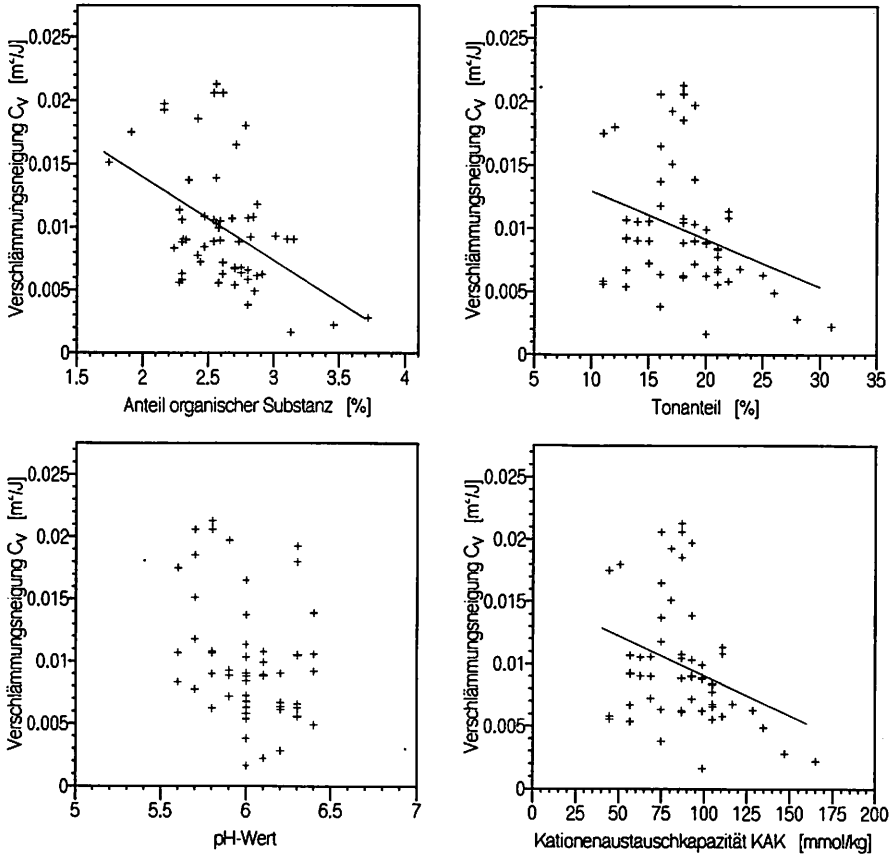


Abb. 6.4 b Beziehung zwischen Verschlämmungsneigung und Bodenkenngrößen

- Verschlämmungsneigung C_v

Statistisch signifikant hängt die Verschlämmungsneigung von organischer Substanz, Ton und Feinstsand, pH-Wert und Kationenaustauschkapazität ab (Abb. 6.4.b). Dabei bedeutet ein hoher Wert für C_v eine schnelle Abnahme der Infiltrationsrate bei stark gekrümmtem Kurvenverlauf. Das folgende multiple Regressionsmodell kann aufgestellt werden:

$$C_v = -0.0063 \text{ Corg} - 0.0003 \text{ Ton} - 0.005 \text{ pH} + 0.067 \text{ [m}^2/\text{J]} \quad r^2 = 0.29, n = 57 \quad (6.5)$$

	Parameter Schätzer	95 % Konfidenz-Intervall		p-Wert
		obere Grenze	untere Grenze	
Abhängige Variable i_{wr}				
Schluff	-0.11	-0.04	-0.18	0.001
Ton	-0.36	-0.13	-0.59	0.002
pH	4.5	8.5	0.5	0.030
Interzept	-8	16	-33	0.494
Abhängige Variable C_v				
Corg	-0.006	-0.002	-0.011	0.007
Ton	-0.00032	0.00003	-0.00068	0.071
pH	-0.005	0.001	-0.012	0.103
Interzept	0.07	0.10	0.03	0.001
Abhängige Variable i_0				
pH	-1739	-171	-3307	0.031
Interzept	11452	20900	2004	0.019

Tab. 6.3 Multiple Regression zwischen den Parametern von H-KIN und Bodenkenngrößen

- Anfangsinfiltrationsrate i_0

Nur gering hängt die Anfangsinfiltrationsrate von Bodenkennwerten ab, mit Ausnahme des pH-Wertes. Entsprechend ist das Regressionsmodell wenig aussagekräftig:

$$i_0 = -1740 * \text{pH} + 11450 \quad [\text{mm/h}] \quad r^2 = 0.08, n = 57 \quad (6.6)$$

Dies dürfte auf den Einfluß des nicht bekannten Muldenspeichers zurückzuführen sein. Allerdings besteht eine hohe Abhängigkeit zwischen Anfangsinfiltrationsrate i_0 und Verschlammungsneigung C_v (vgl. Kap. 6.2). Es empfiehlt sich zur Festsetzung der Anfangsinfiltrationsrate auf diese Abhängigkeit zurückzugreifen oder von einer bodenunabhängigen Anfangsinfiltrationsrate i_0 auszugehen.

Insgesamt zeigen sich im Vergleich zu einer Auswertung durch Martin et al. (1988) für Berechnungen von 32 unterschiedlichen Ackerböden höhere Korrelationen. In beiden Untersuchungen stehen Endinfiltrationsrate und Verschlammungsneigung in Abhängigkeit zu Bodenparametern, während die Anfangsinfiltrationsrate deutlich mit der Verschlammungsneigung korreliert. Allerdings ergeben sich jeweils unterschiedliche Bodenparameter als Parameter höchster Abhängigkeit. Weitere Verbesserungen sind zu erwarten, wenn komplexere, die Vorgänge im Boden einbeziehende Approximationsgleichungen eingesetzt werden.

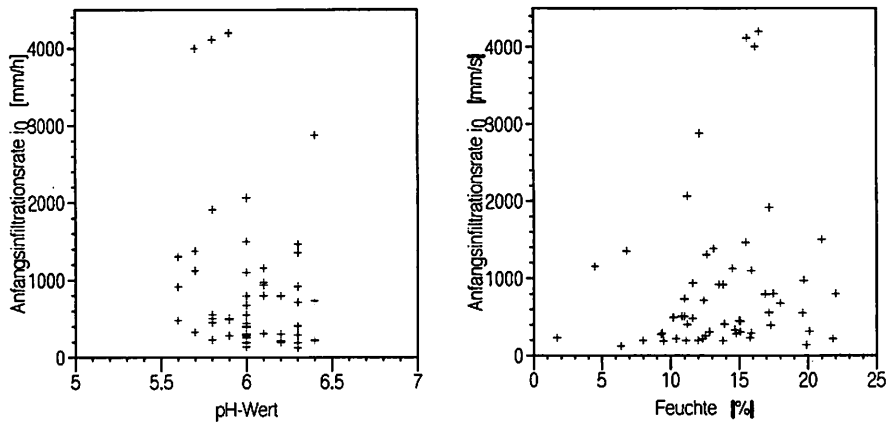


Abb. 6.4 c Beziehung zwischen Anfangsinfiltrationsrate und Bodenkenngrößen

Approximationsmodell 2:

Lineare Funktionen der Bodenkenngrößen werden direkt anstelle der bisherigen Modellparameter in das Modell H-KIN eingesetzt (Sinowski et al., 1997). Zu bestimmen sind die Parameter a_1, \dots, a_7 , b_1, \dots, b_3 der linearen Funktionen, so daß die MSD ("mean square distance") zwischen gemessenen und berechneten Infiltrationsraten aller Meßwerte in allen Beregnungsversuchen möglichst klein wird, d.h. zu minimieren ist:

$$MSD = \sum_{i=1, \text{ Meßwert}, B = \text{Beregnungsversuch}} \{ \text{obs}(B, t_i) - \text{pred}(B, t_i) \}^2 \quad (6.7)$$

Dabei werden die Infiltrationsraten mit dem Verschlammungsmodell berechnet als:

$$\text{pred}(B, t_i) = i_{\infty, B} + [i_{0, B} - i_{\infty, B}] * \exp[-C_{v, B} * E_{\text{kin}, B}(t_i)] \quad (6.8)$$

mit den linearen Funktionen:

$$\begin{aligned} i_{\infty, B} &= a_1 * U_B + a_2 * \text{Ton}_B + a_3 * \text{pH}_B + b_1 \\ C_{v, B} &= a_4 * \text{Corg}_B + a_5 * \text{Ton}_B + a_6 * \text{pH}_B + b_2 \\ i_{0, B} &= a_7 * \text{pH}_B + b_3 \end{aligned} \quad (6.9)$$

Berücksichtigt werden Bodenkenngrößen hoher Signifikanz im Approximationsmodell 1. Weiterhin sind:

$E_{\text{kin}, B}(t)$ = kinetische Energie zum Zeitpunkt t für die Beregnung B

B = Beregnungsversuch (1, ..., 57)

U_B, Ton_B, \dots = Bodenkenngrößen der Beregnungsprazelle B

$t_i = t_{i, B}$ = Stützstelle im Beregnungsversuch B

$\text{obs}(B, t_i) = i(t_i)$ = gemessene Infiltrationsrate zur Zeit t_i im Beregnungsversuch B (Kap. 6.1)

Der Optimierungsalgorithmus liefert für (6.9) folgende Ergebnisse:

$$\begin{aligned}i_{\infty} &= -0.09 U - 0.43 \text{ Ton} + 5.5 \text{ pH} - 16.6 \\C_v &= -0.0018 \text{ Corg} - 0.00017 \text{ Ton} + 0.0024 \text{ pH} - 0.002 \\i_0 &= 73 \text{ pH} - 345\end{aligned}$$

Bis auf den Achsenabschnitt für i_0 sind alle Parameter signifikant von 0 verschieden.

Aufgrund der hohen Abhängigkeit zwischen Anfangsinfiltrationsrate i_0 und Verschlammungsneigung C_v ist es sinnvoll, direkt eine lineare Beziehung zwischen beiden Parametern anzusetzen. Als lineare Funktion der Anfangsinfiltrationsrate ergibt sich:

$$i_{0,B} = a_8 * C_{v,B} + b_4 \quad (6.10)$$

für welche bei Optimierung folgende Ergebnisse berechnet werden:

$$\begin{aligned}i_{\infty} &= -0.09 U - 0.53 \text{ Ton} + 5.9 \text{ pH} - 17.2 \\C_v &= -0.0015 \text{ Corg} - 0.00013 \text{ Ton} + 0.011 \\i_0 &= -8940 C_v + 139\end{aligned}$$

Alle Parameter sind signifikant von 0 verschieden.

6.6 Vergleich mit den Beregnungsversuchen von Haider

Die Bodenkenngrößen für die Versuchspartellen von Haider (1994) sind in Tab. 6.4 angegeben. Sie liegen in dem durch die Versuche in Scheyern abgedeckten Bereich. Tab. 6.4 enthält weiterhin als Mittelwerte mehrerer Beregnungen am gleichen Ort abgeleitete Parameter zum Infiltrationsmodell. Die Verschlammungsneigung C_v bei Haider ist mit 0.003 und 0.0047 im Vergleich relativ niedrig, und auch die Endinfiltrationsraten fallen mit 8.8 und 15.8 mm/h verhältnismäßig hoch aus, sie liegen aber noch innerhalb der für Scheyern aus den Beregnungen von Kainz und Auerswald ermittelten Werte.

Deutlich heben sich allerdings die Beregnungen in Schmallenberg ab. In etwa der Hälfte der Beregnungen tritt kein Oberflächenabfluß auf, für die restlichen ist der Oberflächenabfluß minimal. Eine mittlere Endinfiltrationsrate von 54 mm/h wird errechnet, obwohl die Bodenkennwerte in Schmallenberg mit einer Ausnahme nicht von denen der anderen Partellen abweichen. Unterschiedlich ist lediglich die hohe Bedeckung durch Steine u.ä. (ca. 30%) sowie ein gegenüber Scheyern und Freising über 5-fach erhöhter Grobskelettanteil. Zwar wird die Niederschlagsenergie um den Flächenanteil der Steinbedeckung reduziert, aber die Wirkung der Steine auf das Infiltrationsverhalten im Boden ist dadurch nicht erfaßt. Zusätzlich beeinflusst die Lage der Steine an der Oberfläche die Infiltration (Poesen & Ingelmo-Sanchez, 1992).

Variable	Freising	Scheyern	Schmallenberg	Zum Vergleich: Scheyern (Kehrfeld)
Anzahl der Berechnungen	19	10	8	30
Endinfiltrationsrate [mm/h]	8.8	15.8	54	5.1
Anfangsinfiltrationsrate [mm/h]	130	97	100	482
Verschlämmungsneigung [m ² /J]	0.003	0.0047	0.0017	0.011
Erhobene Bodenparameter	Freising	Scheyern	Schmallenberg	Scheyern (Kehrfeld)
Anteil org. Substanz [%]	1.0	1.3	2.7	2.6
pH-Wert [%]	6.6	5.2	5.3	6.0
Tonanteil [%]	21	14	21	19
Schluffanteil [%]	36	25	53	53
Sandanteil [%]	43	61	26	27
Kationenaust. Kapazität [mmol/kg]	14	4.8	52	
Ausgangsfeuchte [%]	3.3 - 12.9	7.2 - 13.9	6.1 - 14.1	9 - 21
Hangneigung [°]	9.8 - 12.4	16.2 - 19.5	9.0 - 10.5	2 - 23
Skelettanteil [kg/kg]	0.07 - 0.13	0.12 - 0.15	0.50 - 0.75	
Steinbedeckung [%]	6.8 - 10.0	4.6 - 6.8	29 - 35	

Tab. 6.4 Berechnungsversuche durch Haider (1994): gemessene Bodenkenngrößen und approximierte Modellparameter

6.7 Zusammenfassung und Schlußfolgerungen für die weitere Modellierung

Das Modell einer verschlämmungsgesteuerten Infiltration H-KIN ist gut geeignet, die in Berechnungsversuchen gemessene Infiltration wiederzugeben. Die Überprüfung der Modellabhängigkeit von der Niederschlagsenergie sowie der reduzierenden Wirkung der Bedeckung bestätigt die Modellannahmen. Auch zeigen die Berechnungsversuche nur eine geringe Abhängigkeit von der Bodenfeuchte, die im Modell H-KIN nicht berücksichtigt wird.

Die zwei Modellparameter i_w und C_v hängen deutlich von Bodeneigenschaften ab. Demgegenüber steht die Anfangsinfiltrationsrate i_0 in direkter modellinterner Beziehung zu C_v und steuert den Zeitpunkt des Abflußbeginns. Dieser wird neben dem Verschlämmungsverhalten von Muldenspeicher-verlusten und der Fließzeit des Oberflächenabflusses innerhalb der Meßparzelle bestimmt. Damit wird der Parameter i_0 von zusätzlichen Prozessen beeinflusst, die außerhalb des Infiltrationsmodells liegen. Signifikant in Beziehung zu Parametern des Verschlämmungsmodells stehen Ton, Schluff, pH-Wert und Anteil an organischer Substanz. Lineare Regressionsansätze bleiben allerdings unscharf. Es bleibt zu prüfen, ob mit nichtlinearen Ansätzen bessere Ergebnisse erreicht werden können. Wie das Beispiel Schmallenberg zeigt, sind weitere Bodenkenngrößen für das Infiltrationsverhalten verantwortlich.

7. Verhalten des Verschlammungsmodells H-KIN über Nutzungszyklen

7.1 Modellsensitivität: Einfluß von Niederschlag und Bedeckung

Die Verschlammung erstreckt sich über mehrere Niederschlagsereignissen. Trockenphasen führen zu allmählicher Zunahme des Infiltrationsvermögens bis zum folgenden Niederschlag (vgl. Kap. 3). Die Wiedergabe beider Vorgänge im Modell soll im folgenden Kapitel untersucht werden. Die Wechselwirkung zwischen Niederschlag, Vegetationsüberdeckung und potentieller Infiltrationsrate wird am Beispiel unterschiedlicher Nutzungen, dem erosionsmindernden Anbau von Mais (Schlag A16) und Winterweizenanbau (Schlag A15) sowie im Vergleich zu Schwarzbrache ohne Bedeckung untersucht. Exemplarisch werden die Niederschläge des Jahres 1994 in Scheyern zugrundegelegt, wobei neben der absoluten Niederschlagsmenge auch die Niederschlagsintensität von Bedeutung ist. Die Anfangsverschlammung ging aus einer vorgeschalteten Simulation des Jahres 1993 hervor. Niederschläge, Bedeckung sowie berechnete potentielle Infiltrationsraten und Abflußvolumina sind in Abb. 7.1 dargestellt. Einheitliche Bodenbedingungen werden angenommen (Boden B6, Parameter: Median Kehrfeld, vgl. Kap. 6).

Niedrige potentielle Infiltrationsraten zeigt die Schwarzbrache. Zwar steigt das Infiltrationsvermögen in niederschlagsfreien Perioden auf über 300 mm/h an, nimmt dann aber mit einsetzendem Regen schnell wieder ab. Oberflächenabfluß entsteht während Ereignissen mit hoher Niederschlagsintensität, die sich auf das Sommerhalbjahr konzentrieren. Aber auch während des mit 110 mm in zwei Tagen absolut höchsten Niederschlagsereignisses im April bildet sich trotz mäßiger Intensität ebenfalls deutlicher Oberflächenabfluß.

Auch die Ackerschläge (A15 u. A16) zeigen im Winter trotz Bedeckung zwischen 40 und 60 % ähnlich niedrige potentielle Infiltrationsraten. Für das Extremereignis im April ergeben sich allerdings deutliche Unterschiede der simulierten Abflüsse, mit einer Abfolge von Winterweizen < Mais < Schwarzbrache. Hier macht sich die bei 80 % liegende Bedeckung des Winterweizens schützend bemerkbar, wohingegen die 40 %ige Bedeckung beim Mais nicht ausreicht, um die Verschlammung wirkungsvoll zu reduzieren.

Im weiteren Verlauf führen Niederschläge im Juni/Juli bei noch geringer Bedeckung für den Mais zu Oberflächenabfluß, während für das Getreide kein Abfluß auftritt. Auch die Bearbeitung des Maisfeldes bewirkt nur einen kurzfristigen Anstieg der Infiltrationsrate, die bei erneuten Niederschlägen schnell reduziert wird. Erst im Spätsommer erreicht das Maisfeld eine dichte Bedeckung. Es treten keine weiteren Abflußereignisse auf. Mit der Ernte im September nimmt die Bedeckung des Maisfeldes sprunghaft ab und bleibt für den Rest des Jahres niedrig. Die potentielle Infiltrationsrate nimmt deutlicher ab. Bei fehlenden Niederschlagsereignissen mit hoher Intensität tritt allerdings kein Oberflächenabfluß auf. Demgegenüber bleibt der Winterweizen nach der Ernte im August zwar nur kurzzeitig unbedeckt. Zeitgleich auftretender Niederschlag führt aber zu den bedeutendsten Oberflächenabflüssen des Schlages im Jahresverlauf.

Damit reagiert das Modell H-KIN auf die Wechselwirkung zwischen saisonaler Bedeckung und Niederschlag jeweils mit Menge und Intensität. Der Verlauf der potentiellen Infiltrationsrate hängt

stärker von der Niederschlagsmenge als von der -intensität ab. Verschlammungsauslösend sind Ereignisse, in denen größere Niederschlagsmengen auf eine durch Bedeckung nur wenig geschützte Oberfläche treffen. Demgegenüber beeinflusst die Niederschlagsintensität den Oberflächenabfluß. Oberflächenabfluß tritt auf, wenn niedrige Infiltrationsrate (d.h. fortgeschrittene Verschlammung) und hohe Niederschlagsintensität zusammenfallen. Von geringer Bedeutung ist eine Bodenbearbeitung, obwohl eine vollständige Rückbildung der Verschlammung angenommen wird.

Vor Verschlammung schützt die Vegetation merklich erst bei einer Bedeckung deutlich über 50 %. Der Einfluß der Vegetation im Modell kann erhöht werden durch einen Parameter $k_{veg} > 1$ (vgl. Kap 4.2.1). Dann schränkt schon eine geringere Bedeckung die Verschlammung wirkungsvoll ein. Der Parameter steuert als Exponent die reduzierende Wirkung der Bedeckung bei der Bestimmung der effektiven Niederschlagsenergie. In diese Richtung deuten Beregnungsversuche durch Roth (1992), der eine deutliche Abnahme der Infiltrationsrate durch Verschlammung erst bei geringer Bedeckung unter 30 % feststellte. Der Faktor k_{veg} ist als zusätzlicher Eichfaktor einzusetzen.

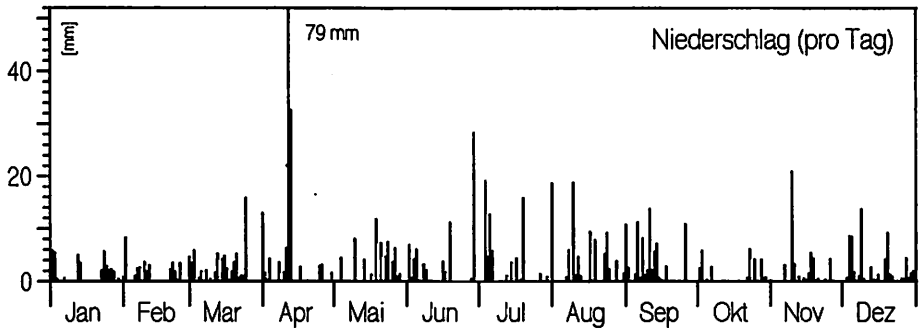
7.2 Modellsensitivität: Einfluß der Nutzung

Für den Boden B6 (Median Kehrfield) soll die Modellsensitivität hinsichtlich unterschiedlicher Nutzungsszenarien untersucht werden. Zugrundegelegt werden die in Scheyern gemessenen Niederschläge der Jahre 1993-96. Damit ist der Vergleich der Nutzungen strenggenommen nur für die spezielle Niederschlagssituation gültig. Mittelwertbildung über 4 Jahre läßt allerdings allgemeine Aussagen zu. Um den Einfluß der Vegetation auf das Abflußverhalten zu untersuchen, wurde neben dem tatsächlichen erosionsmindernden Anbau drei fiktive Anbauszenarien modelliert:

- 1) Erosionsmindernder Fruchtfolge (Istzustand der Schläge A15-A18 des Kehrfieldes; Bedeckung = tatsächliche Bedeckung durch Pflanzen, Mulch und Steine)
- 2) Konventionelle Fruchtfolge (Bedeckung = Bedeckung nur durch Pflanzen wie in 1) ohne Mulchbedeckung)
- 3) konventionelle Monokulturen (Bedeckung nach Dikau (1986) für 5 unterschiedliche Nutzpflanzen bei konventionellem Anbau)
- 4) Schwarzbrache (keine Bedeckung)

Die Ergebnisse sind in Tab. 7.1 zusammengefaßt. Von Schwarzbrache fließen im Modell 285 mm ab. Dies entspricht 9 % des Gesamtniederschlags. Deutlich reduziert bereits konventioneller Anbau den Abfluß auf ca. 40 % des Schwarzbracheabflusses. Dabei unterscheiden sich die einzelnen Feldfrüchte deutlich in der Reihe Winterweizen < Sommergerste < Wintergerste. Für den hohen Abfluß von Wintergerste, obwohl die Bedeckung lange Zeit über der der Sommergerste oder des Winterweizen liegt, ist der 3 - 4 Wochen frühere Erntetermin Mitte Juli ausschlaggebend. Bereits kurze Phasen ohne Bedeckung fördern Oberflächenabfluß im Sommerhalbjahr, da häufig Niederschlag hoher Intensität auftritt (Auerswald, 1996). Demgegenüber ist die Bedeckung während des Winterhalbjahrs für den Oberflächenabfluß unbedeutend, da die Niederschlagsintensitäten nur äußerst selten über der Endinfiltrationsrate i_w liegen. Selbst bei völliger Bodenverschlammung kann nur selten Oberflächenabfluß auftreten.

Niederschlagsmenge



Niederschlagsintensität

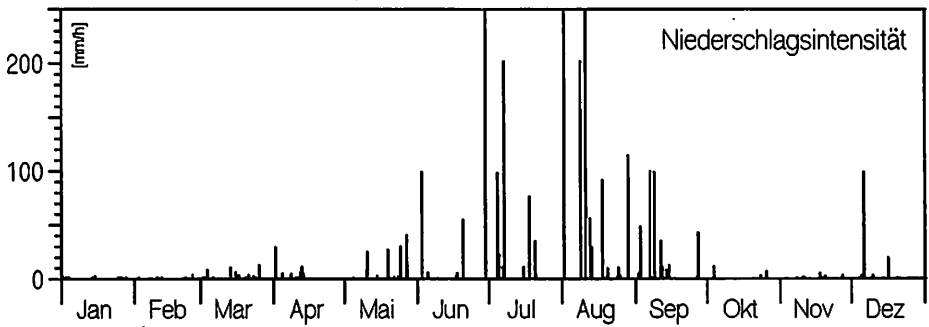


Abb. 7.1.a Niederschlagsmenge und -intensität (5-Minuten Intervalle) für das Jahr 1994 in Scheyern

Schwarzbrache

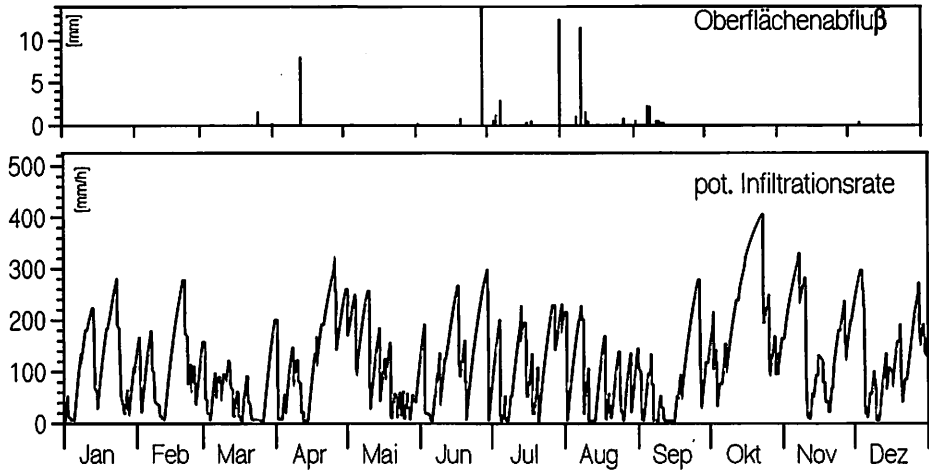
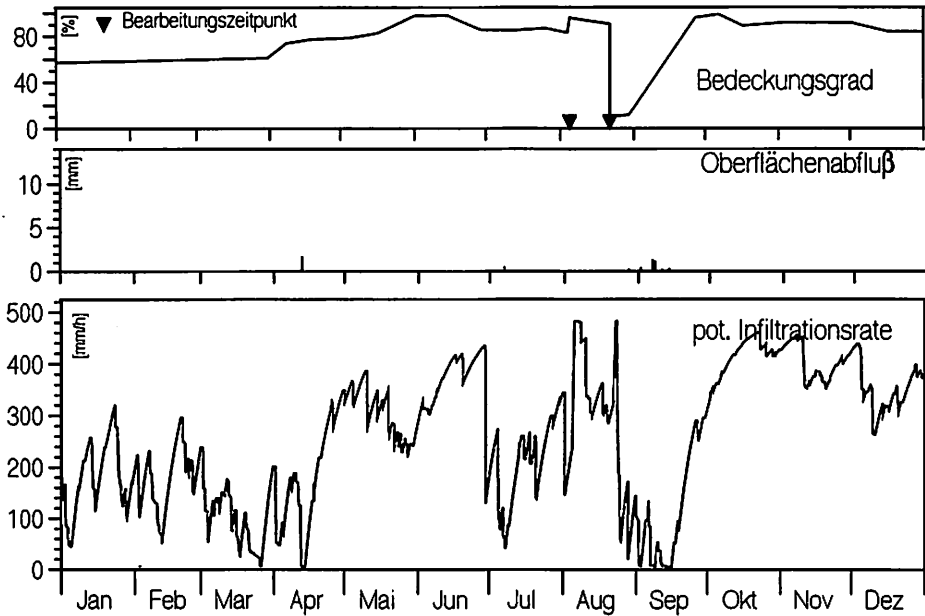


Abb. 7.1.b Simulierte potentielle Infiltrationsraten und Oberflächenabflüsse für Schwarzbrache (Beispieljahr 1994)

Schlag A15 Winterweizen



Schlag A16 Mais

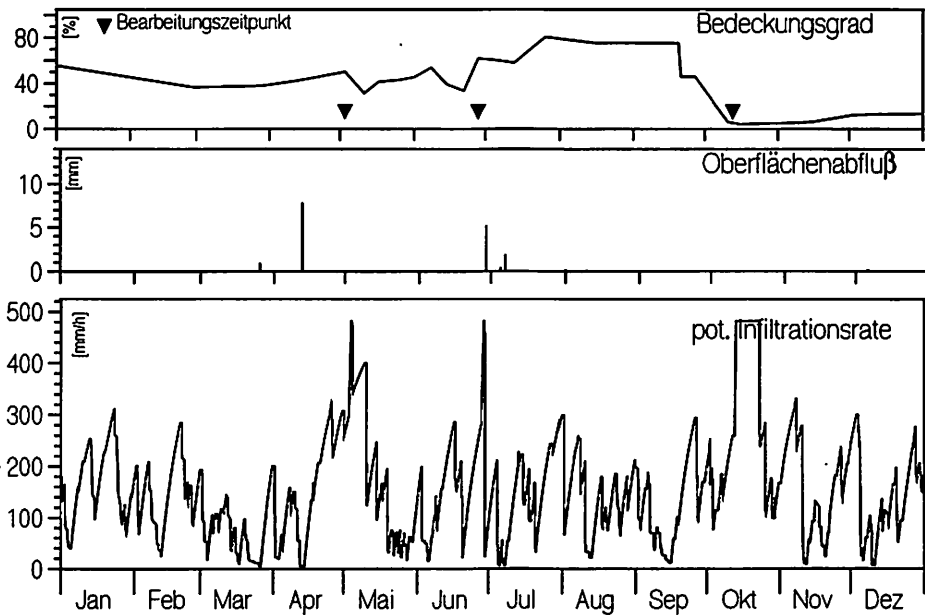


Abb. 7.1 c Bedeckung, simulierte Infiltrationsraten und Oberflächenabflüsse für Ackerschläge mit erosionsminderndem Anbau (Scheyern, Beispieljahr 1994)

Tab. 7.1 Modellsensitivität bei unterschiedlicher Nutzung

	Nieder- schlag [mm]	Abfluß bei erosionsmindernder Fruchtfolge				Abfluß bei konventioneller Fruchtfolge				Abfluß bei konventionellen Monokulturen					Abfluß bei Schwarz- brache [mm]
		A15	A16	A17	A18	A15	A16	A17	A18	WW	WG	SG [mm]	Hafer	Mais	
Boden 6															
1993	901	19	52	33	32	22	62	45	38	36	35	38	79	75	113
1994	841	7	17	20	26	39	26	40	27	17	32	22	33	36	75
1995	781	6	4	1	3	8	10	9	5	5	11	9	10	11	35
1996	608	34	37	28	20	38	39	33	36	24	33	24	31	25	62
	3131	65	111	82	81	107	138	127	105	82	112	93	153	147	285
Mittelw.	3131	85				119				117					285
Boden 1															
1993	901	26	43	32	23	28	54	44	30	31	31	39	67	77	114
1994	841	8	22	35	30	48	33	50	31	21	31	26	42	46	84
1995	781	7	3	0	2	9	8	6	5	4	10	4	7	12	34
1996	608	33	40	29	24	38	42	34	38	25	32	26	36	27	63
	3131	74	108	96	79	122	136	133	104	81	104	95	151	162	294
Mittelw.	3131	89				124				119					294

Dies bestätigen auch die Ergebnisse für den erosionsmindernden Anbau in Scheyern. Eine weitere Reduzierung des Abflusses auf lediglich 30 % der Schwarzbrache wird erreicht. Der geringe Unterschied zu konventionellem Anbau ist darauf zurückzuführen, daß im erosionsmindernden Anbau die Bedeckung wesentlich im Winterhalbjahr erhöht wird, welches nur wenig zum simulierten Oberflächenabfluß beiträgt.

In der Analyse der Extremereignisse (Tab. 7.2) treten die Unterschiede zwischen den einzelnen Feldfrüchten verschärft zutage. Die Abflüsse für Mais liegen im Frühjahr und Frühsommer nahe dem Maximum der Schwarzbrache. Hier zeigen die anderen Feldfrüchte je nach Vegetationsentwicklung bereits deutlich niedrigere Abflüsse. Demgegenüber ergeben sich je nach Erntezeitpunkt hohe Abflüsse für die Sommerereignisse, für die der Mais bei dann hoher Bedeckung und spätem Erntetermin nur geringe Abflüsse aufweist. Hier zeigt sich ein Potential, um durch Zwischenfrüchte oder Mulchtechniken auch nach der Ernte durch hohe Bedeckung den verschlammungsbedingten Oberflächenabfluß zu verringern. Gerade im Juni und August häufen sich abflußrelevante Niederschläge mit hoher Intensität (Auerswald, 1996).

Ereignis	Niederschlag [mm]	Abfluß bei konventionellen Monokulturen (nach Dikau)					Abfluß bei Schwarzbrache [mm]
		WW	WG	SG [mm]	Hafer	Mais	
13.04.1994	112	7.9	0.4	7.9	6.1	8.1	8.1
27.05.1993	32	6.8	0	0	16.3	14.8	16.6
29.06.1994	28	0.1	0	0.1	0.3	19.7	21.7
05.07.1996	23	0	0	0	1.3	11.1	13.4
18.07.1993	21	4.0	0	7.2	7.2	9.1	9.1
18.07.1993	32	9.7	0	10.0	21.0	21.0	21.0
26.08.1996	26	13.6	13.6	13.6	13.9	0	13.9

Tab. 7.2 Modellsensitivität bei unterschiedlicher Nutzung: Abfluß pro Fläche für Extremereignisse, nach Jahreszeit sortiert

7.3 Modellsensitivität: Einfluß von Bodeneigenschaften

Bodenabhängige Parameter im Modell H-KIN sind Anfangs- und Endinfiltrationsrate (i_0 und i_x) sowie die Verschlammungsneigung C_v , die aus den Berechnungsversuchen übernommen werden konnten. Die Diskussion der Modellsensitivität erfolgt für Mittelwerte des Kehrfeldes und als Szenarien jeweils um die 0.5-fache Standardabweichung (falls möglich) nach oben und unten korrigierter Parameter. Die weiteren Parameter zur Rückbildung der Verschlammungsschicht sind reine Eichparameter. Für den Ausgangsboden B1 wurde $f_{reg,l} = 0.02$ angenommen. Im erweiterten Modellansatz wurden die Parameter so variiert, daß die Oberflächenabflüsse die gleiche Größe wie der Ausgangsboden B1 erreichen. Bei angenommener max. 3-fach erhöhter Verschlammungsneigung ($C_{v,max} = 3 * C_v$) zeigten sich für $f_{reg,l}$ und $f_{reg,c}$ Werte von 0.1 bzw. 0.05 als sinnvoll (Boden B6).

Für Simulation mit in Scheyern gemessenen Niederschläge der Jahre 1993 - 96 und zugrundegelegten Nutzungsszenarien: erosionsmindernde Fruchtfolge im FAM, konventionelle Monokulturen und Schwarzbrache, zeigen alle Bodenparameter i_x , C_v und i_0 einen hohen Einfluß auf den Oberflä-

chenabfluß. Bei Variation der Endinfiltrationsrate i_e ergeben sich Abweichungen von ca. 25 % nach oben und 15 % nach unten im Vergleich zum Ausgangsboden unabhängig von der zugrundegelegten Nutzung (Boden 1.1 u. 1.2). Z.T. höhere Abweichungen zeigen Veränderungen des Parameters C_v (Boden 1.3 u. 1.4), die je nach Nutzungen unterschiedlich ausfallen. Große prozentuale Änderungen ergibt der erosionsmindernde Anbau des FAM bei generell hoher Bedeckung. Ein erhöhter Parameter C_v bewirkt in den nur kurzen Phasen geringer Bedeckung eine schnelle Bodenverschlammung und zunehmenden Oberflächenabfluß. Dabei beschränkt sich der Nutzungsbezug auf relative Abflußänderungen, die absoluten Unterschiede im Abfluß einzelner Nutzungen sind ähnlich groß. Auch die Anfangsinfiltrationsrate i_0 zeigt eine hohe Modellsensitivität (Boden 1.5 u. 1.6), wobei die prozentual größten Veränderungen im erosionsmindernden Anbau des FAM auftreten.

Hohe Veränderungen der simulierten Abflüsse zeigt auch die Variation des Rückbildungsfaktors $f_{reg,1}$. Bei halbiertem $f_{reg,1}$ (verlangsamte Rückbildung der Verschlammungsschicht) ergibt sich eine Zunahme des Oberflächenabflusses, die am deutlichsten für den erosionsmindernden Anbau mit hoher Bedeckung ausfällt (Boden 3). Die beschleunigte Krustenrückbildung bei auf das 2.5-fache erhöhtem Parameter $I_{o,reg}$ (Boden 2) führt zu einer Abnahme der Abflüsse, die aber relativ hinter der Zunahme im umgekehrten Fall zurückbleibt.

	i_{inf}	C_v	i_0	$f_{reg,1}$	$C_{v,max}$	$f_{reg,C}$	erosionsmindernde Fruchtfolge		konventionelle Monokulturen nach Dikau		Schwarzbrennerei	
	[mm/h]		[mm/h]				[mm]	[%]	[mm]	[%]	[mm]	[%]
Boden 1	5.17	0.011	482	0.02	-	-	89		119		294	
Boden 6	5.17	0.011	482	0.1	0.033	0.05	85	-5	117	-1	285	-3
Boden 1	5.17	0.011	482	0.02	-	-	89		119		294	
Boden 2	"	"	"	0.05	-	-	56	-37	86	-28	237	-19
Boden 3	"	"	"	0.01	-	-	128	44	156	32	342	16
Boden 6	5.17	0.011	482	0.1	0.033	0.05	85		117		285	
Boden 4	"	"	"	"	0.044	"	98	15	136	16	313	10
Boden 5	"	"	"	"	0.028	"	73	-14	107	-9	267	-6
Boden 7	"	"	"	"	0.033	0.025	115	36	142	22	320	13
Boden 1	5.17	0.011	482	0.02	-	-	89		119		294	
Boden 1.1	3.49	0.011	"	0.02	-	-	111	25	153	29	373	27
Boden 1.2	6.85	"	"	"	-	-	76	-14	99	-17	250	-15
Boden 1.3	5.17	0.014	"	"	-	-	121	36	148	24	325	10
Boden 1.4	"	0.008	"	"	-	-	54	-39	82	-31	248	-16
Boden 1.5	5.17	0.011	750	"	-	-	67	-25	95	-20	263	-11
Boden 1.6	"	"	250	"	-	-	136	53	163	38	341	16
Boden 6	5.17	0.011	482	0.1	0.033	0.05	85		117		285	
Boden 6.1	3.49	"	"	"	"	"	114	35	161	37	373	31
Boden 6.2	6.85	"	"	"	"	"	70	-17	95	-19	238	-16
Boden 6.3	5.17	0.014	"	"	"	"	118	40	148	26	321	13
Boden 6.4	"	0.008	"	"	"	"	49	-43	84	-29	231	-19
Boden 6.5	"	0.014	"	"	"	"	67	-21	104	-11	262	-8

Tab. 7.3 Modellsensitivität bei Veränderung der Bodenparameter

8. Simulation des Oberflächenabflusses für Nutzungszyklen im Parzellenmaßstab

8.1 Modellanwendung im Hollmuth

8.1.1 Hollmuth: gemessene Oberflächenabflüsse

Im Versuchsgebiet Hollmuth erfolgten Messungen des Abflußvolumens an 11 Meßparzellen (6 Schwarzbrache, 4 Wiese, 1 Wald) sowie an Feldmeßpunkten in Äckern mit konventionellem Anbau von Zuckerrüben, Mais und Getreide. Die gemessenen Abflüsse sind in Abb. 8.1 u. Anlage A-4.1 dargestellt. Einige größere Abflußereignisse, insbesondere für die Feldmeßpunkte, wurden nicht in ihrer vollen Abflußmenge erfaßt. Diese Ereignisse sind entsprechend gekennzeichnet. Verfügbar sind weiterhin Messungen der Bodenfeuchte für die unterschiedlichen Anbauformen über den Bearbeitungszeitraum. Für eine detaillierte Darstellung der Untersuchungsergebnisse sei auf Dikau (1986) verwiesen. Im folgenden werden wesentliche Ergebnisse zusammengefaßt (vgl. Tab. 8.1 u. 8.2):

- Auch für benachbarte Parzellen gleicher Länge unterscheiden sich die Abflüsse z.T. erheblich (z.B. 4. 6.1981: P5: 2,8 mm, P9: 10,2 mm). Dies weist auf die hohe räumliche Variabilität ein, an der Entstehung von Oberflächenabflüssen beteiligter Vorgänge hin (z.B. Infiltration in Makroporen, Regenwurmlöcher u.ä.)
- Der Abfluß pro Fläche ist deutlich von der Parzellenlänge abhängig. Bei Schwarzbrache ist der Abfluß pro Fläche der 2-m-Parzelle doppelt so hoch gegenüber der 20 m langen Parzelle. Mit einer 6-fachen Zunahme des Abflusses pro Fläche zwischen der 1 und 8 m langen Parzelle fällt der Unterschied für die Graspazelle noch deutlicher aus. Eine Abnahme mit zunehmender Hanglänge wurde auch in anderen Studien beobachtet (Govers, 1991; Bryan & Poesen, 1989; Gerlinger, 1997).
- Deutlich unterscheiden sich die einzelnen Nutzungsformen bei abnehmendem Oberflächenabfluß für Schwarzbrache > Gras > Wald. Bei auf den Anbauzyklus beschränktem Meßzeitraum der Ackerabflüsse liegen die Abflüsse für Mais und Zuckerrüben über denen für Gras, die für Getreide zwischen Wald und Gras. Im direkten Vergleich zeigen sich deutlich höhere Abflüsse für Mais und Zuckerrüben gegenüber denen für Getreide.
- Die Schwarzbrache zeigt im Sommerhalbjahr ca. 5-fach höhere Abflüsse gegenüber den Graspazellen. Im Winterhalbjahr zeigen sich nur geringe Unterschiede (Tab. 8.1). Demgegenüber ist im Vergleich zwischen Wald und Grasbrache kein jahreszeitlicher Trend erkennbar.
- Für die Feldmeßpunkte zeigen sich in der jahreszeitlichen Verteilung abflußrelevanter Ereignisse im Vergleich zur Schwarzbrache deutliche Unterschiede, mit stärker reduzierten oder fehlenden Abflüssen im Sommer gegenüber Frühjahr- oder Frühsommerereignissen. Lediglich bei Mais werden gleich der Schwarzbrache für alle Regenereignisse im Juni/Juli 1980 größere Abflußmengen gemessen. Das Abflußverhalten deckt sich mit der Vegetationsentwicklung bei im Juni/Juli hoher Bedeckung für Getreide, während der Mais erst allmählich eine den Boden schützende Bedeckung ausbildet.
- Die zusätzlich durchgeführten Bodenfeuchtemessungen zeigen niedrige Feuchten für die Schwarzbrache im Vergleich zu der Graspazelle (im Mittel nach Dikau (1986) um 84 %) oder den Ackerstandorten (Feldmeßpunkte). Dabei weist die über die ersten 30 cm Bodentiefe zunehmende Bodenfeuchte der Schwarzbrache auf die starke Austrocknung an der Oberfläche im Sommer hin. Demgegenüber werden an den Ackerstandorten Feuchteunterschiede im Boden

durch den Wasserentzug der Pflanzen niveliert. Die Grasstandorte zeigen eine Abnahme der Bodenfeuchte mit der Bodentiefe.

Insgesamt zeigen die zwischen 5-20 %, in Ausnahmefällen über 50 % des monatlichen Niederschlags umfassenden Oberflächenabflüsse der Meßparzellen deutliche Abhängigkeiten zur Parzellenlänge und Nutzung.

8.1.2 Simulation mit dem Verschlammungsmodell H-KIN

Ergebnisse für die Simulation mit dem Verschlammungsmodell H-KIN sind in Tab. 8.1 angegeben und den gemessenen Abflüssen gegenübergestellt. Modellparameter des Bodentyps B1 wurden aus Scheyern übernommen (vgl. Anlage A- 5). Zusätzlich werden Berechnungen für den Bodentyp B6' mit veränderter Endinfiltrationsrate von 3.2 mm/h vorgestellt. Es ergeben sich folgende Modeller-

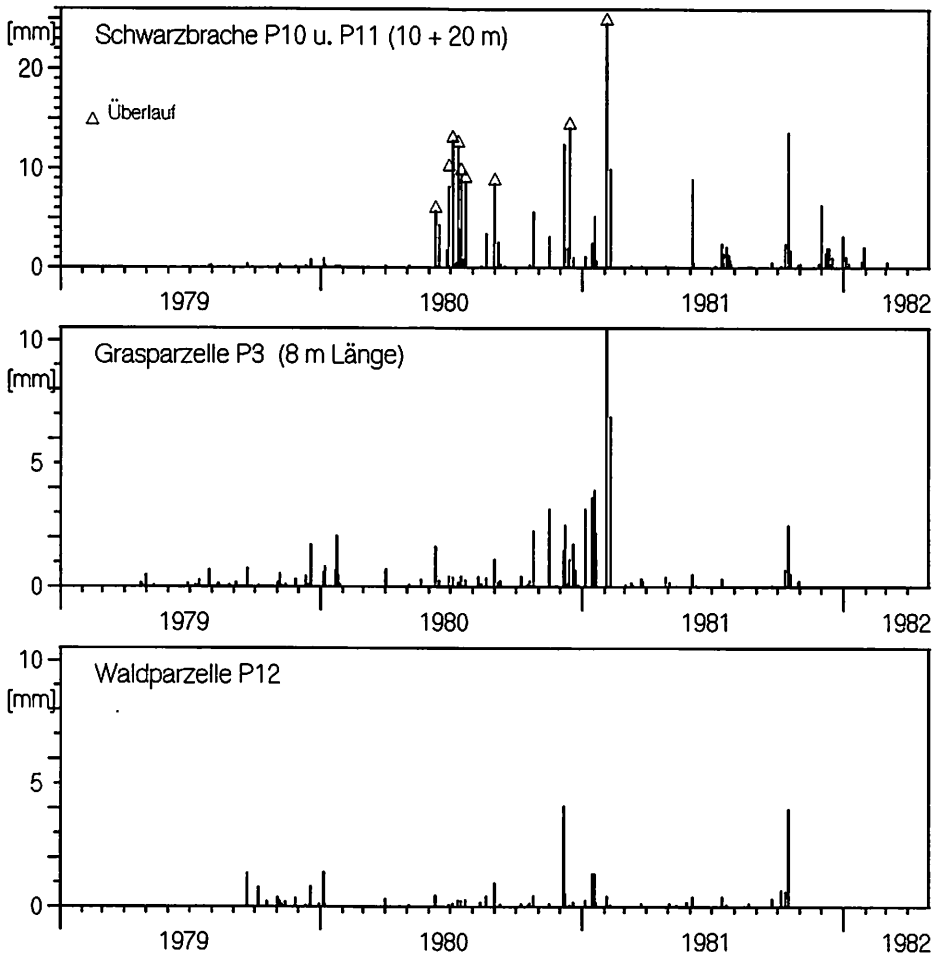


Abb. 8.1.a Gemessene Oberflächenabflüsse der Meßparzellen im Hollmuth bei unterschiedlichem Bewuchs [mm pro Abflußereignis]

gebnisse:

Schwarzbracheparzellen

Die simulierten Jahresabflüsse liegen deutlich unter den gemessenen Abflußwerten (Tab. 8.1). Wird der Vergleich allerdings auf die Sommerhalbjahre beschränkt, so werden für die 10–20-m-Parzellen die gemessenen Abflußsummen im Sommer 1980 knapp erreicht und im Sommer 1979 und 1981 bei insgesamt niedrigen Abflüssen bereits übertroffen. Die simulierten Winterabflüsse bleiben insbesondere im Winterhalbjahr 1980/81 deutlich hinter den gemessenen zurück.

Zeitpunkte und Volumen der Abflußereignisse sind in Abb. 8.2 angegeben. Es bestätigt sich die Konzentration der simulierten Abflüsse auf das Sommerhalbjahr, wobei die gemessenen Abflußereignisse auch im Modell wiedergegeben werden. Auffällig sind hohe simulierte Abflüsse im Frühsommer (z.B. 5. 4.1980, 10. 6. 1980, 4. 6.1981). Demgegenüber bleibt im Spätsommer das simulierte Abflußvolumen hinter den Meßwerten zurück, die hier ihre absoluten Maxima erreichen.

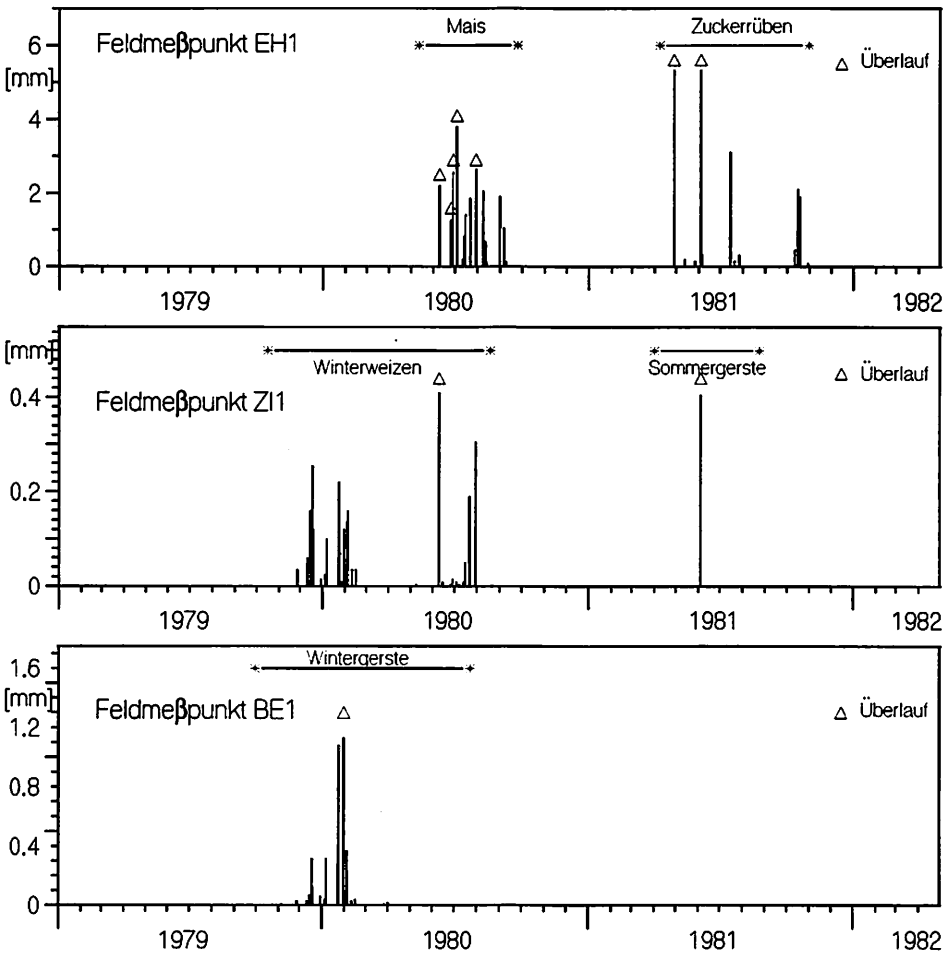


Abb. 8.1.b Gemessene Oberflächenabflüsse der Feldmeßpunkten im Hollmuth (Jeweils Mittelwerte von zwei Meßpunkten, [mm pro Abflußereignis])

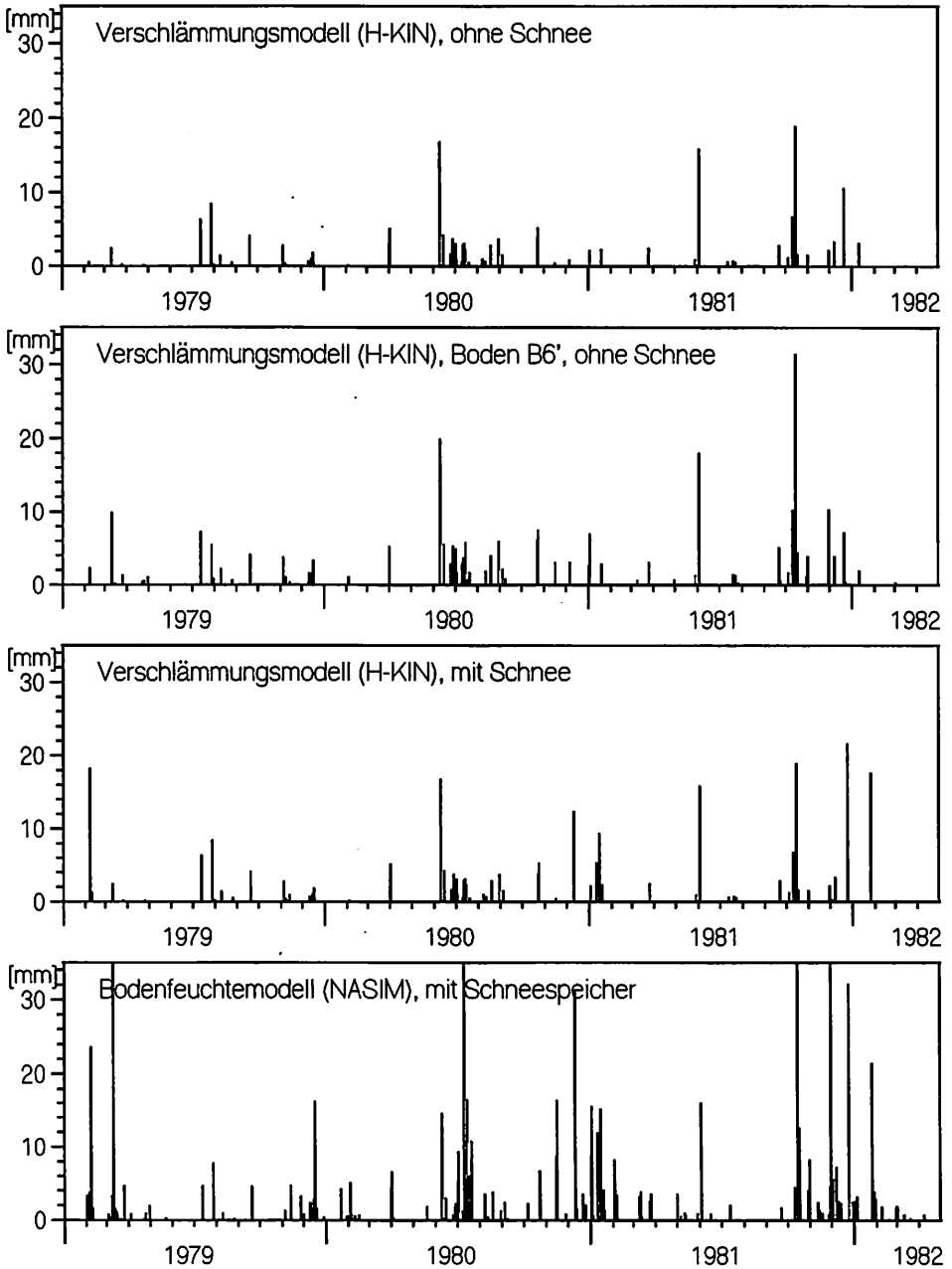
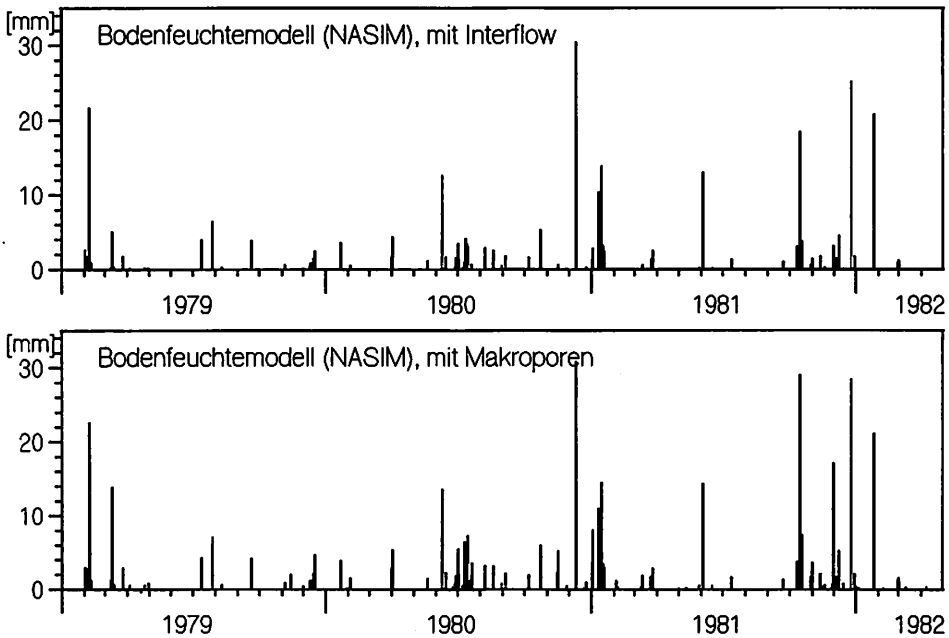


Abb. 8.2 a Simulierte Oberflächenabflüsse bei unterschiedlichen Modellansätzen für die Schwarzbracheparzelle / Hollmuth [mm pro Abflußereignis]



Insgesamt werden die Abflüsse im Sommer 1979 in der Simulation überschätzt, wobei allerdings ein unterschiedlicher Meßbeginn für einzelne Parzellen im Verlauf des Sommers einzubeziehen ist. Niedriger gemessen als simulierte Abflüsse im Sommer 1979 decken sich mit dem im Vergleich zu 1980 trockenen Sommer 1979 bei geringerer Bodenfeuchte.

Der Hypothese einer Bodenfeuchteabhängigkeit der gemessenen Abflüsse widersprechen aber die niedrigen Abflüsse der Grasbrache bei gleichzeitig höherer Bodenfeuchte im Vergleich zur Schwarzbrache. Auch eine deutliche Bodenfeuchtezunahme zwischen Juni und Juli 1980 als mögliche Ursache für die hohen gemessenen Abflüsse im Spätsommer bestätigen die gemessenen Bodenfeuchten nicht (vgl. Abb. 8.3). Damit sind die niedrigen gemessenen Oberflächenabflüsse im Sommer 1979 eher in der zu Beginn der Messung erhöhten Aggregatstabilität und einer erst verzögert einsetzenden Bodenverschlammung zu suchen.

In den Modellrechnungen deutlich unterschätzt werden die Ereignisse im Winter 1980/81. Der Oberflächenabfluß entsteht hier durch andere Mechanismen, wie erhöhter Abfluß bei Schneeschmelze auf noch gefrorenem Boden oder hohe Bodensättigung bei hohen Niederschlägen und geringer Verdunstung im Winterhalbjahr

Um die Modellabbildung im Winter zu verbessern, wurde ein Schneespeichermodell nach dem Snow-Compaction-Verfahren integriert (Kap. 4.2.4). Bei Minustemperaturen wird der Schnee in der Schneedecke zwischengespeichert und kommt während der Schneeschmelze konzentriert zum Abfluß. Zusätzlich wurde ein gefrorener Boden angenommen, so daß das gesamte Schmelzwasser oberflächlich abfließt. Ein entsprechendes Verhalten wurde von Dikau (1986) im Winter 1981 beobachtet.

Schwarzbrache		p7 + p8	p 5+p9	p10	p11	p10 + p11
Parzellenlänge		2 m	5 m	10 m	20 m	10 - 20 m
Abfluß		[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
W 79-80		47	26	8	4	6
Sommer 80		222	125	109	75	92
W 80/81		116	84	98	63	80
Sommer		133	49	42	35	38
W 81/82		85	40	33	12	22
Summe W79-S81		518	285	256	176	216
Gras		p4	p6	p1	p3	Wald
Parzellenlänge		1 m	4 m	5 m	8 m	4 m
Abfluß		[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
W 79-80		92	30	19	13	6
Sommer 80		143	30	21	10	5
W 80/81		198	79	42	47	9
Sommer		50	15	7	6	7
Summe W79-S81		482	153	90	75	27

Tab. 8.1.a Gemessene Abflüsse an den Meßparzellen im Hollmuth [in mm]

Tab. 8.1 sowie Abb. 8.2 zeigen die Simulationsergebnisse. Durch Einbeziehung der Schneedecke als Zwischenspeicher wird eine Zunahme der Oberflächenabflüsse im Winter erreicht. Weiterhin unterschätzt werden die Abflüsse im Winter 80/81, wohingegen im Winter 81/82 das gemessene Abflußvolumen übertroffen wird. Auch die Darstellung der Abflußereignisse zeigt zusätzlich simulierte Ereignisse im Winter 80/81. Weiterhin werden aber eine Reihe gemessener Abflüsse nicht simuliert. Für die folgenden Modellanwendungen wird das Schneemodell in die Simulation einbezogen. Das Bodenfrostmodell bringt keine weitere Verbesserung der Ergebnisse.

Schwarzbrache	ohne Schnee		mit Schnee	mit Bodenfrost
	Boden B1 [mm]	Boden B6' [mm]	Boden B1 [mm]	
Abfluß [mm]				
W 79	5	21	24	26
Sommer 79	22	22	22	22
W 79-80	17	26	18	18
Sommer 80	72	116	72	72
W 80/81	11	28	38	44
Sommer 81	51	79	51	51
W 81/82	23	30	49	63
Summe W79-S81	174	279	228	248

Tab. 8.1.b Simulierte Abflüsse im Verschlämmungsmodell H-KIN an den Meßparzellen im Hollmuth

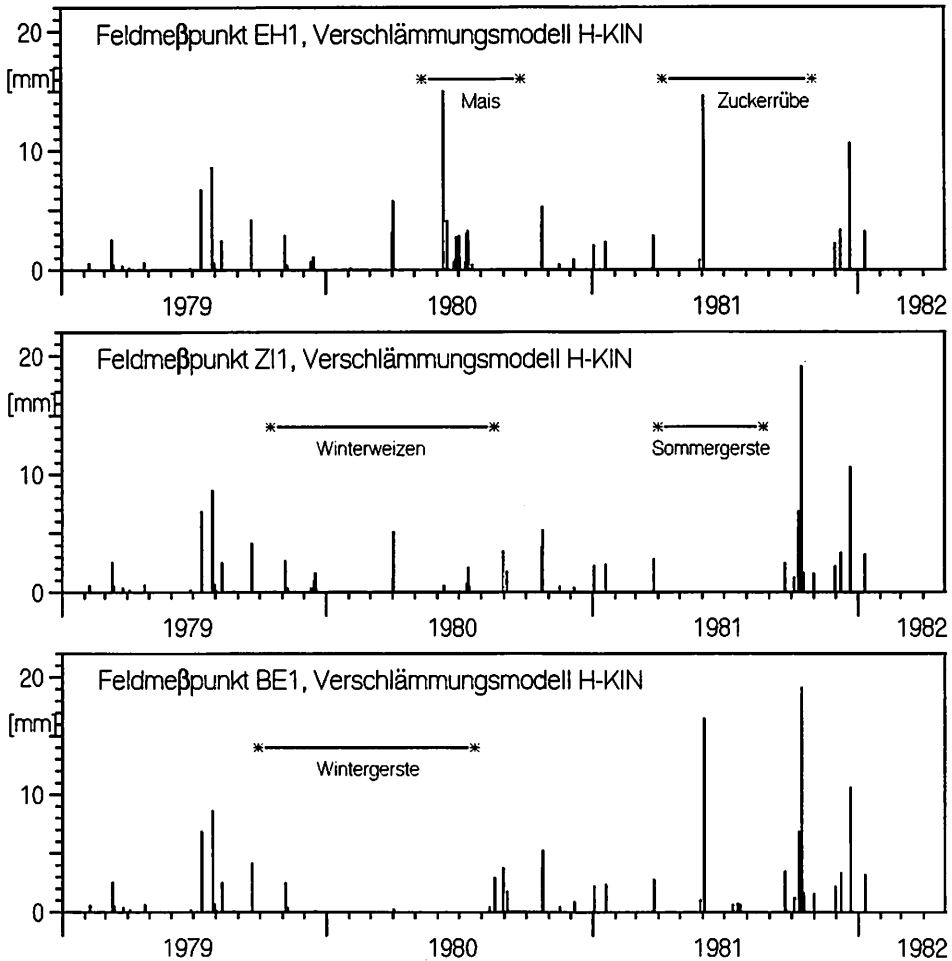


Abb. 8.2 b Oberflächenabflüsse der Feldmeßpunkte bei Simulation mit dem Verschlammungsmodell H-KIN [mm pro Abflußereignis]

Feldmeßpunkte

Tab. 8.3 enthält gemessene und simulierte Abflußsummen der Feldmeßpunkte bei auf den jeweiligen Anbauzyklus der Feldfrüchte beschränktem Meßzeitraum. Zum direkten Vergleich wurden auch die simulierten Abflußsummen auf den Meßzeitraum reduziert. Ebenfalls angegeben sind auf den Meßzeitraum beschränkte Abflußsummen der Schwarzbrache (Mittelwert der 10-20-m-Parzellen). Die Abnahme der Abflußvolumina für die Ackerparzellen gegenüber der Schwarzbrache wird auch im Modell erreicht. Dabei stimmen die simulierten Abflußvolumina für Mais und Wintergerste gut überein, während der Abfluß der Zuckerrübe unterschätzt und der extrem niedrige Abfluß des Winterweizens im Modell überschätzt werden. Das Modell gibt die nutzungsabhängige Abnahme des Oberflächenabflusses wieder.

Gemessene Abflüsse an den Feldmeßpunkten (untere Mindestwerte in mm)**Gemessene Abflüsse an den Feldmeßpunkten (bezogen auf die Anbauzyklen)**

Anbaujahr		ZI 1			EH 1			BE 1		
		FMP 1	FMP 2	Mittel	FMP4	FMP5	Mittel	FMP6		
1980	W.Weizen	1.4	4.1	2.7	Mais	24	22	23	W.Gerste	4.4
1981	S.Gerste	0.4	0.4	0.4	Z.Rübe	21	18	20		
1982					Hafer	0.7	1.3			

Zum Vergleich:

Meßwerte für Schwarzbrache (Mittelwert P5, P9, P10 + P11) und Graspazellen (P1 + P3) bei auf den Anbauzyklus der einzelnen Anbaufrüchte beschränktem Zeitraum

Anbaujahr		Schwarz brache		Gras brache		Schwarz- Gras brache	
		96	27	79	9.7	96	27
1980	W.Weizen			Mais			
1981	S.Gerste	18	2	Z.Rübe	44	6.8	

(alle Meßwerte sind untere Grenzwerte der tatsächlichen Abflüsse)

Simulierte Abflüsse mit Verschlammungsmodell, Boden B6'**Nutzung = tatsächliche Nutzung an den Feldmeßpunkten**

Anbaujahr		WWJ Anbau.		WWJ Anbau.		WWJ Anbau.	
		35	18	68	33	27	4.2
1980	W.Weizen			Mais			
1981	S.Gerste	43	0.1	Z.Rübe	27	8.4	64

Zum Vergleich:

simulierte Abflüsse für Schwarzbrache (bezogen auf Wasserwirtschaftsjahr u. jeweilige Anbauzyklen)

Anbaujahr		WWJ Anbau.		Anbau.		Anbau.	
		124	96	97	97		
1980							
1981		126	19	44			

Anbauzyklen:

1980	W.Weizen	16.10.79 - 19.08.80	Mais	12.05.80 - 25.09.80	W.Gerste	29.09.79-
1981	S.Gerste	01.04.80 - 24.08.81	Z.Rübe	08.04.81 - 31.10.81		23.7.80
1982			Hafer	12.04.82 - 19.08.81		

Tab 8.2 Gemessene und simulierte Abflüsse der Feldmeßpunkte im Hollmuth [mm]

Wie bereits in Kap. 7 beschrieben, spiegelt die zeitliche Verteilung der simulierten Abflußereignisse die Vegetationsentwicklung der Anbaufrüchte wider. Die niedrigen Abflüsse der Wintergerste im Vergleich zum Winterweizen decken sich mit der gerade im Winterhalbjahr mit ca. 40% deutlich höheren Bedeckung der Gerste (vgl. Anlage, A-3.1). Auch während des Niederschlagsereignisses Anfang April 80 ist der Vegetationsschutz der Gerste besser entwickelt, so daß gegenüber dem Weizen wesentlich weniger Abfluß entsteht. Während der Starkregenereignisse im Juni/Juli weisen beide Anbaufrüchte einen ausreichenden Vegetationsschutz auf, so daß kein oder ein nur geringer Abfluß auftritt. Demgegenüber ist die Maisparzelle im Juni/Juli noch weitgehend ungeschützt dem Niederschlag ausgesetzt, so daß hohe Abflußwerte möglich sind. Erst im Spätsommer ist der Mais voll entwickelt, und der Abfluß wird gegenüber den nun - nach der Ernte - brach liegenden Getreidefeldern wirkungsvoll reduziert. Ein ähnliches Verhalten zeigen auch Sommergerste und Zuckerrüben im Sommer 1981. Auch hier führt ein Niederschlagsereignis Anfang Juni für Getreide zu nur

geringen Abflüssen gegenüber den Zuckerrüben. Demgegenüber werden im September und Oktober für Zuckerrüben bei fast 100%iger Bedeckung keine Abflüsse simuliert, während die nach der Ernte ungeschützte Oberfläche des Getreides zu hohen simulierten Abflüssen führt.

Auch in den gemessenen Abflußwerten zeigt sich die Abhängigkeit zur Vegetationsentwicklung. Sie fällt aber je nach Anbaufrucht unterschiedlich aus. So werden im Gegensatz zum Modell für Mais und Zuckerrüben auch bei voll entwickelter Pflanze noch Abflüsse gemessen. Demgegenüber wird bereits durch die geringe Bedeckung der Getreide im Winter eine deutliche Reduzierung des Abflusses erreicht. Damit zeigen sich über die Bedeckung hinaus zusätzliche pflanzenspezifische Unterschiede. Getreide reduziert in Relation zur Bedeckung den Abfluß wirkungsvoller als Mais oder Hackfrüchte. Diese Unterschiede bleiben im Modell unberücksichtigt, so daß die simulierten Unterschiede zwischen einzelnen Nutzungen geringer ausfallen, als die tatsächlich gemessenen (Tab. 8.2).

Hinzuweisen ist weiterhin auf mögliche kleinräumige Unterschiede im Gebietsniederschlag. Nur so lassen sich hohe Abflußspitzen für die Feldparzelle EH1 (Zuckerrüben) Ende April 1981 im Vergleich zur Schwarzbrache erklären, die nicht mit größeren gemessenen Niederschlägen übereinstimmen.

8.1.3 Hollmuth: Simulation mit dem Bodenspeicheransatz (NASIM)

Modellparameter zum Bodenspeicher werden differenziert für Meßparzellen und Feldmeßpunkte nach Angaben von Dikau (1986) festgesetzt (vgl. Kap. 5.2.4). Einbezogen werden weiterhin nutzungsangepaßte potentielle Verdunstungswerte über Korrekturfaktoren nach dem DVWK-Merkblatt 238 (1996). Damit gehen in die Modellanwendung Unterschiede ein der

- Böden über die Bodenparameter
- Nutzung über die potentielle Verdunstung.

Modellergebnisse:

Gute Simulationsergebnisse zeigen die Bodenfeuchten, die für alle Nutzungen gut mit den gemessenen Verläufen übereinstimmen (Abb. 8.3). Damit bestätigen sich die aus der hydraulischen Leitfähigkeit abgeleiteten Parameter zur Infiltration sowie die nutzungsabhängige Korrektur der potentiellen Verdunstung. Lediglich die abweichend von allen anderen Messungen hohe Bodenfeuchte der Sommergerste (Z11) wird im Modell nicht abgebildet. Für die Schwarzbrache, für die das DVWK-Merkblatt keinen Korrekturfaktor enthält, ergibt eine um den Faktor 1.1 erhöhte Verdunstung gute Simulationsergebnisse. Damit erweist sich die fehlende Überschattung der Bodenoberfläche in Verbindung mit erhöhter Verdunstung und kapillarem Aufstieg als wirkungsvoll, die fehlende Wasseraufnahme der Vegetation auszugleichen.

Die Unterschiede der simulierten Abflußvolumina zwischen einzelnen Nutzungen sind nur gering (Tab. 8.3 u. 8.4). Dabei werden für die Schwarzbrache bei geringer Bodenfeuchte niedrigere Oberflächenabflüsse als für Gras simuliert. Dies widerspricht den Meßwerten deutlich. Die gegenüber der Grasbrache höheren Abflüsse der Ackerparzellen resultieren aus der hohen Bodenfeuchte im Winter bei eingeschränkter Verdunstung (Korrekturfaktoren < 1). Eine erhöhte Transpiration der Feldfrüchte im Sommer bewirkt niedrigere Bodenfeuchten und erhöhte, potentielle Infiltrationsraten, die aber nicht zu einer deutlichen Abnahme der Jahresabflusses beitragen. Damit können nut-

zungsbedingte Unterschiede im Oberflächenabfluß nicht allein durch eine bodenfeuchtegesteuerte Infiltration in die Bodenmatrix erklärt werden.

Die simulierten Oberflächenabflüsse der Schwarzbracheparzelle (= verbleibender, nicht in die Bodenmatrix infiltrierende Anteil des Niederschlags) stimmt mit gemessenen Abflüssen bei geringer Parzellenlänge überein und übertrifft die Werte längerer Parzellen (10 - 20 m) deutlich (Tab. 8.4). Dabei liegen die simulierten Werte im Sommer unter und im Winter über den gemessenen.

Eine Reduzierung des Oberflächenabflusses auf die gemessenen Vergleichswerte der 10 - 20 m langen Parzellen (= Rasterweite des Höhenmodells) kann durch Parameteranpassung der Infiltrationsrate erreicht werden. Dann erhöht sich allerdings auch die Bodenfeuchte und deckt sich nicht mehr mit den gemessenen Werten. Eine bessere Vorgehensweise bieten zusätzliche Fließwege über das Interflow- oder Makroporen-Modell, durch die bei Umgehung der Bodenmatrix der Oberflächenabfluß zusätzlich reduziert wird.

Abflußjahr	einheitliche Bodenparameter (Boden Grasparzelle)						lokal dif. Bodenparam Oberflächen- abfluß [mm]
	Nieder- schlag [mm]	Inter- zeption [mm]	Ober- flächen- abfluß [mm]	Infiltration [mm]	Transp. aus Bodensp [mm]	Perkola- tion [mm]	
Gras							
1979	833	216	154	461	251	187	154
1980	1065	246	284	535	320	220	284
1981	1177	241	345	592	299	283	345
Schwarzbrache							
1979	833	234	139	458	272	163	138
1980	1065	271	241	553	370	189	233
1981	1177	261	314	602	329	263	304
Feldmeßpunkte ZI 1							
1980 W-Weizen	1065	264	262	541	309	237	291
1981 S-Gerste	1177	228	369	580	263	307	415
Feldmeßpunkt EH 2							
1980 Mais	1065	243	290	532	279	258	299
1981 Z.rüben	1177	226	363	588	259	320	377
Feldmeßpunkt BE1							
1980 W-Gerste	1065	256	269	540	305	241	277

Tab 8.3 Kenngrößen der Wasserbilanz bei Simulation mit dem Bodenfeuchtemodell (NASIM)

Modellerweiterung um Makroporenabfluß oder erhöhten Interflow

Zur Verbesserung der Simulationsergebnisse wurde das Modell um einen Makroporen- oder alternativ einen Interflow-Ansatz nach Kap. 4.2.2 erweitert. Beide Modellansätze teilen den nicht in Boden infiltrierenden Niederschlagsanteil in einen zusätzlichen, an der Bodenmatrix vorbei direkt dem Grundwasser oder Gerinne zufließenden Abflußanteil, sowie den verbleibenden Oberflächenabfluß auf.

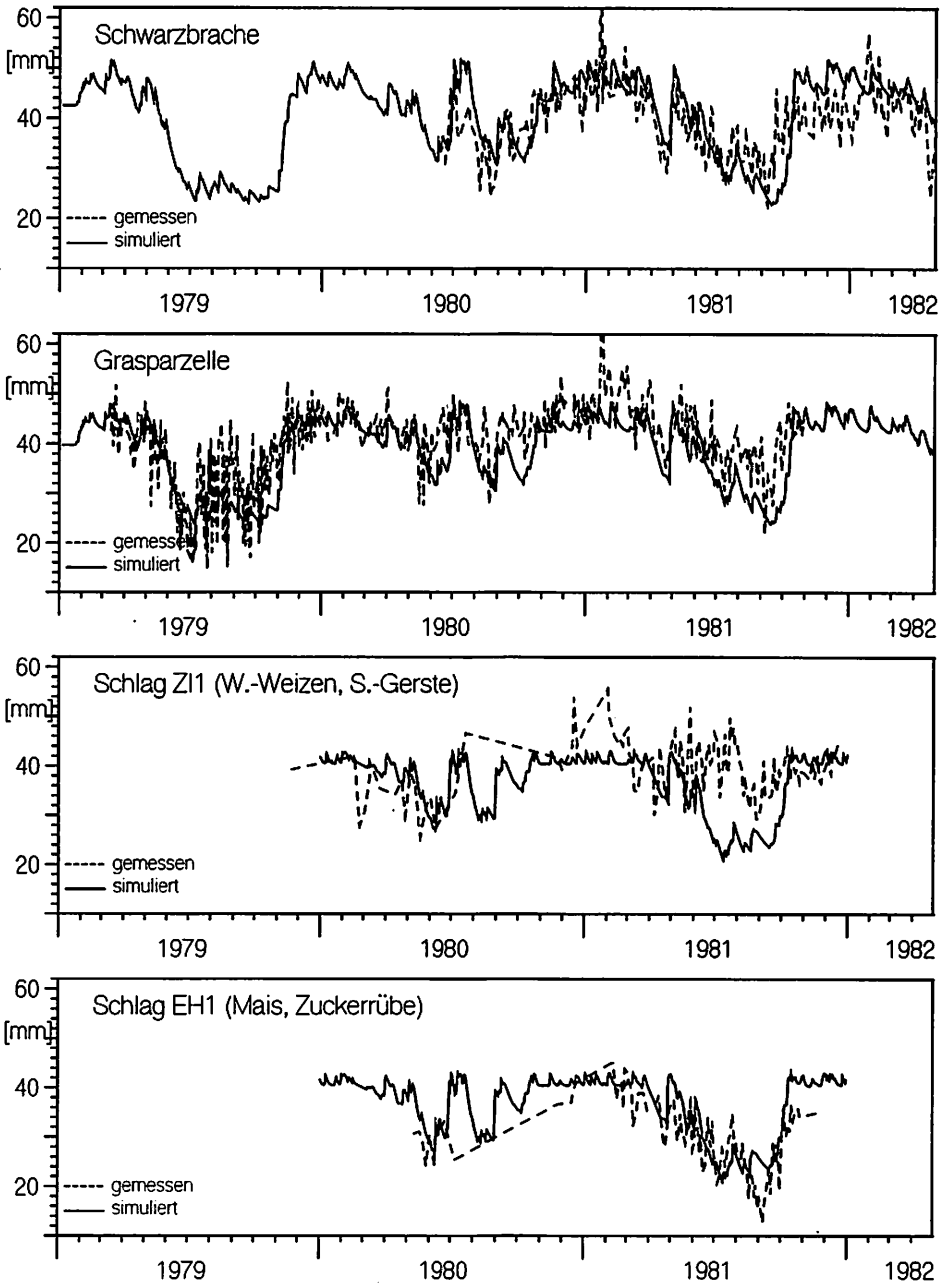


Abb. 8.3 Gemessene und simulierte Bodenfeuchten im Hollmuth (Bodenfeuchtemodell NASIM)

Je nach Wahl der Modellparameter kann der Oberflächenabfluß unterschiedlich deutlich reduziert werden (Tab. 8.2). Wird im Makroporenmodell entsprechend Maurer (1997, aus Eichergebnissen

und Meßwerten zur Makroporenverteilung nach Zehe, 1997; und Schäfer, 1996) ein Makroporenabfluß ab der Feldkapazität in max. 1.5-facher Höhe des Matrixinfiltrationsvermögens zugelassen, so werden ca. 50-60% des nicht infiltrierenden Niederschlags durch die Makroporen aufgenommen. Der verbleibende Oberflächenabfluß liegt in einer Größenordnung der gemessenen Schwarzbracheabflüsse für Parzellenlängen zwischen 10 und 20 m. Ähnliche Jahreswerte werden im Interflow-Modell für eine max. Interflowrate von 4 mm/h erreicht (vgl. Tab. 8.1 u. 8.4).

Erstaunlich gering fallen die Unterschiede zwischen den beiden Modellansätzen in der jahreszeitlichen Verteilung der Oberflächenabflüsse aus. Im Vergleich zum Ausgangsmodell nehmen Anzahl der Ereignisse als auch das Abflußvolumen im Winterhalbjahr deutlich ab, wobei dieser Trend etwas stärker im Makroporen- als im Interflow-Modell ausgeprägt ist. Demgegenüber ist die Abnahme der Sommerereignisse nur gering. Die Modellabbildung im Vergleich zu gemessenen Abflüssen (10 - 20 m Parzellenlänge) verbessert sich. Allerdings werden einige Ereignisse insbesondere im Sommer 1980 und Winter 1980/81 unterschätzt, wohingegen im nachfolgenden Sommer 81 und Winter 1981/82 eine geringfügige Überschätzung auftritt.

Auch über Makroporen oder Interflow lassen sich nutzungsbedingte Unterschiede im Oberflächenabfluß nur auf Basis von Bodenfeuchteunterschieden nicht abbilden. Denkbar ist allerdings eine Kopplung der Parameter zum Makroporenmodell an unterschiedliche Nutzungsformen, z.B. über eine nutzungsabhängige Anzahl der Makroporen.

8.1.4 Hollmuth: Simulation mit dem Sättigungsflächenmodell (TOPMODEL)

Für die Versuchspartellen im Hollmuth ist eine Anwendung des Sättigungsflächenmodells (TOPMODEL) nicht sinnvoll. Die Entstehung von Sättigungsflächen als horizontaler Vorgang setzt Fließvorgänge im Boden in Abhängigkeit zur Topographie voraus, die erst im Einzugsgebietsmaßstab wirkungsvoll werden. Auch wird die Übereinstimmung von Einzugsgebietsgrenzen für den Oberflächen- und Bodenabfluß angenommen. Dies ist bei den künstlich geschaffenen Parzelleneinzugsgebieten nicht der Fall. Auch die Feldmeßpunkte erfassen lediglich ein durch die lokale Oberflächentopographie definiertes Oberflächeneinzugsgebiet ohne Raumbezug.

Nutzung: Schwarzbrache	Bodenfeuchtemodell NASIM		zusätzlich:	
	ohne Schnee [mm]	mit Schnee [mm]	Makroporen [mm]	Interflow [mm]
W 79	74	91	34	37
Sommer 79	20	19	19	15
W 79-80	66	74	27	18
Sommer 80	186	186	68	61
W 80/81	147	179	69	73
Sommer 81	100	100	45	42
W 81/82	155	181	67	68
Summe W79-S81	654	719	276	262

Tab. 8.4 Simulierte Oberflächenabflüsse im Bodenfeuchtemodell (NASIM) an den Meßpartellen

8.2 Modellanwendung in Scheyern

8.2.1 Scheyern: Gemessene Oberflächenabflüsse

Die Abflußmessungen im FAM erfolgen für Kleineinzugsgebiete zwischen 0,8 - 16,8 ha Größe (vgl. Kap. 5.1.1). Neben dem Abfluß aus den Ackerschlägen werden auch Abflüsse von Feldwegen, Wegrainen, Böschungen sowie Gras- und Bracheflächen erfaßt. Große Einzugsgebiete setzen sich aus Ackerschlägen mit unterschiedlicher Nutzung zusammen. Dies erschwert bei Überlagerung der Abflüsse an der Meßstelle für größere Gebiete die Ableitung nutzungsspezifischer Unterschiede in der Abflußbildung. Die gemessenen Abflüsse pro Fläche sind für der Einzugsgebiete des Kehrfeldes (E1 - E6) in Tab 8.5 als Jahressummen angegeben und in Abb 8.4 für einzelne Niederschlagsereignisse dargestellt.

In die Interpretation der Abflußmessungen können die in Kap. 6 ausgewerteten Beregnungsversuche nach Kainz & Auerswald (unveröffentlicht) einbezogen werden. Die Beregnungen zeigen räumliche Unterschiede im Infiltrationsverhalten der Böden, die in Verbindung mit der Verschlammungsneigung stehen. Folgende erste Ergebnisse lassen sich aus den Abflußmessungen ableiten; für eine detaillierte Diskussion sei auf Weigand (in Vorbereitung) verwiesen:

- Größere Oberflächenabflüsse beschränken sich auf die Einzugsgebiete E1 bis E6 im Kehrfeld sowie die angrenzenden Parzellen E14 u. E16, für die die Beregnungen eine hohe Verschlammungsneigung zeigen.

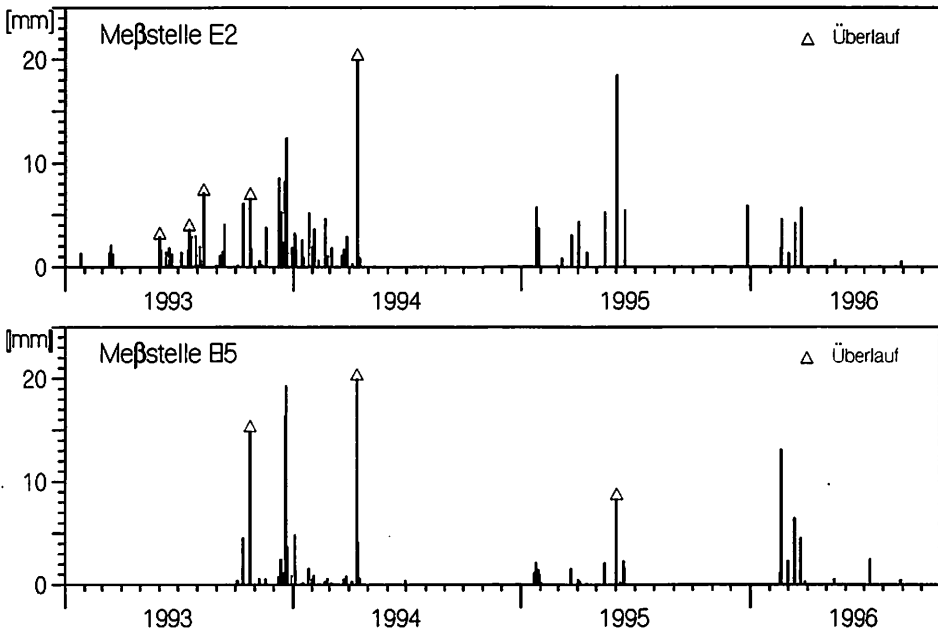


Abb. 8.4 Gemessene Abflüsse in Scheyern für ausgewählte Einzugsgebiete [mm pro Abflußereignis]

Die folgende Auswertung beschränkt sich auf den Bereich des Kehrfeldes (vgl. Anlage A-1.2):

- Nutzungsbedingte Unterschiede im Abflußvolumen pro Fläche sind nicht erkennbar. Zwar differieren die Abflußvolumen zwischen einzelnen Einzugsgebieten erheblich, die Unterschiede können aber bei rotierenden Anbaufrüchten nicht in Verbindung zur Nutzung gesetzt werden, sondern verteilen sich in ähnlicher Form auf einzelne Jahre oder Ereignisse.
- Hohe Abflüsse liefern die Einzugsgebiete E1, E2 und E3 im nördlichen Kehrfeld. Die Unterschiede zwischen den Einzugsgebieten decken sich mit der Verschlammungsneigung. Die hohe Endinfiltrationsrate von 7 mm/h für E3 gegenüber 4.2 und 5.0 mm/h für E2 und E1 führt zu dem niedrigeren Abflußvolumen. Zusätzlich sind lokale Unregelmäßigkeiten zu berücksichtigen: Interflow an einer austreichenden wasserstauenden Schicht im Einzugsgebiet E2 sowie die Brachefläche F22 (Benjes-Hecke) in E1, die im Entwicklungsstadium bei hoher Bodenverdichtung und mäßig entwickelter Vegetation entscheidend zum Gesamtabfluß beiträgt (Auerswald et al., 1995).
- Die Abflüsse pro Fläche liegen für die Einzugsgebiete E5 und E6 im südlichen Kehrfeld deutlich unter den Werten des nördlichen Kehrfeldes, obwohl die Berechnungen auf eine z.T. erhöhte Verschlammungsneigung hinweisen. Als Erklärung scheiden Nutzungsunterschiede bei teilweise gleichen Ackerschlägen aus; z.B. entwässert Schlag A17 sowohl in Einzugsgebiet E5 als auch E2. Damit bleiben als mögliche Erklärungshypothesen abflußreduzierende Vorgänge während der vertikalen Wellenakkumulation des in der Fläche entstehenden Oberflächenabflusses insbesondere durch das Grasstreifenfängerinne, die in Kapitel 9 näher diskutiert werden.
- Demgegenüber decken sich die niedrigen Abflüsse des Einzugsgebietes E7 mit einer hohen Endinfiltrationsrate von 10.4 mm/h außerhalb des Bereichs stark verschlammungsanfälliger Böden.

Einzugsgebiet	E1	E2	E3	E4	E5-6-7	E6-7	E7	E5	E6
	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
	gemessen							berechnet	
1993	62	128	69	8	23	15	4	49	19
1994	53	81	27	33	22	14	20	38	12
1995	21	55	17	8	9	2	0	21	3
1996	32	19	10	3	12	10	6	19	10
Winter 1993	2	6	1	*)	*)	*)	0		
Sommer 1993	42	60	23	0	7	7	3	17	8
Winter 93/94	69	143	71	40	38	22	22	69	22
Sommer 1994	1	0	0	1	0	0	0	0	0
Winter 94/95	12	20	8	7	4	2	0	7	3
Sommer 1995	7	29	9	1	6	1	0	12	1
Winter 95/96	28	24	1	3	10	10	6	19	10
Sommer 1996	7	1	9	0	1	0	0	3	0
Summe Sommer	57	90	42	2	14	7	3	33	9
Summe Winter	109	186	80	50	52	33	28	96	35
Summe ges.	166	276	122	52	67	41	31	129	45

*) Meßstellen noch nicht in Betrieb

Tab. 8.5 Gemessene Abflüsse in Scheyern [mm]

- Niedrige Abflüsse pro Fläche zeigt weiterhin das Einzugsgebiet E4 trotz hoher Verschlämmungsneigung. Diese Abweichung ist nicht allein aus dem Meßbeginn erst nach den abflußwirksamen Ereignissen im Sommer 1993 erklärbar. Denkbar sind allenfalls nutzungsbedingte Abweichungen der Einzugsgebietsgrenzen, die die Abflüsse pro Fläche bei der geringen Gesamtgröße entscheidend verfälschen können.

Zusammenfassend können die Unterschiede in den Oberflächenabflüssen auf die Variabilität der Böden zurückgeführt werden. Einflüsse unterschiedlicher Nutzungen sind nicht erkennbar. Dies ist nicht überraschend, da bei erosionsverhindernder Anbautechnik mit möglichst konstant hoher Bedeckung und geringer Bodenverdichtung Unterschiede zwischen einzelnen Anbaufrüchten nur gering ausfallen. Nicht aus Boden- oder Nutzungsunterschieden erklärbar sind die niedrigen Abflüsse pro Fläche im südlichen Kehrfield. Ein Zusammenhang zur Wellenakkumulation ist zu vermuten, auf den in Kap. 9 eingegangen wird.

8.2.2 Scheyern: Simulation mit dem Verschlämmungsmodell (H-KIN)

Die Bodenparameter i_w , C_v und i_0 zum Verschlämmungsverhalten wurden für Feldhydrotope als kleinste Raumeinheit aus den Berechnungen durch Kainz und Auerswald übernommen (vgl. Kap. 6, Tab. 6.3). Die Parameter zur Krustenrückbildung sind Eichparameter und wurden entsprechend dem Boden B6 aus Kapitel 7 angesetzt. Weiterhin wird der Jahresgang der Bedeckung der einzelnen Akkerschläge durch die Nutzpflanzen, Mulch sowie Steine berücksichtigt.

Variable Nutzung bei einheitlichem Boden:

In einer ersten Modellanwendung wurde bei einheitlichem Boden (Mittelwert des Kehrfieldes = Boden B6) lediglich die Nutzung für die einzelnen Feldhydrotope variiert. Die simulierten Oberflächenabflüsse für die einzelnen Einzugsgebieten unterscheiden sich nur geringfügig (Tab. 8.6.a). Der geringe Einfluß der Nutzung ist auf die generell hohe Bedeckung in Scheyern im Untersuchungszeitraum zurückzuführen. Erst im Detail sind kleinere nutzungsbedingte Unterschiede in der Simulation zu erkennen. Abweichend hohe Abflüsse entstehen, wenn Niederschläge hoher Intensität auf einen kurzzeitig ungeschützten Boden treffen.

Trotz geringem Anteil an der Gesamtfläche (stets unter 1.5 %) können versiegelte Flächen (Feldwege) erheblich zum Oberflächenabfluß beitragen (Tab. 8.6.a). Insbesondere für das Einzugsgebiet E1 resultiert ein großer Abflußanteil aus Zuflüssen der angrenzenden Feldwege. Dieser wird allerdings durch eine im Modell nicht abflußwirksame Brachfläche (Benjes-Hecke), die ca 1/3 des Einzugsgebietes einnimmt, ausgeglichen.

Variable Nutzung und variable Böden:

In einer zweiten Modellanwendung wurden auch die räumliche Variabilität der Böden in die Simulation über eine Differenzierung der Endinfiltrationsrate i_w und der Verschlämmungsneigung C_v für Feldhydrotope einbezogen. Die Anfangsinfiltrationsrate i_0 wurde nicht kleinräumig differenziert, da der Parameter neben Bodeneigenschaften auch von der Größe des Muldenspeichers an der Oberfläche abhängt, der im Modell im Interzeptionsspeicher berücksichtigt wird. Auch die Krustenrückbildungsparameter blieben einheitlich.

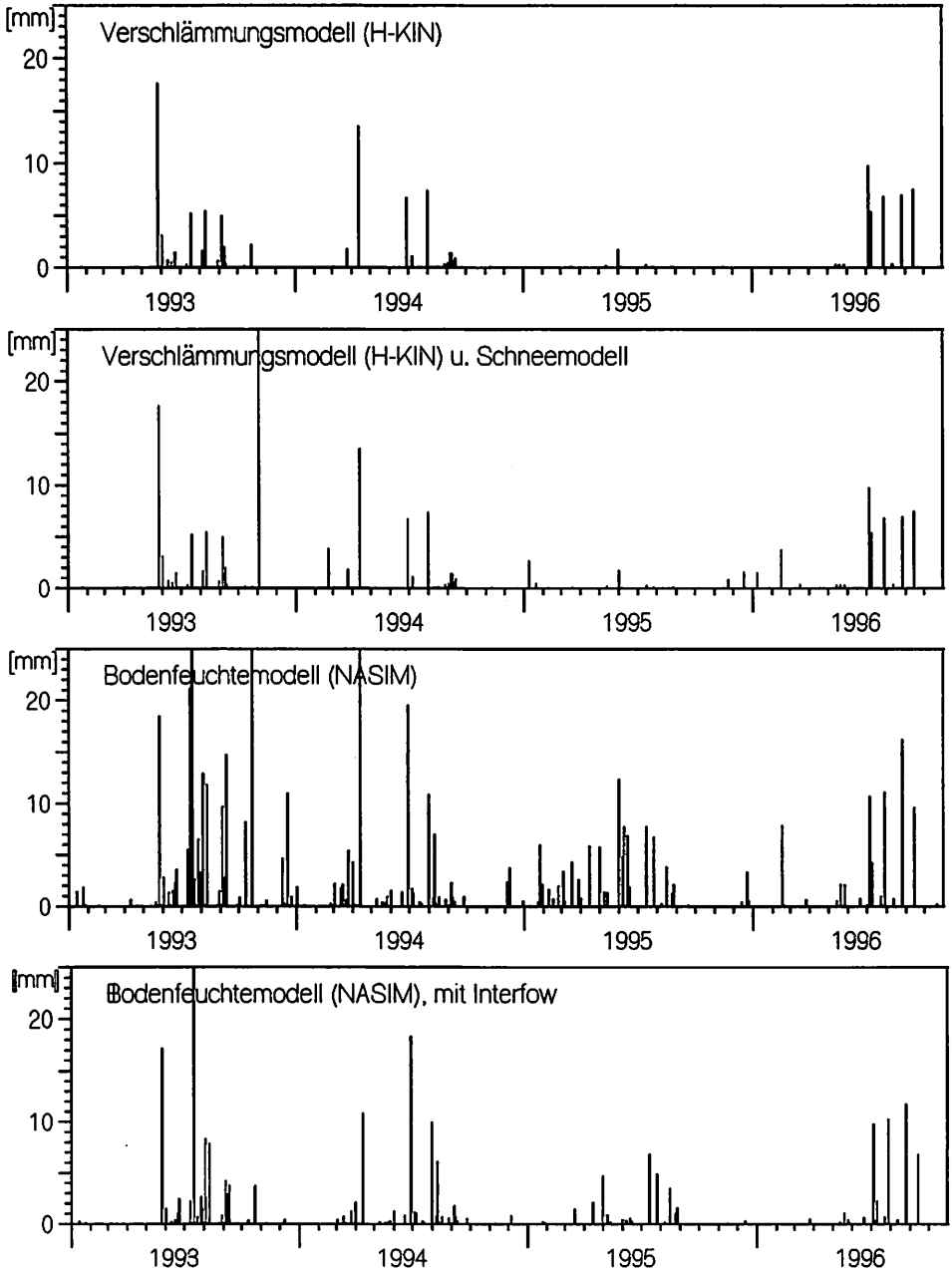
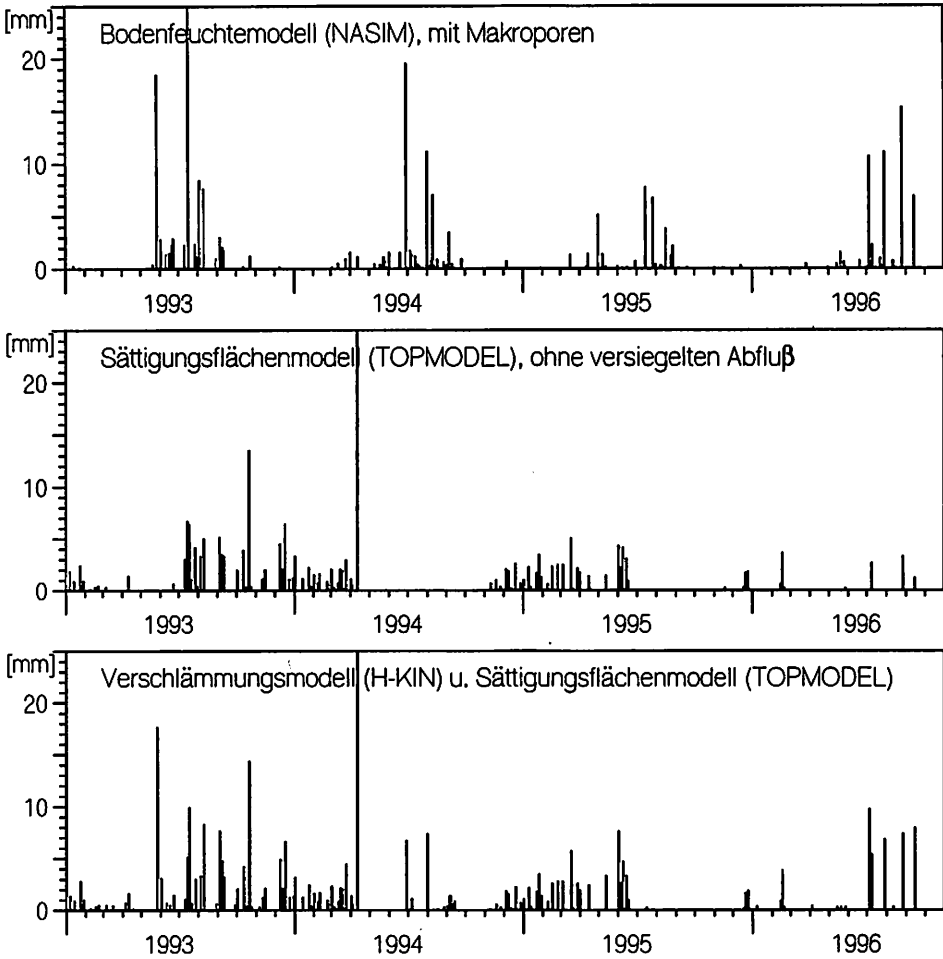


Abb. 8.5 Berechnete Oberflächenabflüsse für unterschiedliche Modellansätze in Scheyern, Beispiel Einzugsgebiet E2 [mm pro Abflussereignis]



Die simulierten Abflüsse pro Fläche zeigen nun deutliche Unterschiede zwischen einzelnen Einzugsgebieten (Tab. 8.6.a). Generell liegen die simulierten Abflüsse wesentlich unter den gemessenen. Differenziert man allerdings nach Winter- und Sommerhalbjahr, so erreicht die Simulation im Sommer die gemessenen Abflüsse. Im Winterhalbjahr allerdings zeigt das Verschlämmungsmodell bei geringen simulierten Abflüssen unbefriedigende Ergebnisse. Andere Entstehungsmechanismen sind für Oberflächenabflüsse verantwortlich.

Die unterschiedlichen Abflüsse pro Fläche im nördlichen Kehrfeild (E1, E2 und E3) lassen sich auf unterschiedliche Bodeneigenschaften zurückführen; die gemessenen Unterschiede im Abfluvolumen zwischen Einzugsgebiet E1, E2 und E3 werden gut durch das Modell wiedergegeben. Demgegenüber liegen die simulierten Abflüsse für die Einzugsgebiete E4, E5 und E6 über den Abflüssen im nördlichen Kehrfeildbereich (E1, E2 u. E3). Dies ist direkt auf die erhöhte Verschlammungsnei-

gung der Böden zurückzuführen und steht im Widerspruch zu den niedriger gemessenen Abflüssen. Demgegenüber deckt sich das Modellergebnis für das nicht verschlammungsanfällige Einzugsgebiet E7 mit den geringen gemessenen Abflüssen (Tab. 8.6.b).

Die jahreszeitliche Konzentration verschlammungsabhängiger Oberflächenabflüsse im Sommerhalbjahr bestätigt auch die Abb. 8.5, in der die Zeitpunkte der Abflußereignisse dargestellt sind. Dabei nähert sich die zeitliche Verteilung der Abflüsse im Sommerhalbjahr den tatsächlich gemessenen an. Eine vollständige Deckung wird allerdings nicht erreicht. Schwierigkeiten bereiten Ereignisse im Sommer 1994. Trotz hoher Niederschlagsmengen bei gleichzeitig hohen Intensitäten wurden für alle Einzugsgebiete nur minimale Oberflächenabflüsse gemessen. Im Modell ist eine vollständige Aufnahme der Niederschlags durch den Boden bei der über längere Zeiträume hohen Niederschlagsintensität (Anlage A-2.2) nicht zu erreichen. Umgekehrt werden gemessene Abflußspitzen im Frühsommer 1995 im Modell unterschätzt, während die Spitzenergebnisse der Niederschlagsintensität im Sommer 1995 in Messung und Modell übereinstimmend zu nur geringem Oberflächenabfluß führen. Vom Modell überschätzt werden weiterhin Abflüsse im Sommer 1996. Eine Erklärungshypothese kann in der nun bereits über mehrere Jahre durchgeführten erosionsverhindernden Anbauweise liegen, die bei Vermeidung von Bodenverdichtung während der Feldbearbeitung und Bodenanreicherung mit organischem Material (z.B. Mulch) zu einer abnehmenden Verschlämmungsneigung geführt haben kann. Dies wird bei konstanten Parametern im Modell nicht wiedergegeben.

Einzugsgebiet	E1 [mm]	E2 [mm]	E3 [mm]	E4 [mm]	E5 [mm]	E6 [mm]
Nutzung variabel, Boden einheitlich (Mittelwert Kehrfeld B6)						
Summe Sommer	73	76	68	66	69	71
Summe Winter	11	10	9	9	8	6
Summe 93-96	84	85	77	75	77	76
davon: Abfluß von versiegelte Flächen						
Summe Sommer	18	6	0	0	7	5
Summe Winter	6	1.3	0	0	2	1
Summe 93-96	24	7	0	0	9	6
Nutzung variabel, Boden variabel (Mittelwert Feldhydrotop)						
Winter 1993	1	0	0	1	0	1
Sommer 1993	36	47	21	49	51	35
Winter 93/94	7	16	3	31	29	6
Sommer 1994	10	21	12	21	20	9
Winter 94/95	2	0	0	1	1	1
Sommer 1995	6	3	2	10	10	6
Winter 95/96	1	0	0	0	0	0
Sommer 1996	26	38	14	37	43	34
Summe Sommer	78	110	49	118	124	83
Summe Winter	11	16	3	33	31	8
Summe 93-96	89	126	52	151	155	91

Tab. 8.6.a Simulierte Oberflächenabflüsse mit dem Verschlämmungsmodell H-KIN

Modellanwendung Schneemodul:

Eine Reihe der am FAM beobachteten Abflußereignisse im Winter stehen in Verbindung mit der Schneeschmelze (Weigand, in Vorbereitung). Das Verschlammungsmodell wurde daher um ein Schneemodul nach dem Snow-Compaction-Verfahren sowie einen bei vorhandener Schneedecke gefrorenen Boden (Bodenfrostmodul) erweitert. Die simulierten Abflüsse (Tab. 8.6.a) zeigen eine Zunahme des Oberflächenabflusses durch konzentrierten Abfluß während der Schneeschmelze. Eine Reihe der im Jan. 1995 sowie Dez. 1995 - Feb. 1996 gemessenen Abflußereignisse werden nun als Schneeschmelzereignisse simuliert. Es bleiben aber auch weiterhin viele gemessene Ereignisse ohne entsprechende Abbildung im Modell. Insbesondere von einer Vielzahl von gemessenen Abflüssen im Dez. 1993 - Feb. 1994 führt nur ein Ereignis Ende Feb. 94 auch zu simulierten Abflüssen.

Damit bestätigt sich auch in der Modellanwendung der Zusammenhang einer Reihe von Abflußereignissen mit Schneeschmelzprozessen. Allein über die Schneeschmelze können allerdings nicht alle im Winter gemessenen Abflüsse erklärt werden.

8.2.3 Scheyern: Simulation mit dem Bodenspeicheransatz (NASIM)

Simulationen des Oberflächenabflusses mit dem Bodenspeichermodell nach NASIM für die Einzugsgebiete E1 bis E7 im FAM werden im folgenden vorgestellt. Die Modellparameter zum Boden wurden aus den für die Beregnungsversuche (Kainz & Auerswald, unveröffentlicht) bestimmten Bodenkenngrößen abgeleitet (vgl. Kap. 5.2.4). Bei der großen Zahl von Beregnungsversuchen konnten die Modellparameter feldhydrotopscharf festgesetzt werden. Allerdings zeigen die Werte für den Bereich des Kehrfeldes bei ähnlichen Böden nur geringe Unterschiede (Tab. 6.3).

Nutzungsunterschiede wurden in die Simulation über eine vegetationsabhängige Korrektur der potentiellen Grasreferenzverdunstung entsprechend der DVWK-Merkblatt 238 (1996) einbezogen. Unklar bleibt, welche Auswirkung von der im FAM durchgeführten, erosionsverhindernden Bewirtschaftung ausgeht. Sowohl reduzierte Verdunstung durch eine erhöhte Übersattung (z.B. durch Mulch) als auch erhöhte Transpiration bodenbedeckender Zwischenfrüchte sind denkbar.

Modellergebnisse

Simulationsergebnisse zum Bodenspeicherabfluß sind in Tab. 8.6.b angegeben. Die simulierten Abflüsse liegen deutlich über den gemessenen. In der zeitlichen Verteilung ist die Häufung der simulierten Abflüsse im Sommer auffällig (Abb. 8.5), die sowohl in der Anzahl der Ereignisse als auch dem Abflußvolumen die gemessenen deutlich übertrifft. Weniger augenscheinlich sind diese Unterschiede im Winterhalbjahr. Damit decken sich die Modellergebnisse in Scheyern mit den Resultaten im Hollmuth. Der Oberflächenabfluß des Bodenspeicheransatzes übertrifft bei aus Bodeneigenschaften abgeleiteten Modellparametern deutlich die gemessenen Abflüsse. Der Modellabfluß muß durch zusätzliche Abflußpfade, z.B. über Interflow oder Makroporen, reduziert werden.

Modellerweiterung Makroporen- oder Interflow-Abfluß

Durch Erweiterung der Simulation um einen Makroporen- bzw. Interflowansatz kann der Oberflächenabfluß reduziert werden (Tab. 8.6.b). Um in der Simulation die gemessenen Abflußvolumina zu erreichen, waren Modellparameter von 4 mm/h für den max. Interflow oder ein max. um den 2-fachen k_f -Wert erhöhter Makroporenabfluß erforderlich (vgl. Anlage A-5). Diese Werte liegen deut-

	E1 [mm]	E2 [mm]	E3 [mm]	E4 [mm]	E5 [mm]	E6 [mm]	E7 [mm]
Verschlämmungsmodell (H-KIN)							
Summe Sommer	78	110	49	118	124	83	45
Summe Winter	11	16	3	33	31	8	0
Summe 93-96	89	126	52	151	155	91	45
Verschlämmungsmodell (H-KIN) mit Schnee u. Bodenfrost							
Summe Sommer	78	107	49	118	119	83	23
Summe Winter	34	64	45	73	72	44	41
Summe 93-96	112	171	93	191	191	127	64
Bodenfeuchtemodell (NASIM)							
Summe Sommer	339	382	263	446	405	281	206
Summe Winter	184	186	110	260	236	127	88
Summe 93-96	523	568	373	707	641	409	294
Bodenfeuchtemodell (NASIM) mit Interflow							
Summe Sommer	203	220	166	244	222	172	137
Summe Winter	30	24	17	27	25	19	13
Summe 93-96	233	244	183	270	247	191	150
Bodenfeuchtemodell (NASIM) mit Makroporen							
Summe Sommer	216	234	152	300	275	172	117
Summe Winter	18	11	3	22	24	6	1
Summe 93-96	234	245	155	322	300	178	118
Sättigungsflächen (TOPMODEL) ohne Abfluß versiegelter Flächen							
Summe Sommer	81	88	94	87	80	73	65
Summe Winter	121	138	148	136	123	110	100
Summe 93-96	202	225	242	223	203	183	165
Verschlämmungsmodell (H-KIN) u. Sättigungsflächen (TOPMODEL)							
Summe Sommer	142	178	123	178	109	138	79
Summe Winter	139	156	152	154	209	124	100
Summe 93-96	281	334	275	332	318	262	179

Abflüsse in mm, Simulationszeitraum 1996: Jan - Sep.

Tab. 8.6.b Simulierte Oberflächenabflüsse in Scheyern für unterschiedliche Modellansätze

Einfluß des Bodens auf den Oberflächenabfluß bei Grasbrache

Jahr	Niederschlag [mm]	Abfluß [mm]		
		Boden E2 (inf=2.7 mm/h)	Boden E3 (inf=4.2 mm/h)	Boden E5, P18 (inf=7.0 mm/h)
1993	901	280	224	162
1994	841	218	174	134
1995	781	169	110	54
1996	608	95	74	54

Einfluß der Nutzung auf Teilkomponenten der Wasserbilanz

	Niederschlag [mm]	Oberflächen- abfluß [mm]	Transpiration [mm]	Verdunstung Bodenspeicher [mm]	Perkolation [mm]
tatsächliche Nutzung Fruchtfolge Kartoffeln, WW, M, WW *)					
1993	901	224	210	247	195
1994	841	174	237	247	183
1995	781	110	197	268	211
1996	608	74	187	331	43
fiktive Nutzung: Mais-Monokultur *)					
1993	901	245	185	232	214
1994	841	192	204	242	203
1995	781	122	181	250	234
1996	608	89	165	306	65
fiktive Nutzung: Winter-Weizen Monokultur *)					
1993	901	234	191	245	205
1994	841	180	214	241	206
1995	781	92	198	278	218
1996	608	83	170	313	58

*) Verdunstungskorrektur nach DVWK-Merkblatt 238

Tab. 8.7 Sensitivität des Bodenfeuchtermodells (NASIM) / Scheyern

lich über denjenigen im Hollmuth. Eine Erklärung liefern die erosionsverhindernden Anbaumethoden des FAM, die zu einem größeren Makroporen- oder Interflowabfluß bei gleichzeitig reduzierten Oberflächenabflüssen führen. Damit bieten nutzungsabhängige Parameter zu Makroporen oder Interflow Möglichkeiten, auch im Bodenspeichermodell nach NASIM die Nutzung stärker einzubeziehen.

Unbefriedigend ist die jahreszeitliche Verteilung des Abflusses auch bei zusätzlichem Interflow- oder Makroporenabfluß. Unerwünscht werden die Abflüsse im Winterhalbjahr reduziert und liegen nun wesentlich unter den gemessenen. Demgegenüber nehmen die zu hohen Sommerabflüsse nur geringfügig ab und liegen weiterhin deutlich über den gemessenen.

Zwischen den einzelnen Einzugsgebieten zeigen sich deutliche Abflußunterschiede im simulierten Abflußvolumen (Tab. 8.6.b). Allerdings decken sich die simulierten Abflüsse in der Tendenz nicht

mit den gemessenen. So werden die hohen Meßwerte des Einzugsgebietes E2 nicht in gleicher Form durch das Modell abgebildet. Andererseits stehen den Spitzenwerten der Simulation für E4 und E5 keine vergleichbar hohen Meßwerte gegenüber.

Unterschiede der simulierten Abflüsse zwischen Einzugsgebieten können resultieren aus:

- den Bodenparametern, insbesondere der Infiltrationsrate (CIN-Parameter)
- der Nutzung über eine nutzungsangepaßte potentielle Verdunstung.

Die Modellsensitivität soll durch fiktive Berechnungen verdeutlicht werden, in denen jeweils die Infiltrationsrate (CIN) oder die potentielle Verdunstung verändert wurde (vgl. Tab. 8.7). Die Modellanwendungen zeigen eine hohe Modellsensitivität hinsichtlich der bodenabhängigen Infiltrationsrate. Demgegenüber fallen Abflußänderungen für den Oberflächenabfluß bei geänderter Nutzung nur gering aus. Die modellierten Zunahmen des Abflusses bei konventionellem Anbau von Mais oder Winterweizen sowie erosionsverhindernden Anbaumethoden des FAM bleiben gegenüber fiktiven Grasbrachewerten gering und deutlich hinter den gemessenen zurück.

8.2.4 Scheyern: Simulation mit dem Sättigungsflächenmodell (TOPMODEL)

Grundlage von TOPMODEL bildet die Verteilung des Topographieindex $\ln(A/\tan B)$. Die Flächenanteile mit gleichem Index sind in Bezug zum Indexwert für die Einzugsgebiete des Kehrfeldes in Abb. 8.6 dargestellt sind. Alle weiteren Modellparameter (t_0 , SZM, SMAX) wurden über eine Modelleichung bestimmt. Bei für alle Einzugsgebiete einheitlichen Parametern blieben lokale Unterschiede der Böden unberücksichtigt. Ein möglicher Nutzungsbezug über variable potentielle Verdunstungsraten sowie Abflüsse versiegelter Teilflächen blieben unberücksichtigt, um den direkten Einfluß der Sättigungsflächenbildung auf das Abflußverhalten zu untersuchen.

Im Vergleich mit den gemessenen Abflüssen zeigt die Simulation mit TOPMODEL eine äußerst gute Übereinstimmung sowohl der Zeitpunkte als auch der Höhe der Oberflächenabflüsse (Abb. 8.5). Dabei werden sowohl Abflußereignisse im Winter- als auch im Sommerhalbjahr gut durch das Modell wiedergegeben. Auffällig ist, daß die Niederschlagsereignisse im Sommer 1993 mit Ausnahme des Juni-Ereignisses auch im Sättigungsmodell zu Oberflächenabflüssen führen, nicht aber diejenigen im Sommer 1994. Dies deckt sich mit den gemessenen Abflüssen.

Die Modellergebnisse resultieren aus einer langwierigen Modelleichung. Dabei zeigte sich eine hohe Modellsensitivität der Parameter t_0 und SZM. Als generelle Tendenz bewirken die Parameter folgendes Modellverhalten (vgl. Kap. 4.3):

- Durch einen kleineren t_0 Wert kann das Gesamtvolumen des Sättigungsflächenabflusses erhöht werden. Dies deckt sich mit den Modellannahmen. Der Parameter t_0 steuert über SZQ den Basisabfluß. Niedrigerer Basisabfluß bedeutet höhere Bodenfeuchte und häufigeres Auftreten gesättigter Bodenverhältnisse.
- Der Parameter SZM steuert die Verteilung der Abflüsse auf Einzelereignisse. Ein niedriger SZM bevorzugt Einzelereignisse mit hoher Niederschlagsmenge und -intensität (Sommerereignisse). Höhere SZM-Parameter führen zu steigenden Abflüssen in Phasen hoher Niederschläge und geringer Verdunstung (Winterereignisse) bei dann kontinuierlicher Zunahme der Bodenfeuchte. Über SZM werden die Verteilungswerte des Topographieindex gewichtet in bezug zur Bodenfeuchtezunahme im gesättigten Bodenspeicher. Ein kleiner Parameter führt bei gleicher absoluter

Bodenfeuchtezunahme zu einer größeren Verschiebung auf der Indexverteilung und damit zu einem hohen Sättigungsflächenanteil. Damit steigt auch der Oberflächenabfluß bei kleinem Parameter schnell an. Andererseits steuert der Parameter SZM reziprok den Basisabfluß, so daß ein größerer Wert bei geringerem Basisabfluß zu lang anhaltenden, hohen Bodenfeuchten führt.

- Durch einen erhöhten Parameter SRMAX (max. Speicherkapazität der Wurzelzone) können Abflußspitzen reduziert werden, da der Wurzelspeicher erst gefüllt werden muß, bevor Infiltration in die Bodenzone erfolgt. Der Wurzelspeicher ist nur wirkungsvoll im Sommerhalbjahr, wenn ein hohes Transpirationsvermögen der Vegetation den Wurzelraum austrocknet.

Trotz des - zumindest optisch - nur geringen Unterschiedes in der Verteilung des Topographieindex (Abb. 8.6) zeigen sich deutliche Unterschiede im Abflußvolumen der 7 Einzugsgebiete mit hohem Abfluß für E2, E3 und E4 und niedrigen Werten für E6 und E7. Bei niedriger Bodensättigung ist der Kurvenverlauf für hohe Indexwerte entscheidend. Nehmen hohe Werte, wie für E7, nur geringe Flächenanteile ein, so nimmt der Sättigungsflächenanteil nur langsam zu, wenn das Sättigungsflächendefizit im Boden den kritischen, abflußwirksamen Bereich erreicht. Dies führt zu vergleichsweise geringen Abflußwerten. Andererseits reagieren die Einzugsgebiete E2, E3 und E4, in denen hohe Indexwerte größere Flächenanteile einnehmen. Bei zunehmender Bodenfeuchte wird der gesättigte Flächenanteil schneller größer und liefert dann im Vergleich höhere Abflüsse.

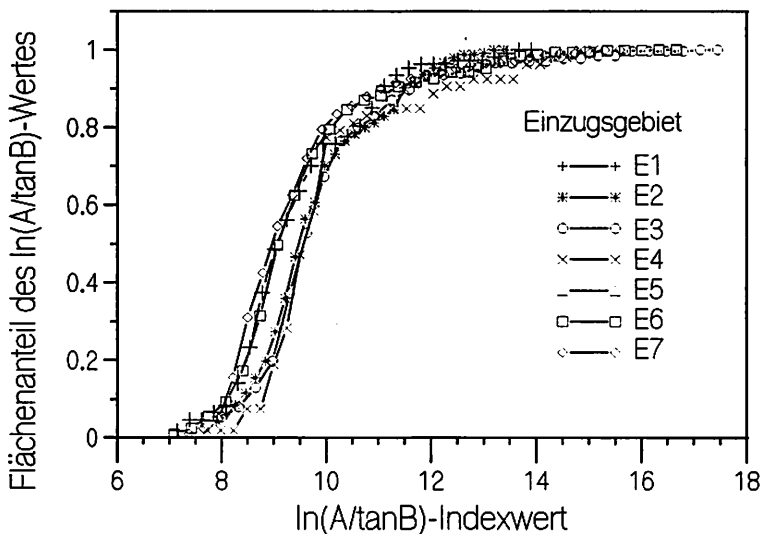


Abb. 8.6 Verteilung des $\ln(A/\tan B)$ -Index für die Einzugsgebiete E1 - E7 des Kehrfeldes

Eine kritische Frage bleibt, ob sich die simulierten Unterschiede im Abflußvolumen zwischen den Einzugsgebieten, die direkt aus der Variabilität der Indexverteilung resultieren, mit dem erwarteten Abflußverhalten eines Sättigungsflächenabflusses decken. Nur dann kann der Index als repräsentativer Parameter eingesetzt werden. Das geringe simulierte Abflußvolumen für das Einzugsgebiet E7

deckt sich mit bei geringem lokalem Gefälle im Vergleich kleinen $\ln(A/\tan B)$ -Werten. Gleichfalls niedrige Abflüsse sind für das Einzugsgebiet E4 zu erwarten, liegt es doch in Rückenlage zwischen nördlichem und südlichem Kehrfeld. Berechnet werden aber hohe Abflüsse. Auch die Zunahme der Abflüsse für die kaskadierend am Hang angeordneten Einzugsgebiete ist niedriger als erwartet (von E1 nach E2 nach E3 und von E6 nach E5). Damit ist der Topographieindex nur schlecht geeignet, um die Abflußvariabilität des Sättigungsabflusses für die kleinstrukturierten, aus einer agraren Nutzung abgeleiteten Einzugsgebiete in Scheyern zu beschreiben. Hier stimmen oberirdische, z.T. an Feldgrenzen orientierte Einzugsgebietsgrenzen und Abflußbeziehungen im Boden nicht mehr überein. Abflüsse im Boden machen nicht an den Einzugsgebietsgrenzen entlang von Feldwegen halt, sondern folgen dem Gefälle und beeinflussen die Bodenfeuchte und Sättigungsflächenbildung der unterhalb angrenzenden Teilgebiete. Diese Fließbeziehungen werden bei einer Ableitung des Index bezogen auf Teilgebietsgrenzen nicht berücksichtigt.

Zusätzlich wurde die Modellsensitivität hinsichtlich der Rasterweite des Höhenmodells untersucht, aus der der Topographieindex abgeleitet wurde. Deutliche Unterschiede bei der berechneten Indexverteilung bei Gitterweiten von 12.5 und 50 m führen zu erheblichen Differenzen in der Abflußberechnung, die durch Anpassung der Parameter SZM (Faktor 0.3) und t_0 (Faktor 3) ausgeglichen werden müssen. Ähnliche Ergebnisse geben Bruneau et al. (1995). Bei dem groben Geländemodell werden die lokalen Gefälleverhältnisse stark gemittelt, so daß sich eine wesentlich weniger differenzierte Indexverteilung ergibt (Quinn et al., 1995).

Zusammenfassend gibt TOPMODEL die Verteilung der Abflußereignisse im Jahresverlauf gut wieder, ist aber ungeeignet, Abflußunterschiede innerhalb kleinstrukturierter Agrarlandschaften abzubilden. Die Modellparameter SZM, t_0 und SRMAX gingen aus der Modelleichung hervor. Beziehungen zu Bodenkenngrößen konnten nicht hergestellt werden. Der Sättigungsflächenindex, über den Unterschiede zwischen den Einzugsgebieten bei der Entstehung von Sättigungsflächen eingehen, zeigt sich für die Anwendung auf die kleinstrukturierten, aus der agraren Nutzung abgeleiteten Einzugsgebiete in Scheyern als ungeeignet. Der Einfluß der Nutzung beschränkt sich auf eine vegetationsabhängige potentiellen Verdunstung, die nur zu einer geringen Variabilität des Oberflächenabflusses führt (vgl. Bodenfeuchtemodell, Kap. 8.2.4).

8.2.5 Scheyern: Modellkombination des Verschlammungs- u. Sättigungsflächenmodells

Weitere Modellsimulationen wurden für eine Kopplung des Verschlammungs- und Sättigungsflächenmodells durchgeführt. Defizite in der Anwendung der Einzelmodelle werden wie folgt ausgeglichen:

- Gegenüber lediglich einer Anwendung des Verschlammungsansatzes werden durch die Sättigungsflächen auch im Winterhalbjahr Oberflächenabflüsse simuliert, die gut mit den gemessenen Werten übereinstimmen.
- Die Abhängigkeit der Abflußbildung von Boden und Nutzung im Verschlammungsmodell bleibt auch bei der Modellkopplung erhalten.
- Allerdings müssen die z.T. gegenüber den gemessenen Abflüssen erhöhten simulierten Werte im Sommer 1994 und 96 in Kauf genommen werden, die auf die Überschätzung im Verschlammungsmodell zurückzuführen sind.

8.3 Modellanwendung Weiherbach

8.3.1 Weiherbach: Gemessene Abflüsse

Mit Einzugsgebietsgrößen von 32 ha am Pegel Neuenbürger Pfad sowie 2.5 km² am Pegel Menzingen werden Zuflüsse aus Ackerschlägen unterschiedlicher Nutzung gemessen. Ein Rückschluß auf einzelne Nutzungsparzellen ist nicht mehr möglich. Der gemessene Abfluß integriert die im Einzugsgebiet auftretenden Unterschiede in der Abflußentwicklung zwischen einzelnen Nutzungen oder Bodentypen.

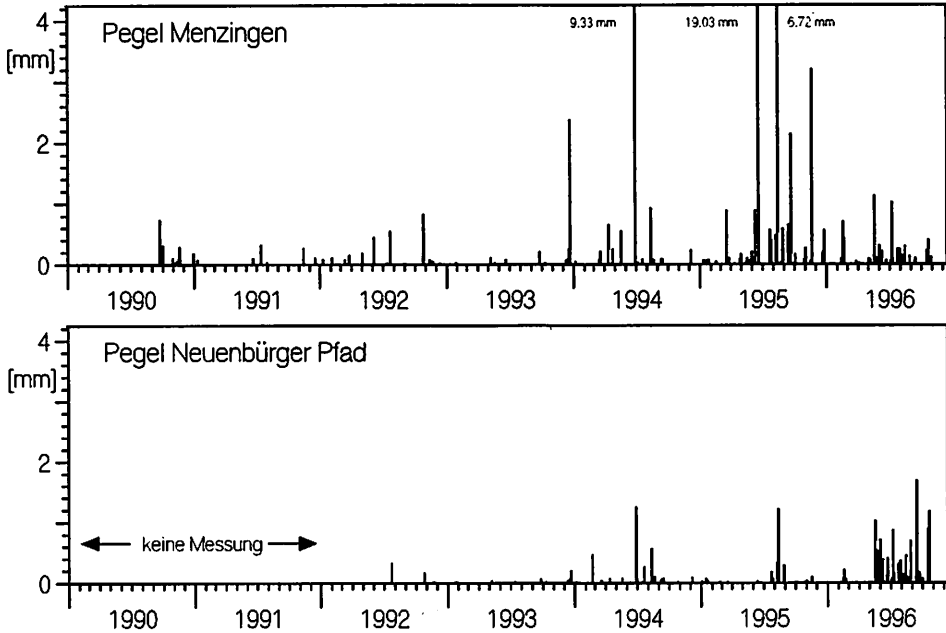


Abb 8.7 Gemessene Abflüsse im Einzugsgebiet Weiherbach (Pegel Menzingen und Neuenbürger Pfad) [mm pro Abflußereignis]

Der Abfluß pro Fläche für einzelne Hochwasserereignisse ist in seiner zeitlichen Verteilung in Abb. 8.7 dargestellt. Die Pegelaufzeichnungen lassen folgende Schlußfolgerungen zu:

- Charakteristisch sind die geringe Zahl von Abflußereignissen und die niedrigen Abflußvolumen. Abflußbeiwerte liegen nach Maurer (1997) auch für die Extremereignisse innerhalb des Meßzeitraums 1991-96 am Pegel Menzingen zwischen lediglich 1.4 und 11 %.
- Die deutlich größte Zahl der Abflußereignisse fällt ins Sommerhalbjahr.
- Bei ähnlichen Abflußzeitpunkten beider Pegel variieren die Abflußvolumen pro Fläche einzelner Ereignisse durchaus. Dabei zeigt der Pegel Menzingen in der Regel höhere Abflüsse entgegen der allgemein üblichen Abnahme mit größer werdendem Einzugsgebiet. Kleinere Siedlungsflächen sowie Unterschiede der Nutzung und der Pedologie sind als mögliche Ursachen denkbar.

- Die Verteilung der Abflußereignisse auf einzelne Jahre deckt sich mit den Jahresniederschlägen. Niedrige Anzahl und Abflußvolumina für Hochwasserereignisse in den Jahren 1991, 92 und 93 korrespondieren mit dem für 1991 niedrigsten Jahresniederschlag unter 500 mm. Hohe Niederschläge 1994 und insbesondere 1995 (über 900 mm) führen an beiden Pegeln zu einer Zunahme der Hochwasserabflußereignisse. Dabei decken sich die Abflußereignisse 1995 u. 96 am Pegel Menzingen gut mit gemessenen Niederschlagsereignissen, während am Pegel Neuenbürger Pfad die Häufung von Abflußereignissen im Sommer 1996 und die umgekehrt geringe Anzahl von Abflußereignisse im Sommer 1995 nicht mit gemessenen Niederschlägen übereinstimmen.

Im Vordergrund der folgenden Modellanwendung steht ein Vergleich der Zeitpunkte von Ereignissen mit Oberflächenabfluß. Von Interesse sind dabei einerseits Unterschiede zwischen den einzelnen Modellansätzen und deren Übereinstimmung mit den Pegelwerten. Eine Simulation der Wellenakkumulation ist nicht vorgesehen. Retention und Infiltration des Oberflächenabflusses kann zu niedrigerem gemessenem Gebietsabfluß gegenüber dem simulierten Oberflächenabfluß führen. Die geringe Höhe der Oberflächenabflüsse bei niedrigen Abflußbeiwerten erschwert eine Modellanwendung und schränkt die Aussagefähigkeit ein. Trotz des geringen Anteils an der Wasserbilanz kommt allerdings dem Oberflächenabfluß eine hohe Bedeutung zu. Bei zwar seltenen Abflußereignissen können durch Überflutung des nur auf niedrige Abflüsse ausgelegten Entwässerungsnetzes hohe Schäden auftreten. Auch ist die Erosionsgefährdung erheblich.

8.3.2 Weiherbach: Simulation mit dem Verschlammungsmodell H-KIN

Einheitliche Bodenparameter wurden entsprechend der Vorgehensweise bei Merz (1996) und Maurer (1997) im Einzugsgebiet des Weiherbachs angenommen. Übernommen wurden die Parameter des Bodentyps B6 (=Mittelwert Kehrfeld) aus Scheuern bei auf 7.6 mm/h erhöhter Endinfiltrationsrate. Dies entspricht nach Maurer (1997) der mittleren k_r -Rate im Einzugsgebiet. Berechnungsversuche durch Gerlinger (1997) zeigen je nach Nutzung ähnliche oder höhere Endinfiltrationsraten. Eine Festsetzung der Endinfiltrationsrate auf Grundlage der Berechnungen durch Gerlinger war nicht möglich, da die Berechnungspartellen nicht gleichmäßig im Einzugsgebiet verteilt liegen.

Jahr	Verschlammungsmodell			Bodenspeicher (NASIM)			Sättigungsflächen (TOPMODEL) [mm]
	ohne Schnee [mm]	ohne versiegelte Flächen [mm]	ohne versiegelte Flächen [mm]	[mm]	+ Makroporen [mm]	+ Interflow [mm]	
1990	30	33	25	59	29	30	25
1991	12	12	7	24	11	11	10
1992	36	36	25	115	40	49	50
1993	23	23	15	106	20	31	40
1994	42	42	32	130	62	65	56
1995	57	64	50	236	116	126	101
1996	24	25	18	35	32	28	12

Tab. 8.8 Simulierte Oberflächenabflüsse für das Einzugsgebiet Neuenbürger Pfad

Der Schwerpunkt der Modellanwendung liegt auf der Nutzungsdifferenzierung im Einzugsgebiet. Die Nutzung geht in die Modellrechnung über die Entwicklung der Vegetationsbedeckung sowie die an das Transpirationsvermögen der Nutzpflanzen angepaßte potentielle Verdunstung ein. Jährlich variable Erfassungen der Nutzung auf Schlagbasis liegen den Modellrechnungen zugrunde (vgl. Kap. 5.2.2). Berücksichtigt wird weiterhin die Versiegelung des Bodens durch Feldwege u.ä.

Simulationsergebnisse

Eine erste Modellsimulation zur Abbildung der Hochwasserabflüsse im Einzugsgebiet Neuenbürger Pfad erfolgt mit dem Verschlammungsmodell H-KIN, jeweils als Jahresabfluß pro Fläche für das Gesamteinzugsgebiet in Tab. 8.8 und differenziert für die einzelnen Nutzungen (Feldhydrotope) in Tab. 8.9 angegeben. Die zeitlichen Verteilung der Abflußereignisse ist in Abb. 8.8 dargestellt.

Bei Abflußanteilen zwischen 5 und 10 % am Jahresniederschlag liegen die simulierten Abflußvolumina weit über den gemessenen Pegelabflüssen (Tab. 8.8). In der jahreszeitlichen Verteilung zeigt sich allerdings insbesondere im Vergleich zum Pegel Menzingen eine gute Übereinstimmung. Lediglich einzelne Ereignisse im Sommer 1995 werden unterschätzt. Schlechter ist die Deckung mit dem Pegel Neuenbürger Pfad, obwohl das simulierte Einzugsgebiet mit dem Pegeleinzugsgebiet Neuenbürger Pfad übereinstimmt. Die Zahl der Abflußereignisse wird mit Ausnahme des Sommers 1996 überschätzt.

Im Unterschied zu den Modellanwendungen in Scheyern und Hollmuth stimmen auch die im Winterhalbjahr simulierten und gemessenen Abflüssen gut überein. Allerdings wurden an den Pegeln im Winter nur kleinere Abflußereignisse gemessen.

In Tab. 8.9 sind die simulierten Abflüsse für die im Einzugsgebiet auftretenden Nutzungen angegeben. Es fällt eine hohe Variabilität zwischen einzelnen Anbaufrüchten auf, wobei die Unterschiede zwischen einzelnen Nutzungen je nach Zusammentreffen extremer Niederschläge und dem Grad der Vegetationsentwicklung von Jahr zu Jahr variieren. Weiterhin sind Abflüsse von versiegelten Flächen zu berücksichtigen. Viele kleinerer simulierte Abflüsse gehen aus versiegelten Flächen hervor und treten bei mit auf null reduzierter Versiegelung nicht mehr auf (Abb. 8.8).

Jahr	mittl. pot. Ges. Abfluß [mm]	Jahresabfluß für					
		Weizen [mm]	Gerste [mm]	Mais [mm]	Zuckerrübe [mm]	Sonnenblume [mm]	Gemüse [mm]
Verschlammungsansatz							
1990	32.6	28.9	24.5	30.8	45.6	38.1	25.9
1991	11.6	6.9	3.2	13.3	9.9	n. angeb.	5.1
1992	36.2	22.9	18.2	52.7	40.5	35.1	21.8
1995	63.8	54.9	58.8	58.6	44.4	n. angeb.	130.5
Bodenfeuchteabhängige Infiltration nach NASIM							
1990	29.7	22.7	25	31	29.3	28.6	23.6
1991	11.4	4.5	4.2	3.8	3.3	n. angebaut	3.9
1992	48.8	44.5	47.8	55.6	52.1	55	47.4
1995	126	123	128	124	118	n. angebaut	136

Tab. 8.9 Simulierte Oberflächenabflüsse pro Fläche am Neuenbürger Pfad für unterschiedliche Anbaufrüchte

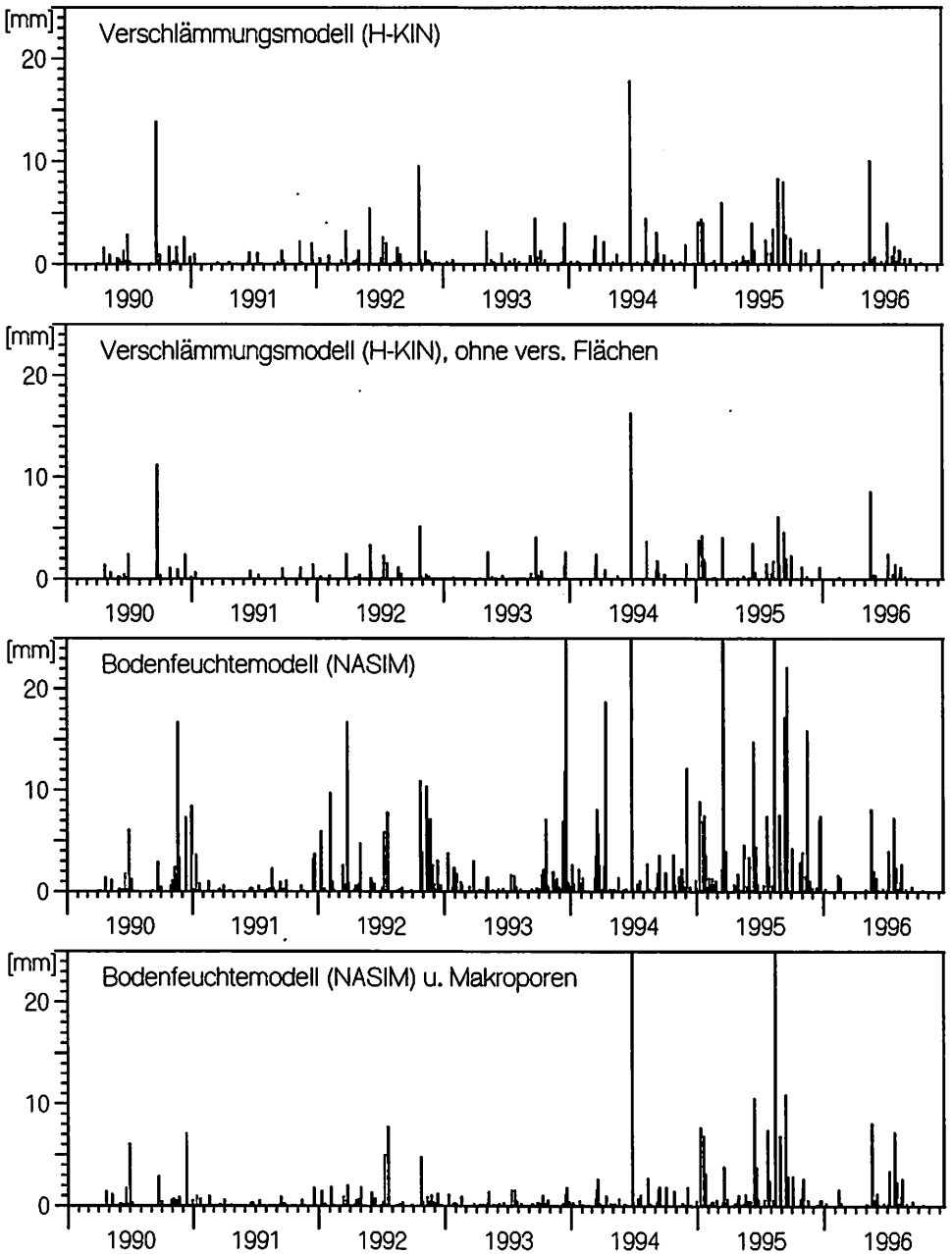
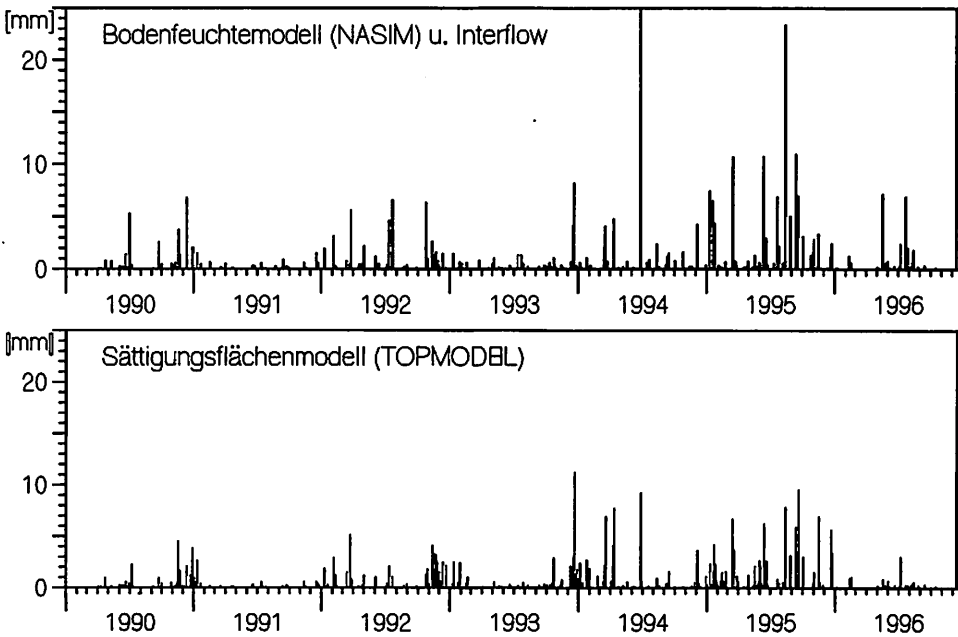


Abb. 8.8 Simulierte Oberflächenabflüsse für unterschiedliche Modellansätze, Neuenbürger Pfad, Weiherbach [mm pro Abflußereignis]



8.3.3 Weierbach: Simulation mit dem Bodenspeicheransatz (NASIM)

Die simulierten Oberflächenabflüsse im Bodenspeichermodell überschätzen bei aus dem k_r -Wert abgeleiteten Modellparametern (Infiltrationsrate CIN) wie in den Modellanwendung in Schleyern und Hollmuth die gemessenen oder die im Verschlammungsmodell simulierten Abflüsse. In der zeitliche Verteilung der simulierten Abflußereignisse zeigt sich eine Dominanz sowohl der Anzahl als auch des Volumens im Winterhalbjahr, welche nicht mit den gemessenen Abflüssen übereinstimmt. Die im Sommerhalbjahr simulierten Abflüsse stimmen mit den Pegelaufzeichnungen überein.

Ähnliche Ergebnisse zeigen Modellrechnungen durch Bronstert (1994), Merz (1996) und Maurer (1997). Auch hier erwiesen sich die mit physikalischen Infiltrationsmodellen berechneten Infiltrationsraten als nicht ausreichend, um gemessene Infiltrationsvorgänge wiederzugeben. Erst bei Einbeziehung einer zusätzlichen Makroporeninfiltration konnte eine Übereinstimmung erreicht werden.

Eine Erweiterung des Bodenspeichermodells um einen Interflow- bzw. Grobporenabfluß zeigt eine deutliche Verbesserung der Simulation. Für die im Vergleich zu den gemessenen Abflüssen störenden Abflußereignisse im Winterhalbjahr wird der Oberflächenabfluß durch eine Makroporeninfiltration deutlich reduziert. Die hohen Oberflächenabflüsse im Sommerhalbjahr, die mit gemessenen Ereignissen übereinstimmen, bleiben erhalten. Insgesamt wird eine gute zeitliche Übereinstimmung erreicht, wobei allerdings die simulierten Abflußvolumen weiterhin deutlich die gemessenen übertreffen.

Zwischen einzelnen Anbaufrüchten zeigen sich in den Jahressummen des Oberflächenabflusses nur geringfügige Unterschiede (Tab. 8.9). Lediglich durch vegetationsabhängige potentielle Verdunstungsraten und deren Auswirkung auf den Bodenfeuchteverlauf sind mit bodenfeuchteabhängigen Infiltrationsmodellen keine deutlichen Unterschiede im Infiltrationsverhalten zwischen einzelnen Nutzungen simulierbar. Auch die Modellanwendungen durch Bronstert (1997), Merz (1996) und Maurer (1997) lassen eine ähnliche Schlußfolgerung vermuten, da lediglich Maurer mit erhöhten Abflüssen aus Grasflächen auf nutzungsspezifische Unterschiede im Verhalten des Hochwasserabflusses hinweist.

8.3.4 Weiherbach: Simulation mit dem Sättigungsflächenmodell (TOPMODEL)

Das Sättigungsflächenmodell simuliert Abflüsse für eine große Zahl meist kleinerer Abflußereignisse, die sich im Winterhalbjahr (Nov und Dez 1992, Dez 1993 - Mar 1994, Jan - Mar 1995) häufen und nicht an den Pegeln gemessen wurden (Abb. 8.7 u. 8.8). Demgegenüber bringen viele gemessene Abflußereignisse im Sommer nur geringe Modellabflüsse. So werden für das Ereignis im Juli 1994 mit dem deutlich höchsten gemessenen Abfluß nur durchschnittliche und für das Ereignis im Juli 1992 keine Abflüsse aus Sättigungsflächen simuliert.

Auch durch geänderte Modellparameter lassen sich die Simulationsergebnisse nicht verbessern. Zwar können die Abflußvolumen erhöht werden, hierdurch verschärft sich allerdings die Dominanz des Winterhalbjahres an der Abflußbildung. Größere Veränderungen der Parameter widersprechen den insgesamt ähnlichen Böden zwischen Scheyern und dem Weiherbach.

Damit prägen andere als dem TOPMODEL-Ansatz zugrundeliegende Mechanismen die Abflußbildung am Weiherbach. Dies gilt nicht für den Topographieindex, welcher nur Variabilitäten zwischen einzelnen Einzugsgebieten wiedergibt, sondern für die Modellannahmen eines stets unbeschränkten Infiltrationsvermögens unabhängig von der Niederschlagsintensität. Erst längere Zeiträume mit hohen Niederschlägen bei gleichzeitig geringer Verdunstung (vorzugsweise im Winterhalbjahr) führen im Modell zu abnehmendem Sättigungsdefizit im Boden und zu gesättigten Teilflächen, die Oberflächenabflüsse liefern. Demgegenüber gehen die gemessenen Hochwasserabflüsse aus Sommerniederschlägen mit hoher Intensität bei Überschreiten des Infiltrationsvermögens der Böden hervor.

8.3.5 Weiherbach: Modellkombinationen

Modellkombinationen versprechen keine Verbesserung der Simulationsergebnisse. Sowohl Verschlammungs- als auch Bodenfeuchteansatz liefern Abflußzeitpunkte in ähnlich guter Übereinstimmung bei deutlicher Überschätzung der Abflußvolumina. Die im Sättigungsansatz bestimmten Abflußzeitpunkte decken sich nicht mit gemessenen, so daß sich eine Kombination mit dem Verschlammungsmodell ausschließt. Wird das Verschlammungsmodell zur Simulation der Wasserbilanz eingesetzt, so ist allerdings eine Kombination mit einem Bodenmodell, z.B. dem Bodenspeichersansatz mit unbegrenztem Infiltrationsvermögen, erforderlich.

9. Simulation des Oberflächenabflusses für Einzelereignisse im Einzugsgebietsmaßstab

9.1 Simulation des Oberflächenabflusses im Hollmuth

Vergleich gemessener Abflüsse

Gemessene Abflußganglinien der 2 m langen Schwarzbracheparzelle P7 sind für 6 Abflußereignisse im Herbst 1981 verfügbar. In Abb. 9.1 sind den Meßwerten Simulationsergebnisse mit dem Verschlammungsmodell H-KIN gegenübergestellt. Anfangszustände zur Verschlammung wurden jeweils aus einer Langzeitsimulation übernommen (vgl. Kap 4.1.3). Gute Ergebnisse zeigt das größte Abflußereignis vom 15.10.1981. Zeitpunkt und Höhe von simulierter und gemessener Abflußspitze stimmen optimal überein. Aber auch der zeitliche Verlauf mit zu- und abnehmendem Abfluß deckt sich gut. Dabei reagiert der Abfluß nicht nur auf den Niederschlag. Die zunehmende Verschlammung des Bodens führt im Laufe des Ereignisses zu steigenden Abflußraten bei gleichbleibendem Niederschlag, wie ein Vergleich zwischen Abfluß- und Niederschlagsspitzen mit fortschreitender Ereignisdauer zeigt. In der Abbildung dieses Vorgangs zeigt das Modell eine gute Übereinstimmung mit den Meßwerten. Probleme bereiten allerdings Zeiträume lediglich geringer Niederschläge, die zum Teil zu kleineren Abflüssen führen, die im Modell nicht abgebildet werden.

Die gute Modellwiedergabe bestätigen auch die restlichen Abflußereignisse. Jeweils werden gemessener Zeitpunkt und Höhe der Abflußspitzen in der Simulation getroffen. Da der Anfangszustand zur Verschlammung jeweils aus der Langzeitsimulation hervorgeht, bestätigen sich die dem Modell zugrundegelegten Modellannahmen zur Rückentwicklung der Verschlammungskruste. Eine Ausnahme stellt das Ereignis vom 18.10.1981 dar, bei dem eine erste kurze Niederschlagsspitze nicht zu simulierten Abflüssen in Höhe der Messung führt. Hier wird die Rückbildung der Verschlammungsschicht überschätzt. Jeweils im Modell nicht wiedergegeben werden allerdings geringe Abflüsse bei niedriger Niederschlagsrate.

Einfluß der Parzellenlänge

Der Abfluß hängt deutlich von der Länge der Meßparzellen ab (Dikau, 1986). Zwar nimmt sowohl bei den Schwarzbrache- als auch den Grasparzellen der Oberflächenabfluß mit zunehmender Parzellenlänge zu, allerdings liegt die Zunahme deutlich unter der Flächenzunahme, so daß die Abflußspenden erheblich abnehmen (Tab. 8.1.a). Als Erklärung dieser Phänomene wird häufig eine kleinräumige Varianz der Bodeneigenschaften angeführt (Govers, 1991; Bryan & Poesen 1989; Gerlinger, 1997; Dunne et al., 1991). Flächenareale mit hohem, durch den Niederschlag nicht ausgeschöpftem Infiltrationsvermögen werden mit größerer Wahrscheinlichkeit in längeren Parzellen von einem flächigen Oberflächenabfluß überströmt, so daß ein zunehmender Anteil des Oberflächenabflusses infiltrieren kann. Ein ähnlicher Effekt kann auch von Makroporen ausgehen insbesondere dann, wenn sie auf Regenwurmrohren zurückzuführen sind, die ein Ring aus Auswurfmaterial umgibt, der erst bei größerer Abflußtiefe überströmt wird (Beven & Clarke, 1986).

Mit einfachen Simulationsrechnungen soll diese Hypothese für Schwarzbracheparzellen am Hollmuth überprüft werden. Zugrundegelegt wurden Parzellen gleichen Gefälles mit 2 m und 10 m Länge, in welchen für ein 0.5-m-Raster zwei Böden mit unterschiedlichem Verschlammungsverhalten

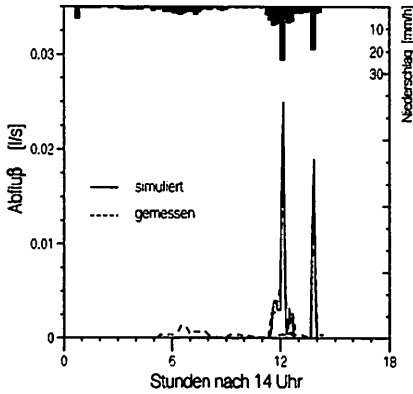
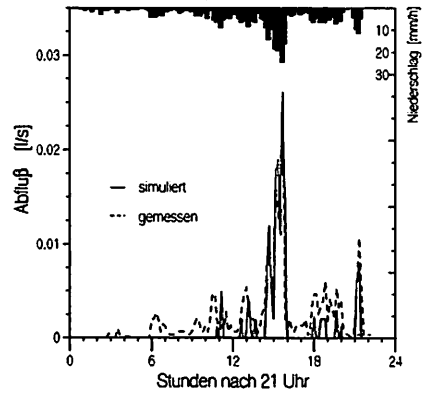
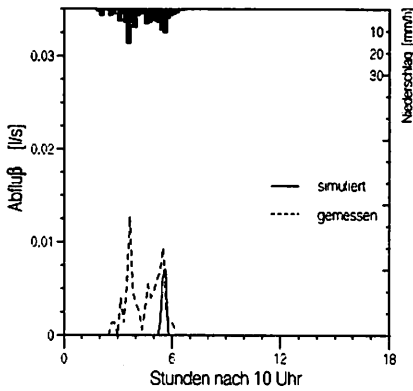
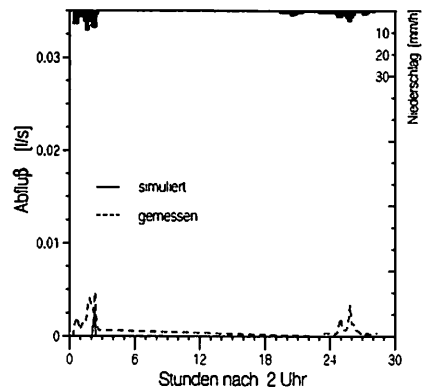
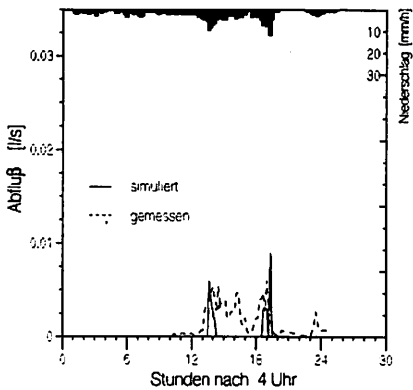
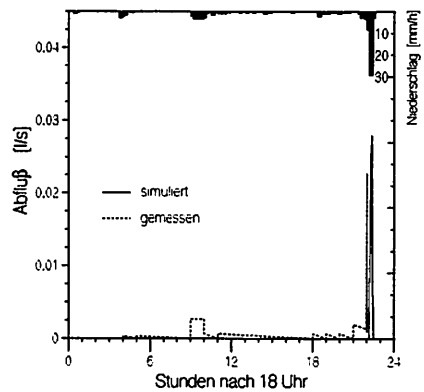
Ereignis: 10. - 11.10.1981**Ereignis: 14. - 15.10.1981****Ereignis: 18.10.1981****Ereignis: 30. - 31.10.1981****Ereignis: 30.11. - 1.12.1981****Ereignis: 7. - 8.12.1981**

Abb. 9.1 Vergleich gemessener und simulierter Abflüsse für die Meßparzelle P7 im Hollmuth (Schwarzbrache, 2-m Länge)

zufällig im Verhältnis 5/6 und 1/6 verteilt wurden. Dem häufigen Boden (Durchschnittsboden) wurde eine hohe Verschlammungsneigung über eine geringe Endinfiltrationsrate zugeordnet, während für den Ausnahmeboden eine deutlich erhöhte Endinfiltrationsrate zugrundegelegt wurde. Die Berechnung erfolgte für das Ereignis vom 15.10.1981, für welches bei einem Niederschlag von 76 mm für einheitlichen Durchschnittsboden ein Oberflächenabfluß durch Verschlammung von 20 mm simuliert wird. Durch die erhöhte Endinfiltrationsrate auf 1/6 der Gesamtfläche nimmt das Abflußvolumen beider Parzellen ab (Tab. 9.1). Dabei zeigt die längere Parzelle eine deutlichere Abflußabnahme. Für das spezielle Ereignis führt die auf das 5-fache erhöhte Endinfiltrationsrate des Ausnahmebodens zu einer um 30 % niedrigeren Abflußspende der 10-m- gegenüber der 2-m-Parzelle.

Damit nimmt auch in der Simulation die Abflußspende mit zunehmender Parzellenlänge bei räumlich variablen Infiltrationsraten ab. Allerdings sind deutlich erhöhte Infiltrationsraten für Ausnahmeflächen erforderlich (bimodale Verteilung). Der Vorgang tritt bei Niederschlagsraten auf, die über der Infiltrationsrate des Hauptbodens liegen, die Ausnahmeflächen aber ein noch hohes Infiltrationsvermögen weit über der Niederschlagsrate aufweisen. Dann kann ein nennenswerter Anteil des auf dem Hauptboden entstandenen Oberflächenabflusses in den Ausnahmeflächen infiltrieren.

Variante	Parzellenlänge				Verhältnis 10 m zu 2 m Parzelle [%]
	2 m		10 m		
	Abfluß [l]	Abfluß pro Fläche [l/m ²]	Abfluß [l]	Abfluß pro Fläche [l/m ²]	
einheitlicher Bodentyp	79	20	364	18	92
Endinfiltrationsrate 150%	72	18	313	16	87
für 1/6 der Fläche 250%	68	17	270	14	80
erhöht auf 500% (Ausnahmeboden)	61	15	210	11	69

Tab. 9.1 Simulation des Oberflächenabflusses im Parzellenmaßstab (Hollmuth):
Einfluß variabler Infiltrationsraten und Parzellenlängen

9.2 Simulation des Oberflächenabflusses in Scheyern

Modellverhalten und Parametersensitivität bei Simulation des Oberflächenabflusses mit dem Verschlammungsmodell H-KIN wurde im FAM für die Einzugsgebiete E2 und E6 untersucht. Gemessene Abflüsse liegen bisher nicht vor. Die Simulation erfolgte am Beispiel des Niederschlags vom 27.05.1993, welches mit einem Gesamtniederschlag von 30 mm bei einstündiger Dauer ein großes Sommerereignis darstellt. Anfangszustände zum Verschlammungsgrad wurden aus einer vorgeschalteten Langzeitsimulation übernommen. Der Abflußprozeß wurde in der Raumauflösung des 12,5-m-Höhenrasters simuliert. Rückkopplungen zur vertikalen Abflußbildung durch Infiltration des Oberflächenabflusses in Rasterelementen mit durch den Niederschlag nicht ausgeschöpftem Infiltrationsvermögen wurden einbezogen. Wenn nicht anders angegeben, wurde ein Manning-Rauheitsbeiwert $0.1 \text{ s m}^{-1/3}$ angenommen (vgl. Kap 5.2.5). Der Graben im Einzugsgebiet E6 wurde als Gerinne berücksichtigt. Vergleichsberechnungen ohne Gerinne zeigen, daß durch den Graben der Abfluß erheblich beschleunigt wird.

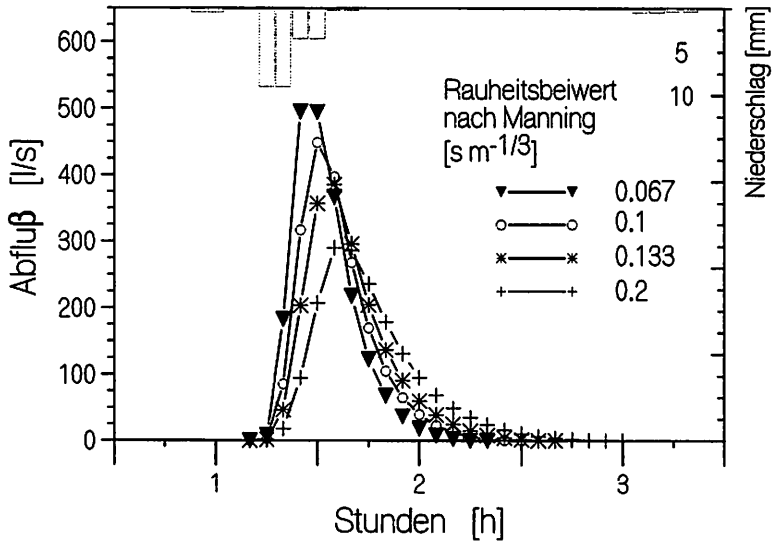


Abb. 9.2 Einfluß des Manning-Rauheitsbeiwertes auf den simulierten Abfluß
(Beispiel Ereignis 27. 5. 1993, Einzugsgebiet E2, Scheyern)

Manning-Rauheitsbeiwert [s/m ^{1/3}]	Scheitelabfluß [m ³ /s]	Niederschlag [m ³]	Oberflächenabfluß nach Infiltration [m ³]	davon A ₀ -Infiltration		Abfluß am Gebietsauslaß		
				[m ³]	[%] des Oberf.abf.	[m ³]	[%] des Oberf.abf.	[%] des Nieders.
Einzugsgebiet E2								
0.20	0.290	1010	699	174	25	525	75	52
0.13	0.385	"	"	138	20	562	80	56
0.10	0.449	"	"	117	17	583	83	58
0.08	0.486	"	"	103	15	597	85	59
0.067	0.495	"	"	93	13	606	87	60
Einzugsgebiet E6								
Rauheitsbeiwert = 10 s/m ^{1/3}								
i _∞ =75 mm/h, b=100%								
	0.497	2178	1108	420	38	688	62	32
i _∞ =100 mm/h, b=100%								
	0.434	"	1097	496	45	601	55	28
b = 50%								
	0.582	"	"	260	24	837	76	38
b = 25%								
	0.628	"	"	163	15	934	85	43

i_∞ = Endinfiltrationsrate

b = effekt. Breite des Oberflächenabflusses in der beginnenden Abflußmulde (Grasstreifengerinne)

Tab. 9.2 Einfluß von Manning-Rauheitsbeiwert und der effektiven Abflußbreite auf den Oberflächenabfluß für das Ereignis vom 27. 5. 1993

Eine hohe Sensitivität zeigt das Modell hinsichtlich des Manning-Rauheitsbeiwertes. Vergleichsrechnungen mit Rauheitsbeiwerten zwischen 0.2 und 0.067 s m^{-1/3} für das Einzugsgebiet E2 ergeben

Unterschiede im Spitzenabfluß zwischen 290 und 495 l/s (Tab. 9.2). Das Maximum wird bei niedrigem Rauheitsbeiwert bereits kurz nach Niederschlagsende bei gleichzeitig schnell abnehmendem Abfluß im ablaufenden Wellenast erreicht (Abb. 9.2).

Als weitere Eichgröße könnte die effektive Breite des Schichtabflusses verkleinert werden. Der reduzierte Abflußquerschnitt führt bei zunehmender Fließtiefe zu höherer Fließgeschwindigkeit mit steilerer Abflußwelle. Haider (1994) gibt Werte von 30 - 35% Fließbreite für Beregnungsversuche an (4,5- x 1,5-m-Parzellen). Bei gleicher Wirkung der effektiven Breite und des Manning-Rauheitsbeiwertes wurde auf die Einbeziehung der Breite verzichtet. Ein zusätzlicher Eichparameter verbessert die Qualität der Modellabbildung nicht.

In Tab. 9.2 ist weiterhin das Abflußvolumen am Gebietsauslaß angegeben. Das Abflußvolumen nimmt bei längeren Fließzeiten leicht ab. Dies ist auf Infiltration des Oberflächenabflusses nach Ende des Niederschlags zurückzuführen (A_e -Infiltration), die bei längeren Fließzeiten ein größeres Volumen erreicht. Durch A_e -Infiltration nimmt der Gebietsabfluß für E2 für das Beispiel in Tab. 9.2 bei hoher Fließgeschwindigkeit auf 87% und bei niedrigen Geschwindigkeiten auf 75% des in der Fläche (Parzellenmaßstab) bei Regenende entstandenen Oberflächenabflusses ab.

Wesentlich höhere A_e -Infiltrationsraten werden im Einzugsgebiet E6 erreicht. Hier fließt der Oberflächenabfluß einer begrasten Abflußmulde zu (Grasstreifengerinne, "grassed waterway"), bevor er über den Graben das Einzugsgebietes verlassen kann. Nur 50 % des in der Fläche entstandenen Oberflächenabflusses erreicht auch tatsächlich den Gebietsauslaß, der Rest infiltriert während des Fließvorgangs. Dabei infiltriert trotz geringen Anteils an der Gesamtfläche (14 %) ein überproportional hoher Anteil (insgesamt 75 % des infiltrierenden Oberflächenabflusses) im Bereich der Grasmulde, für die eine konstant hohe Infiltrationsrate angenommen wurde (Tab. 9.3). Wird das Infiltrationsvermögen des Grasstreifens reduziert oder der Oberflächenabfluß auf $\frac{1}{2}$ oder $\frac{1}{4}$ der Breite konzentriert, so reduziert sich auch die A_e -Infiltration deutlich auf 28 bzw. 19 % des Oberflächenabflusses.

Feldhydrotop	Oberflächenabfluß nach Infiltration [m³]	davon infiltriert [m³]	Bilanz- saldo [m³]	Flächenanteil [%]
Breite des Oberflächenabflusses für Grasmulde F21 = 100 %				
Ackerschlag A15	532	52	480	41
Ackerschlag A16	538	57	481	40
Wiese F20	3	2	1	3
Randstreifen	12	9	4	2
Grasmulde F21	12	374	-362	14
Breite des Oberflächenabflusses für Grasmulde F21 = 50 %				
Grasmulde F21	12	142	-130	14
Breite des Oberflächenabflusses für Grasmulde F21 = 25 %				
Grasmulde F21	12	47	-35	14

Tab. 9.3 A_e -Infiltration des Oberflächenabflusses im Einzugsgebiet E6 in Abhängigkeit zum Infiltrationsvermögen der Grasmulde für das Ereignis vom 27. 5. 1993

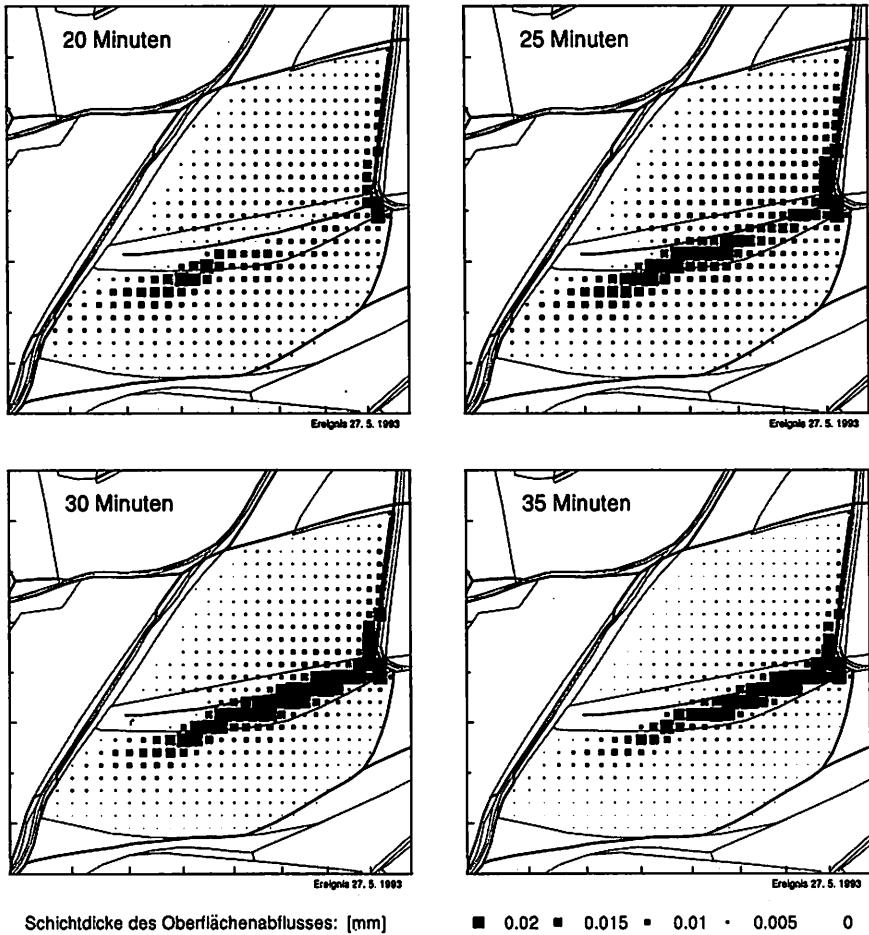


Abb. 9.3 Simulierte Schichtdicke des Oberflächenabflusses für das Einzugsgebiet E2, Scheyen während des Ereignisses vom 27. 5. 1993

Damit zeigt das Modell eine abflußreduzierende Wirkung durch Flächen mit hohem Infiltrationsvermögen auch bei nur geringem Anteil an der Gesamtfläche, wenn sie so angeordnet sind, daß sie von viel Abfluß überströmt werden (z.B. bei Grasstreifengerinne). Ein hoher Anteil des Abflusses kann hier infiltrieren und belastet nicht mehr das Gewässernetz. Diese Wirkung wird nur bei flächigem Oberflächenabfluß erreicht. Liegt eine derartige Konstellation vor, so kann umgekehrt nicht direkt über den Gerinneabfluß auf den in der Fläche gelieferten Abfluß zurückgeschlossen werden. In der Fläche kann z.T. höherer Abfluß auftreten, von dem ein Teil infiltriert und nicht zu gleich hohem Gebietsabfluß führt. Infiltration des Oberflächenabflusses wird erreicht (A_0 -Infiltration),

- wenn am Ende eines Niederschlagsereignisses die Niederschlagsintensität abnimmt und unter das Infiltrationsvermögen sinkt, der Oberflächenabfluß aber noch nicht das Gerinne erreicht hat, oder
- wenn Oberflächenabfluß aus einem stark verschlammten Feldhydrotop flächig in ein tieferliegendes Hydrotop mit noch nicht durch den Niederschlag ausgeschöpftem Infiltrationsvermögen fließt ("runoff/run-on" Phänomen nach Woolhiser et al., 1996).

Die Modellergebnisse decken sich mit den niedrigeren gemessenen Abflußsummen in den Einzugsgebieten E5 und E6, die nicht aus Boden- oder Nutzungseigenschaften erklärbar waren (vgl. Kap. 8.2).

9.3 Simulation der Oberflächenabflüsse am Neuenbürger Pfad

Die Modellanwendung im Einzugsgebiet Neuenbürger Pfad (23 ha) erfolgte für die im Simulationszeitraum 1992 bis 1995 fünf in der Abflußspitze größten Ereignisse. Dabei lagen für das absolut größte Ereignis vom 27.06.1994 keine Meßwerte vor (Umspülung des Pegelquerschnittes), so daß lediglich ein Spitzenwert aus dem Meßwert am Pegel Menzingen abgeschätzt werden konnte. Alle Ereignisse zeigten trotz z.T. hohen Niederschlagsmengen und -intensitäten geringe Abflußvolumen zwischen 0.3 und 11.7 % des Niederschlags (Merz, 1996; Maurer, 1997).

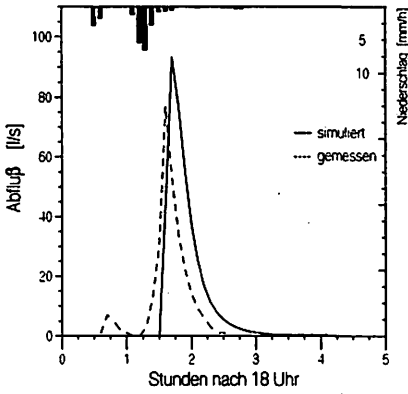
Berechnete und gemessene Abflußganglinien zeigt Abb. 9.4. Drei Ereignisse (21.07.1992, 12.08.1994 und 13.08.1995) stimmen gute bis befriedigende mit der Messung überein. Das Ereignis 22.07.1995 sowie das Spitzenereignis 27.06. 1994 werden in der Simulation deutlich überschätzt. Die Maximalabflüsse sind zum besseren Vergleich in Tabelle 9.4 angegeben.

Dabei werden die niedrigen Abflußspenden bei z.T. hohen Niederschlägen auch im Modell erreicht. Allerdings ist, bei den insgesamt niedrigen Abflüssen, eine hohe Modellsensitivität gegeben. Die Veränderung der Bedeckung um lediglich 5% kann sich bereits erheblich auf die Abflußspitze auswirken. Auch die Simulation der beiden schlecht abgebildeten Abflußereignisse (insbesondere 22.07.1995) kann durch speziell an die Ereignisse angepaßte Bedeckungen verbessert werden. Bei einheitlichen Jahresgängen der Bedeckung für alle Simulationsjahre verschlechtert sich damit aber die gute Abbildung anderer Jahre. Eine Verbesserung könnten jahresabhängige Verteilungen ergeben, die aber nicht vorliegen.

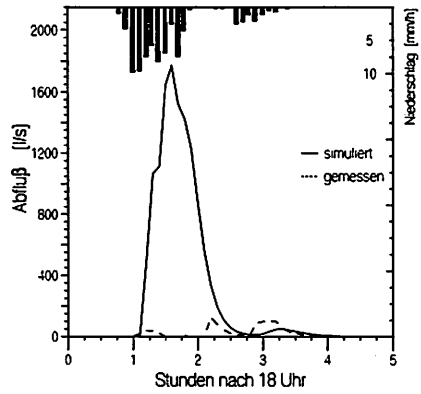
Datum	Niederschlag	gemessene Abflußmaxima	simulierte Abflußmaxima	
	[mm]	[l/s]	Verschlämmungs- modell [l/s]	Bodenfeuchte- modell [l/s]
21.07.1992	28 *	77 *	93	213
27.06.1994	81.2	> 600 **	1771	3406
12.08.1994	38.9	71 **	99	374
22.07.1995	31.4	27 **	421	511
13.08.1995	73.5	114 **	92	2204

Tab. 9.4 Simulierte und gemessene Abflußspitzen / Einzugsgebiet Neuenbürger Pfad
(* nach Bronstert, 1994; ** nach Maurer, 1997)

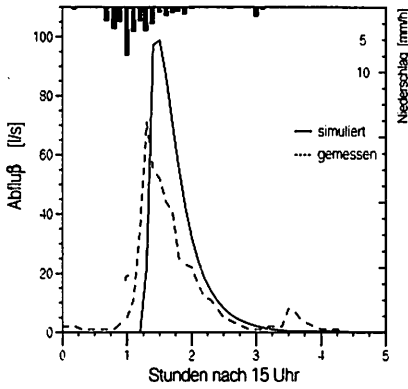
Ereignis: 21. 7.1992



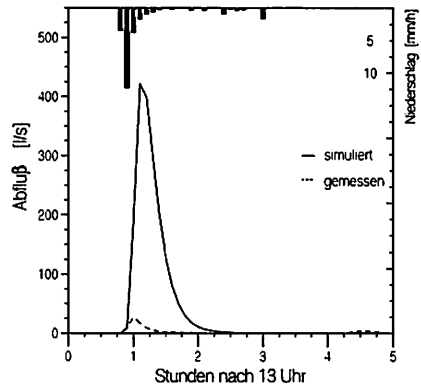
Ereignis 27. 6.1994



Ereignis: 12. 8.1994



Ereignis: 22. 7. 1995



Ereignis 13. 8. 1995

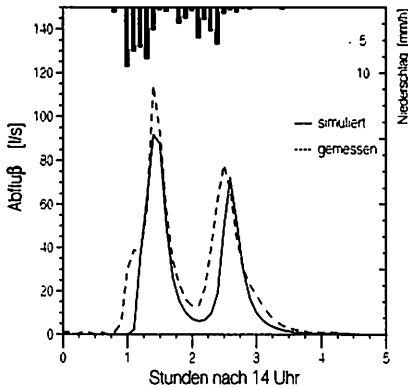


Abb. 9.4 Simulierte und gemessene Abflußereignisse, Pegel Neuenbürger Pfad

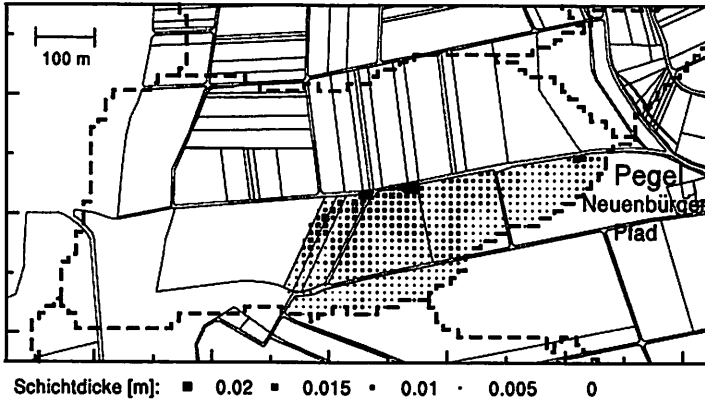
Ereignis	Niederschlag [m³]	Oberfl.abfluß nach Infiltration [m³]	davon:		Abfluß Gebietsauslaß		
			A _o -Infiltration [m³]	[%] des Oberf.abf.	[m³]	[%] des Oberf.abf.	[%] des Nieders.
Simulation Verschlammungsmodell H-KIN							
21.07.1992	7559	650	504	78	145	22	2
27.06.1994	23348	7710	3048	40	4662	60	20
12.08.1994	10897	1322	1089	82	233	18	2
22.07.1995	8691	1413	681	48	732	52	8
13.08.1995	21108	1342	1130	84	213	16	1
Simulation Bodenfeuchtemodell NASIM							
21.07.1992	7559	3356	2543	76	812	24	11
27.06.1994	23348	15250	3224	21	12026	79	52
12.08.1994	10897	3798	1952	51	1846	49	17
22.07.1995	8691	4563	2661	58	1902	42	22
13.08.1995	21108	13452	3354	25	10098	75	48

Tab. 9.5 Einfluß der Infiltration des Oberflächenabflusses (A_o-Infiltration) auf den Gebietsabfluß im Einzugsgebiet Neuenbürger Pfad

Einblick in die mit dem Verschlammungsmodell simulierten Ergebnisse erlaubt Tab. 9.5 u. 9.6, in der für jedes Feldhydrotop neben dem simulierten Oberflächenabfluß auch die A_o-Infiltration angegeben ist. Es zeigt sich die bereits aus Kap. 7 und 8 bekannte hohe Abhängigkeit der Abflußbildung von der Nutzungen. Jeweils nur einzelne Feldhydrotople liefern nennenswerte Oberflächenabflüsse. Dabei tragen für die unterschiedlichen Ereignisse wechselnde Feldhydrotople aktiv zum Oberflächenabfluß bei (vgl. Abb. 9.5). So bildet sich Oberflächenabfluß im Ereignis 1992 auf Maisfeldern im südwestlichen Teil des Einzugsgebietes, die auch im Juni 1994 abflußwirksam sind. Zusätzlich entstehen Abflüsse auf Gerstenfeldern im Südosten sowie Gemüsefeldern im Nordosten des Einzugsgebietes (Tab. 9.6). Im Ereignis August 1994 sind nur die Gemüse- und Gerstenfeldern an der Bildung von Oberflächenabfluß beteiligt, das Maisfeld mit nun dichter Bedeckung trägt nicht mehr zum direkten Abfluß bei. In allen drei Ereignissen nicht abflußwirksam sind Wald, Wiesen sowie Weizenflächen im nördlichen sowie südöstlichen Bereich des Einzugsgebietes.

Ein erheblicher Anteil des in der Fläche - konzentriert - entstandenen Oberflächenabflusses erreicht durch A_o-Infiltration nicht den Gebietsauslaß. Dabei unterscheiden sich Einzelereignisse deutlich mit Infiltration zwischen 40 und 80 % des Oberflächenabflusses. Diese hohe Variabilität steht im Zusammenhang mit der Dauer und Intensität des Niederschlags sowie der räumlichen Verteilung von Oberflächenabfluß produzierenden und infiltrierenden Feldhydrotopen. Neben der hohen Nutzungsabhängigkeit bei der Bildung des Oberflächenabflusses ist damit auch die räumliche Verteilung unterschiedlicher Feldhydrotople für den Gesamtabfluß eines Einzugsgebietes im Modellansatz einer verschlammungsgesteuerten Abflußbildung kennzeichnend. Vorsicht ist allerdings hinsichtlich der Menge der A_o-Infiltration bei den insgesamt niedrigen Abflüssen am Weiherbach geboten.

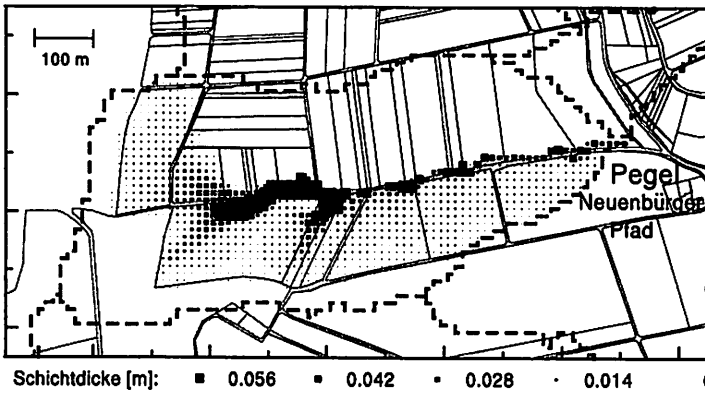
Ereignis 21. 7. 1992



abfluß-
wirk-
sam:

Mais

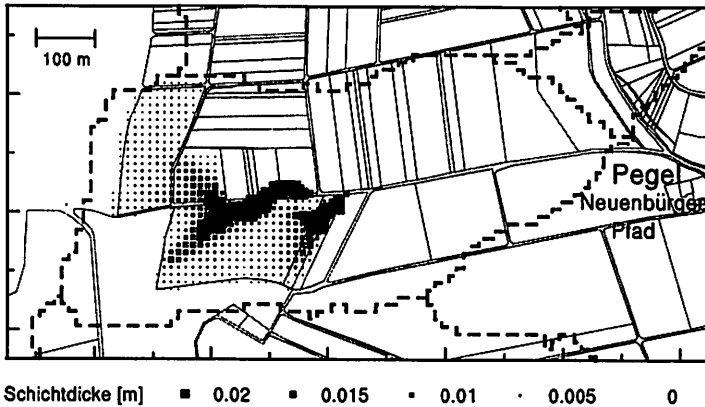
Ereignis 27. 6. 1994



abfluß-
wirk-
sam:

Mais
Gemüse
Gerste

Ereignis 12. 8. 1994



abfluß-
wirk-
sam:

Gemüse
Gerste

Abb. 9.5 Simulierte Schichtdicken des Oberflächenabflusses für drei Ereignisse im Einzugsgebiet Neuenbürger Pfad, Weiherbach

	Feldhydrotop	Oberflächenabfluß aus Niederschlag [m³]	infiltrierter Oberflächenabfluß [m³]	Bilanz- saldo [m³]	Flächenanteil [%]
Ereignis 21.07.1992	Winterweizen	21	228	-207	21
	Wintergerste	18	18	0	7
	Mais	567	170	396	26
	Futterrüben	2	6	-4	2
	Sonnenblume	1	12	-10	4
	Gemüse	16	18	-2	14
	Grünland	13	38	-25	12
	Laubwald	12	14	-3	13
Ereignis 27.06.1994	Winterweizen	85	1967	-1882	30
	Wintergerste	54	418	-365	11
	Mais	3582	193	3389	19
	Sonnenblume	1396	78	1319	8
	Gemüse	2556	212	2345	16
	Flächenstillegung	3	59	-57	3
	Laubwald	34	121	-87	13
	Ereignis 12.08.1994	Winterweizen	41	754	-713
Wintergerste		26	54	-29	11
Mais		60	93	-33	19
Sonnenblume		194	46	148	8
Gemüse		984	106	878	16
Flächenstillegung		1	1	0	3
Laubwald		16	35	-18	13
Ereignis 22.07.1995		Winterweizen	88	202	-114
	Wintergerste	16	150	-134	10
	Mais	1017	161	857	21
	Futterrüben	162	38	124	7
	Gemüse	1	1	0	2
	Flächenstillegung	27	32	-6	3
	Laubwald	102	97	5	13
	Ereignis 13.08.1995	Winterweizen	206	233	-27
Wintergerste		39	167	-128	10
Mais		577	419	158	21
Futterrüben		47	47	0	7
Gemüse		328	10	318	2
Flächenstillegung		29	151	-121	3
Laubwald		116	103	13	13

Tab. 9.6. A₀-Infiltration in einzelne Feldhydrotope im Einzugsgebiet Neuenburger Pfad bei Simulation mit dem Verschlammungsmodell H-KIN

Eine Folgerung aus der hohen räumlichen Varianz der Abflußbildung und der A₀-Infiltration liegt darin, daß auf wenigen, stark verschlammungsanfälligen Feldern mehr Abfluß auftritt, als nach dem am Gebietsauslaß gemessenen Abflüssen zu erwarten wäre. Aus dem Gebietsabfluß läßt sich daher

nicht auf die Erosionsgefährdung einzelner Felder schließen. Auch liefert das Modell eine Erklärung für die Differenz zwischen den für die Feldhydrotope simulierten hohen Abflüsse und den wesentlich niedrigeren, tatsächlich gemessenen Abflüsse am Gebietsauslaß. Auch im Modell nimmt der Abfluß in ähnlicher Größenordnung ab, falls eine Infiltration des Oberflächenabflusses (A_0 Infiltration) einbezogen wird.

Simulation einer bodenfeuchteabhängige Infiltration (NASIM-Ansatz):

Weitere Berechnungen wurden mit dem Bodenfeuchteansatz bei zusätzlichem Interflow (NASIM-Ansatz) durchgeführt (Tab. 9.4). Es ergeben sich deutlich überhöhte Abflüsse, falls die Modellparameter entsprechend der aus der Anwendung im FAM und Hollmuth übernommenen Vorgehensweise bestimmt werden. Nutzungsunterschiede werden über angepaßte, potentielle Transpirationsraten berücksichtigt. Unterschiede zwischen einzelnen Nutzungen sind nur gering, alle Feldhydrotope tragen ähnlich zum Abfluß bei (Tab 9.7).

Das Potential für die Infiltration des Abflusses beschränkt sich auf den Zeitraum ohne oder mit nur geringem Niederschlag. Trotzdem ergeben sich auch im Bodenfeuchteansatz absolut hohe A_0 -Infiltrationsmengen, die aber nicht die hohen Anteile des Verschlammungsmodells erreichen (Tab. 9.7). Insgesamt aber liegen die simulierten Abflußvolumen insbesondere aufgrund der hohen Werte der Abflußbildung weit über denjenigen im Verschlammungsmodell.

	Feldhydrotop	Oberflächenabfluß aus Niederschlag [m ³]	Infiltrierter Oberflächenabfluß [m ³]	Bilanz- saldo [m ³]	Flächenanteil [%]
Ereignis	Winterweizen	726	595	131	21
21.07.1992	Wintergerste	257	149	108	7
	Mais	828	537	291	26
	Futtermühen	66	47	19	2
	Sonnenblume	142	108	33	4
	Gemüse	475	426	48	14
	Grünland	420	359	60	12
	Laubwald	441	296	145	13

Tab. 9.7 A_0 -Infiltration in einzelne Feldhydrotope im Einzugsgebiet Neuenbürger Pfad bei Simulation mit dem Bodenfeuchtemodell (NASIM)

10. Vergleichende Analyse der Simulationsergebnisse im Hollmuth, in Scheyern und am Weiherbach

Mit dem Modell TOPSIM wurde ein flächendetailliertes Modell zur Simulation der Abfluestehung in kleinen, landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten geschaffen, welches unterschiedliche Entstehungsmechanismen des Oberflächenabflusses durch eigenständige Teilmodule abbildet. Berücksichtigt werden ein verschlammungsabhängiger Oberflächenabfluß nach H-KIN, Oberflächenabfluß bei Infiltrationsüberschuß über das NASIM-Bodenspeichermodell sowie Sättigungsflächenabfluß mit TOPMODEL.

Das Modell wurde zur Simulation der Abflüsse in drei unterschiedlichen Simulationsgebieten eingesetzt. Bei ähnlichen Reliefverhältnissen (Hügellandschaft) und Bodenbedingungen (lößhaltige Böden, Ausnahme Kuppenbereiche in Scheyern) bestehen Unterschiede im mittleren Jahresniederschlag bezogen auf die Simulationszeiträume (zwischen 760 und 1024 mm/Jahr), in der Nutzung (Schwarz- und Grasbrache, landwirtschaftliche Nutzung mit konventioneller und erosionsschonender Bewirtschaftung) sowie in der Größe der Einzugsgebiete (Parzellen- bis Einzugsgebiete), so daß ein Modelleinsatz unter unterschiedlichen Umweltbedingungen erfolgen kann.

In allen 3 Gebieten wurde Oberflächenabfluß gemessen, der entscheidend zum Hochwasserabfluß beiträgt. Dabei variieren die Abflußanteile am Niederschlag je nach Simulationsgebiet erheblich. Weiterhin zeigen die Messungen Unterschiede in der Abfluestehung im Parzellenmaßstab zwischen unterschiedlicher Nutzung und verschiedenen Böden. Zusätzlich werden räumliche Effekte zwischen Abflußbildung als Punktprozeß und dem Gebietsabfluß nach der Wellenakkumulation durch abnehmende Abflußspenden bei größer werdenden Einzugsgebieten und zunehmender Nutzungsvielfalt sichtbar.

Für die drei Simulationsgebieten wurden als Punktprozeß simulierte Abflüsse gemessenen Abflüssen gegenübergestellt. Dabei zeigen die einzelnen Teilmodule folgende Ergebnisse:

Verschlämmungsmodell H-KIN

- Sommerereignisse in allen drei Simulationsgebieten werden gut durch den Verschlämmungsansatz nach H-KIN wiedergegeben.
- Nicht abgebildet über den Verschlämmungsansatz werden größere Abflüsse im Winterhalbjahr im Hollmuth und in Scheyern. Am Weiherbach fehlen größere Winterereignisse.
- Gemessene nutzungsabhängige Unterschiede im Abfluß werden in vergleichbarer Form simuliert.
- Im Einzugsgebietsmaßstab (Weiherbach) zeigt sich eine hohe räumliche Varianz. Oberflächenabfluß entsteht nur auf Ackerschlägen mit verschlämmungsanfälliger Nutzung.

Bodenfeuchtemodell NASIM

- Bodenfeuchteverläufe für unterschiedliche Nutzungen im Hollmuth werden gut wiedergegeben.
- Ebenfalls gute Ergebnisse zeigt das Bodenfeuchtemodell für die weitgehend auf das Sommerhalbjahr beschränkten Abflußereignisse am Weiherbach, wobei ebenso wie beim Verschlämmungsmodell zu hohe Abflüsse simuliert werden. Im Hollmuth werden mit dem Bodenfeuchte-

modell Schwarzbracheabflüsse sowohl für Winter- als auch Sommerereignisse gut wiedergegeben. Dabei sind aber ergänzend Makroporeninfiltration oder Interflow einzubeziehen, die einen Teil des hohen Oberflächenabflusses aus dem Infiltrationsüberschuß über Bypass-Fließpfade an der Bodenmatrix vorbeileiten. Die Makroporeninfiltration zeigt sich besonders wirkungsvoll im Winterhalbjahr.

- Nutzungsunterschiede im Abfluß aus Ackerparzellen werden nicht abgebildet.
- Demgegenüber ist die Anwendung des Bodenfeuchteansatzes in Scheyern unbefriedigend, wo die durch die spezielle Anbautechnik niedrigen Sommerabflüsse deutlich überschätzt und hohe Abflüsse im Winterhalbjahr unterschätzt werden.

Sättigungsflächenmodell TOPMODEL

- Der Sättigungsflächenansatz zeigt gute Ergebnisse in Scheyern für die zeitliche Verteilung der Abflüsse über das Jahr, wobei sowohl Winter- als auch Sommerereignisse gut abgebildet werden. Nicht wiedergegeben werden allerdings nutzungs- und bodenabhängige Unterschiede zwischen den Teileinzugsgebieten.
- Ungeeignet zeigt sich TOPMODEL im Weiherbach zumindest bei ähnlicher Parameterwahl wie in Scheyern. Simulierte Ereignisse im Winterhalbjahr decken sich nicht mit gemessenen und umgekehrt.

Die Modellanwendung zeigt unterschiedliche Signifikanz der einzelnen Teilmodule, die auf unterschiedliche, an der Abflußbildung beteiligte Prozesse hinweisen. Es bestätigen sich bereits von Kwaad (1991) beobachtete Unterschiede in der Abflußbildung zwischen Sommer- und Winterhalbjahr. Entscheidend trägt im Sommerhalbjahr Oberflächenabfluß durch Verschlammung zur Abflußbildung (zumindest auf landwirtschaftlichen Nutzflächen) bei. Der Oberflächenabfluß entsteht durch eingeschränktes Infiltrationsvermögen der Verschlammungsschicht in Verbindung mit Niederschlägen hoher Intensität. Dabei zeigt sich eine hohe Nutzungsabhängigkeit, die aus der hohen Verschlammungsanfälligkeit einer ungeschützten Oberfläche nach der Aussaat oder der Ernte resultiert. Demgegenüber stehen größere Abflußereignisse im Winter in Verbindung mit erhöhter Bodenfeuchte im Boden nach Phasen größerer Niederschläge bei geringer Verdunstung oder der Schneeschmelze. Der Oberflächenabfluß resultiert aus einem eingeschränkten Wasseraufnahmevermögen des Bodens. Dabei treten entsprechende Ereignisse nur bei deutlich humiden Klimaverhältnissen auf; sie fehlen bei den zumindest für den Simulationszeitraum im Vergleich niedrigen Jahresniederschlägen am Weiherbach.

Damit zeigt sich das modulare System der Differenzierung einzelner Abflußkomponenten als geeignetes Hilfsmittel in der hydrologischen Simulation. Aus der Modellanwendung in kleinen, landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten sind folgende sinnvolle Einsatzbereiche der Teilmodule abzuleiten, die in Tab. 10.1 zusammengefaßt sind:

- Das Modell H-KIN ist gut geeignet, nutzungsbedingte Unterschiede in der Abflußentstehung auf Ackerschlaggröße abzubilden. Dabei ist ein sinnvoller Einsatz auf landwirtschaftlich genutzte Einzugsgebiete mit zur Verschlammung neigenden Böden beschränkt. Hier trägt der Verschlammungsprozeß entscheidend zur Entstehung von Oberflächenabfluß während des Sommerhalbjahres bei.
- Das Bodenfeuchtemodell nach NASIM in Kombination mit zusätzlicher Makroporeninfiltration eignet sich für eine Anwendung in größeren Einzugsgebieten, die eine integrierende Abflußbil-

zung zwischen unterschiedlichen Nutzungstypen prägt. Gute Einsatzmöglichkeiten liegen in der Abbildung boden- oder niederschlagsabhängiger Unterschiede zwischen Teileinzugsgebieten. Sowohl bodenfeuchte- als auch niederschlagsintensitätsbestimmte Ereignisse werden abgebildet. Kleinräumige, nutzungsbedingte Unterschiede für Ackerschläge bleiben unberücksichtigt.

- Das Sättigungsflächenmodell ist wirkungsvoll einzusetzen bei deutlich humiden Klimaverhältnissen. Abflüsse im Winterhalbjahr bei hoher Durchfeuchtung des Bodens können gut abgebildet werden (bodenfeuchtedominiert). Eine Anwendung des Topographieindex auf aus einer kleinräumigen Agrarstruktur abgeleitete Teilgebietsgrenzen ist nicht sinnvoll, da sich Einzugsgebietsgrenzen und Fließwege im Boden nicht decken.

In einer weitergehenden Modellanwendung wurden der Fließvorgang der als Punktprozeß simulierten Abflüsse bis zur Akkumulation als Gebietsabfluß einbezogen. In der Simulation erreicht ein hoher Anteil des flächig entstandenen Abflusses nicht den Gebietsauslaß, sondern infiltriert bereits während des Fließvorgangs in den Boden (A_0 -Infiltration). Durch Modellanwendung lassen sich folgende in den einzelnen Simulationsgebieten beobachteten Vorgänge aus der Infiltration des Oberflächenabflusses erklären:

- Die Abnahme der Abflußspenden mit zunehmender Parzellenlänge im Hollmuth bei angenommenen, kleinräumlich variablen Infiltrationsraten (z.B. durch Makroporeninfiltration).
- Die niedrigen Abflußspenden im südlichen Kehrfehd/Scheyern. Der Abfluß sammelt sich in einer ca. 20-30 m breiten Grasmulde, bevor er über einen Graben das Einzugsgebiet verlassen kann. Wird ein hohes Infiltrationsvermögen sowie ein flächiger Abfluß über die Grasmulde vorausgesetzt, so wird bei einer Abflußreduktion von insgesamt 50 % die Größenordnung des gemessenen Gebietsabflusses erreicht.
- Hohe simulierte Abflüsse im Parzellenmaßstab gegenüber niedrigem Gebietsabfluß am Weiherbach können auf Abnahme des Oberflächenabflusses um 40 bis 80 % während des Fließvorgangs im Einzugsgebiet zurückgeführt werden.

Die Abflußentstehung innerhalb des Einzugsgebietes konzentriert sich in der Simulation mit dem Modell H-KIN auf wenige, bei geringer aktueller Bedeckung stark verschlammungsanfällige Feldhydrotope und kann dabei lokal hohe Werte erreichen. Dies Verhalten deckt sich mit beobachteten Abflüssen in einem kleinen Einzugsgebiet durch Sokollek (1983), die sich auf wenige Getreidefelder konzentrieren, während Wiesen und Waldflächen keinen Abfluß liefern.

Ein hoher Anteil des Abflusses erreicht nicht das Gerinne, sondern infiltriert bereits innerhalb des Einzugsgebietes während des Fließvorgangs. Dabei ist auch die räumliche Verteilung unterschiedlicher Feldhydrotope für den Gesamtabfluß eines Einzugsgebietes kennzeichnend. Teilflächen mit hohem Infiltrationsvermögen bei geringer Verschlämmung (z.B. Grasmuldengerinne) können den Abfluß deutlich reduzieren, wenn sie von einem hohen Abflußanteil flächig überströmt werden. Dabei ist die Infiltration des Oberflächenabflusses von einer Vielzahl von Einflußfaktoren abhängig, insbesondere der Charakteristik des Niederschlagsereignisses (Dauer, Intensität u.ä.) sowie der räumlichen Verteilung abflußproduzierender und abflußreduzierender Teilflächen. Dies erschwert die Ableitung einfacher Transferfunktionen zwischen Abflußbildung im Parzellenmaßstab und akkumuliertem Gebietsabfluß z.B. in einfacher Relation zur Einzugsgebietsfläche.

Umweltfaktoren	Oberflächenabfluß aus Infiltrations- überschuß (Horton-Abfluß)		Sättigungs- flächenabfluß (TOPMODEL)	"subsurface stormflow"
	Verschläm- mung (H-KIN)	Infiltration in Bodenmatrix (NASIM)		
Boden				
Verschlämmungsanfällig	X	x	x	
geringe Leitfähigkeit		Z		
flachgründige Böden			Z	
tiefe, durchlässige Böden				Z
Relief				
Flachland	x	x		
Hügel- u. Mittelgebirgslands	X	x	X	z
Hangtop		D		
Hangfuß			D, A	
Konvergenz v. Fließwegen			A	
Nutzung				
Acker, differenziert	X			
Mischnutzung, diff.	X			
Wald				P
Klima				
arid bis semiarid		V		
humid u. subhumid			V	V, P
humid, hohe Winter-Nieders.			X	
subh., hohe Sommer-Nied.	X		x	
Maßstab				
Rasterelement/ Ackerschlag	X			
Einzugsgebiet (integrierend)		X	X	

X: nach Modelleinsatz im Holmuth, Scheyern u. Weiherbach

D: nach Dunne (1985)

V: nach Van de Griend & Engman (1985)

Z: nach Zuidema (1985) und Freeze (1974)

A: nach Anderson & Burt (1978)

P: nach Pearce et al. (1986)

Tab. 10.1 Einsatzmöglichkeiten einzelner Modellansätze zur Simulation des Oberflächenabflusses in Abhängigkeit von unterschiedlichen Umweltbedingungen

11. Zusammenfassung der Ergebnisse und Perspektiven

Abflußmessungen von Erosionsmeßparzellen und Kleinst Einzugsgebieten zeigen Oberflächenabfluß bereits bei moderaten Niederschlagsereignissen. Dabei besteht eine hohe Nutzungsabhängigkeit. Oberflächenabfluß entsteht im Zusammenhang mit einer Verschlämmung des Bodens. Bei einer durch Vegetation nicht geschützten Bodenoberfläche bildet sich durch die direkte Wirkung des Regentropfeneinschlags eine dünne Schicht mit geringer Leitfähigkeit, die das Infiltrationsvermögen entscheidend herabsetzt.

Zur Einbeziehung dieses Prozesses in die NA-Simulation wurde das Verschlämmungsmodell H-KIN entwickelt, welches

- die Abnahme der Infiltrationsrate durch Bodenverschlämmung als negative Exponentialfunktion in Abhängigkeit zur Energie des Niederschlags setzt,
- zusätzlich eine Nutzungsabhängigkeit der Infiltrationsrate berücksichtigt, indem der Niederschlag um den Bedeckungsgrad des Bodens durch Vegetation reduziert wird, und
- die allmähliche Rückentwicklung der Verschlammungsschicht in niederschlagsfreien Perioden oder nach einer Feldbearbeitung mit erneuter Zunahme der Infiltrationsrate einbezieht.

Erste Anwendungen des Modells auf Beregnungsversuche im Klostersgut Scheyern erlauben die Ableitung bodenabhängiger Modellparameter. Neben dem Bezug zum Boden zeigt das Verschlammungsmodell eine hohe Sensitivität bzgl. der Nutzung, die über den jahreszeitlichen Verlauf der Bedeckung eingeht. Die hohe Nutzungsabhängigkeit gemessener Abflüsse wird im Modell bestätigt. In bisher üblichen Modellen zur Infiltration in die Bodenmatrix (NASIM, HILLFLOW) oder zum Sättigungsflächenabfluß (TOPMODEL) geht eine Nutzungsabhängigkeit nur sekundär über eine angepaßte potentielle Verdunstung ein und führt nicht zu ähnlich hohen Unterschieden im Oberflächenabfluß. Damit steht mit dem Verschlammungsmodell H-KIN ein Instrument zur Verfügung, um die nutzungsabhängige Abflußbildung über physikalisch basierte Modellansätze in die NA-Modellierung einzubeziehen.

Um den Gesamtabfluß eines Einzugsgebietes zu bestimmen, wurde das Verschlammungsmodell H-KIN in das Einzugsgebietsmodell TOPSIM integriert, welches eine Simulation des Fließprozesses an der Oberfläche auf Rasterbasis vorsieht. Eingangsgröße bildet der für einzelne Feldhydrotopen mit unterschiedlicher Nutzung und Boden simulierte Oberflächenabfluß. Eine Kopplung von Oberflächenabfluß und Infiltrationsmodell ist über eine zusätzliche Infiltration aus dem Oberflächenabfluß auf Rasterelementen mit hohem, durch den Niederschlag noch nicht ausgeschöpftem Infiltrationsvermögen einbezogen.

Kennzeichnend für den Verschlammungsabfluß ist eine hohe kleinräumliche Varianz zwischen Akkerschlägen unterschiedlicher Nutzung. Oberflächenabfluß entsteht auf wenigen, bei geringer aktueller Bedeckung stark verschlammungsanfälligen Feldhydrotopen und kann lokal hohe Werte annehmen. Dabei erreicht in der Modellrechnung ein hoher Anteil des Abflusses nicht den Gebietsauslaß, sondern infiltriert während des Fließvorgangs (A_0 -Infiltration). Die A_0 -Infiltration ist besonders wirkungsvoll, wenn Oberflächenabfluß aus einem Feldhydrotop mit geringem Infiltrationsvermögen ein tieferliegendes Hydrotop mit hohem, noch nicht durch den Niederschlag ausgeschöpftem Infiltrationsvermögen erreicht („runoff/run-on“-Phänomen). Diese Modellergebnisse decken sich

mit Abflußmessungen im Kloostergut Scheyern, die für Einzugsgebiete mit Grasstreifengerinne mit hohem Infiltrationsvermögen im Vergleich deutlich niedrigere Abflußspenden ergeben. Damit hat die räumliche Verteilung abflußerzeugender und abflußreduzierender Feldhydrotope einen großen Einfluß auf den Gesamtabfluß des Einzugsgebietes. Es zeigt sich ein deutlicher Sprung beim Skalenübergang zwischen dem Abfluß in Parzellen oder Ackerschlägen und dem Gesamtabfluß eines Einzugsgebietes.

Nicht alle Böden neigen zur Verschlammung. Darüber hinaus können nicht alle Abflüsse über den Verschlammungsprozeß erklärt werden. "Winter"-Ereignisse in Verbindung mit hoher Bodenfeuchte und eingeschränktem Wasseraufnahmevermögen des Bodens werden nicht abgebildet, gleiches gilt für Schneeschmelzereignisse. Hier zeigen Modelle zur Infiltration in die Bodenmatrix (NASIM-Bodenspeicher) oder der Sättigungsflächenansatz nach TOPMODEL bessere Ergebnisse. Damit prägen über das Jahr verteilt unterschiedliche Prozesse die Abflußentstehung, die sich jeweils auch in der Modellierung wiederfinden sollten. Ein modularer Aufbau, wie ihn das Modell TOPSIM vorsieht, erweist sich hier als ein einfaches, wirkungsvolles Hilfsmittel, um je nach Umweltbedingungen die Abflußbildungsvorgänge über wechselnde, sich gegenseitig ergänzende Teilmodule abzubilden.

Zusammenfassend ergibt die Modellanwendung unter Einbeziehung von Abflußmessungen auf Erosionsmeßparzellen für die Abflußbildung in landwirtschaftlichen Einzugsgebieten folgendes Bild:

- Für verschlammungsanfällige Böden tritt Oberflächenabfluß bereits bei moderaten Niederschlagsereignissen auf. Der Oberflächenabfluß entsteht infolge einer im Bearbeitungszyklus variablen Verschlammung des Bodens.
- Dabei besteht ein hoher Nutzungsbezug, da die Vegetation den Boden vor dem direkten Regentropfenaufschlag und der daraus resultierenden Verschlammung schützt. Dies führt bei unterschiedlicher Nutzung zu einer kleinräumig hohen Variabilität. Oberflächenabfluß entsteht auf verschlammungsanfälligen Feldern mit geringer Bedeckung.
- Ein hoher Anteil des in der Fläche entstandenen Oberflächenabflusses erreicht nicht das Gerinne, sondern infiltriert bereits während des Fließvorgangs innerhalb des Einzugsgebietes. Dies führt zu einem Skalensprung zwischen dem lokal in der Fläche entstandenen Oberflächenabfluß und dem Teilgebietsabfluß. Dabei hat die räumliche Verteilung der Feldhydrotope einen hohen Einfluß auf den Gebietsabfluß.

Ein weitergehender Einsatz des Verschlammungsmodells ist insbesondere für praxisorientierte Fragestellungen von hohem Interesse, da das Modell die Simulation einer nutzungsabhängigen Abflußbildung auf physikalisch basierter Grundlage ermöglicht. Dabei stellt ein Modelleinsatz vergleichsweise geringe Anforderungen an die Modellparameter. Lediglich eine Nutzungskartierung ist erforderlich. Allerdings setzt die Simulation des Oberflächenabflusses eine kleinräumige Differenzierung des Einzugsgebietes in Rasterelemente bei gleichzeitig hoher zeitlicher Auflösung der Prozesse voraus. Der hieraus resultierende Rechenaufwand begrenzt die Flächengröße einer Modellanwendung. Bereits in diesem Maßstab können mit dem Modell viele in der Praxis relevante Fragestellungen bearbeitet werden:

- Abflußbildung und Entwässerung in kleinen Einzugsgebieten
- Auswirkungen von Nutzungsänderungen, speziellen erosionsverhindernden Anbautechniken, Grasstreifengerinne u.ä. auf den Gebietsabfluß

- Entwicklung von Konzepten zur Abflußreduzierung in der Fläche
- Kopplung des Modells an Berechnungen zur Erosion oder zum Stoffaustrag.

Wünschenswert ist, über Modellanwendungen unter weiterreichenden Boden-, Nutzungs-, und Klimaverhältnissen die Modellparameter für weitere Umweltbedingungen zu konsolidieren. Gleiches gilt für gleichzeitige Messungen des Gesamtabflusses eines Einzugsgebietes sowie von Parzellen mit unterschiedlicher Nutzung, die einen direkten Vergleich des Abflusses im Parzellen- und Einzugsgebietsmaßstab zulassen.

Auch in mesoskaligen Flußeinzugsgebieten ist ein Einsatz des Verschlammungsansatz H-KIN sinnvoll, um eine wirklichkeitsgetreue Abbildung von Nutzungsunterschieden für landwirtschaftliche Nutzflächen zu erreichen. Anzustreben ist dabei eine Kopplung mit Modellansätzen zur Infiltration in die Bodenmatrix (z.B. NASIM) oder zur Sättigungsflächenbildung (TOPMODEL), wie er im Modell TOPSIM über einen modularen Modellaufbau realisiert ist, um je nach Umweltbedingungen unterschiedliche Abflußbildungsmechanismen gerecht zu werden.

Vereinfachend kann für Teileinzugsgebiete ein integrierender Ansatz angewendet werden, indem für jeden im Einzugsgebiet vertretenen Feldhydrotop-Typ der verschlammungsgesteuerte Oberflächenabfluß simuliert und anschließend flächengewichtet zum Gebietsabfluß aufsummiert wird. Allerdings geht der Lagebezug verloren. Räumliche Effekte bleiben unberücksichtigt, die z.B. über die A_0 -Infiltration gerade bei der hohen räumlichen Varianz des Oberflächenabflusses im Verschlammungsansatz wirkungsvoll den Gebietsabfluß reduzieren. Dieser auch für andere Modelle (z.B. NASIM) relevante Skalensprung zwischen Abfluß in der Fläche und Gebietsabfluß kann über gängige Ansätze zur Retention und Translation, z.B. in Form des "unit hydrograph", nur unvollständig abgebildet werden. Weiterführende Untersuchungen sind erforderlich, um über topographische Parameter hinaus auch die Nutzung in ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung einzubeziehen. Gelingt dies, so kann mit dem Verschlammungsansatz eine verbesserte Einbeziehung von Nutzungsunterschieden in die NA-Simulation auch für größere Flußeinzugsgebiete erreicht werden.

Umgekehrt werden direkte Rückschlüsse aus dem Teilgebietsabfluß (Pegelmessung) auf kleinräumig variable Abflußspenden einzelner Feldhydrotope möglich, die für die lokale Bodenerosion oder für Fragestellungen zum Stoffaustrag hohe Bedeutung haben.

12. Summary

To understand the discharge formation in meso-scale drainage basins, one requires information about the formation of discharge within the point or plot scale. The most important factor here is the infiltration capacity of the soil, which in turn influences the formation of the overland flow. Within hydrological models, infiltration behaviour is normally associated with soil characteristics being constant over time. However, on agricultural fields, the infiltration behaviour can often change rapidly during the cultivation cycle due to soil sealing, which is caused by the kinetic energy from rain drops impacting the soil, and leads to a break down in the soil aggregates. Small soil particles are locally transported by splashing or running water and deposited within surface depressions. Even large soil pores are clogged. A thin surface layer is formed with low hydraulic conductivity which makes the formation of overland flow (Horton type) possible. It has been reported in literature, that the hydrologic conductivity of the sealed layer can decrease by a factor of up to 2000. This process is significantly influenced by vegetation cover. Surface sealing is limited to areas being directly exposed to raindrop impact, while vegetation cover protects the soil.

To include this process in hydrological modelling the deterministic model HKIN was developed. In HKIN the decrease of infiltration capacity is related to rainfall energy by a negative exponential decay function. The parameters of the exponential function are soil dependent and reflect the susceptibility to surface sealing. The effect of vegetation is included into HKIN by the percentage of surface coverage, for which the rainfall energy is reduced. The change of coverage according to the plant season can also be included. During periods without rain the soil dries out, the crust breaks, and a high infiltration capacity is restored. Within the model this process is considered by an iterative retreat function. Additionally, during field management, the potential infiltration rate is reset to its starting value.

The model was then tested against the following small scale discharge measurements:

- erosion plots with bare and grassed fallow and cross sections on vegetated fields (Dikau (1986) within the Holzmuth, northern Kraichgau)
- erosion plots during rainfall simulation experiments, no vegetation (Auerswald & Kainz, Freising and Scheyern, northern Munic)
- small watersheds (0.8 – 16.8 ha) with a specialised land use practice, focusing on erosion control, i.e. a high percentage of ground cover (Weigand & Auerswald in Scheyern (FAM))
- small watershed (Neuenbürger Pfad, 32 ha) with intensive cultivated fields as a part of the Weiherbach research area, Kraichgau (Plate, 1992)

First attempts were made to find relationships between model and soil parameters based on infiltration measurements taken during rainfall simulation experiments in Scheyern (FAM). Generally, silty to loamy soils are susceptible to surface sealing. Using statistical analysis, a dependency between the content of clay and sand, the amount of organic material, the pH-value and the surface sealing was found, but the statistical correlation was weak.

High model sensitivity was reached concerning different vegetation types and land use practice. For bare soil, agricultural fields with normal and erosion control practice, the differences in overland flow range from 71 mm, 30 mm to 21 mm as an average annual value for a representative 3 year period in Scheyern (FAM). For different crops under normal land-use practice, discharge values

range from 24 mm for corn to a maximum of 37 mm for maize. For maize the late development of the seal results in low coverage during spring and early summer, with a resulting high chance of sealing and overland flow due to summer rains with a high intensity.

The surface sealing model HKIN was then integrated into the model TOPSIM, which simulates discharge development within small watersheds. The model is based on a modular structure including TOPMODEL and a Holtan type of soil storage sub-model (NASIM) for discharge formation and a simple cinematic wave approach for overland flow routing on grid cell resolution.

Comparisons of the different sub-models were undertaken to identify the dominant mechanism for discharge formation on the field scale. A good agreement with measured discharge events was found for HKIN during summer events on the erosion plots in the Hollmuth, while during the winter the model failed. Here NASIM shows better results, simulating discharge in relation to the moisture content of the soil. For the small field scale drainage basins in Scheyern (FAM), the best results were found using TOPMODEL. For the "Neuenbürger Pfad" (Weiherbach), where summer events are more dominant, the best results were found using HKIN. Also, due to the combination of the local cultivation technique and the loamy to silty soils, surface sealing seems to be an important process for the formation of overland flow. Thus in Scheyern, with similar soils, a special land use technique focusing on a high rate of surface coverage prevents surface sealing. Discharge is reduced in areas with saturated soils in the case of extended periods of rainfall.

In a final investigation, the routing of the overland flow to the basin outlet was examined. For model simulations of single rainfall events, up to 75-85 % of the discharge formed on the field was infiltrated within the drainage basin, and did not reach the basin outlet. The simulated discharge rates confirm to measured values. This runoff/run-on phenomenon is due to:

- Infiltration of overland flow at the end of the rainfall event, when rainfall intensity decreases and the infiltration capacity of the soil allows additional overland flow to infiltrate.
- Locally high variable infiltration capacity caused by surface sealing in relation to vegetation cover of different field crops. Overland flow developed on fields with sparse vegetation cover and a high rate of surface sealing. It can then directly runoff to neighbouring fields with a dense vegetation and an ongoing high infiltration rate and thus does not reach the channel outlet. This process requires land use practice characterised by small field size and highly variable crop rotation, which are typical for western Europe.

As a summary, the following conclusions are possible:

- Surface sealing is an important process influencing overland flow formation on cultivated land during summer rains with high intensity.
- Differences in surface sealing for different field crops due to the degree of vegetation cover result in different flow rates. These highly variable measured discharge rates for different land use types can, to a certain degree, be explained by the rate of vegetation cover and surface sealing.
- Land use practice focusing on a high vegetation coverage during the whole season can significantly reduce the formation of discharge. This has additional positive effects on erosion rates.
- High differences between flow rates within fields and the drainage outflow are possible (runoff/run-on effect). Fields located in central parts of a drainage basin can reduce the outlet discharge, when a high infiltration capacity is guaranteed (for example grassed waterways). Thus the distribution of discharge producing and discharge infiltration areas within a drainage basin is an important factor for the discharge at the basin outlet.

12. Literatur

- Abbott, M.B., J.C. Bathurst, J.A. Cunge, P.E. O'Connell a. J.Rasmussen (1986): An introduction to European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, "SHE"; 1., 2., 3. u. 4.. J. Hydrol., 87, 45-123.
- Abdul, A.S. a. R.W. Gillham (1984): Laboratory studies of the effect of the capillary fringe on streamflow generation. Water Resources Res., 20, 691-698.
- Abrahams, A., A.J. Parsons a. S.H. Luk (1986): Field measurement of the velocity of overland flow using dye tracing. Earth Surf. Processes Landforms, 11, 653-657.
- Abrahams, A. a. A.J. Parsons (1990): Determining the mean depth of overland flow in field studies of flow hydraulics. Water Resources Res., 26, 501-503.
- Agassi, M., I. Shainberg a. J.Morin (1981): Effect of electrolyte concentration and soil sodicity on infiltration rate and crust formation. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, 848-851.
- Ahuja, L.R. a. D. Swartzendruber (1992): Flow through crusted soils: Analytical and numerical approaches. In: M.E. Sumner a. B.A. Stewart (Ed.), Soil crusting, chemical and physical processes, London, 93-122.
- Anderson, M.G. a. T.P. Burt (1978): The role of topography in controlling throughflow generation. Earth Surf. Processes Landforms, 3, 331-344.
- Atkinson, T.C. (1978): Techniques for measuring sub-surface flow on hillslopes, In: M.J. Kirkby (Ed.), Hillslope hydrology. John Wiley, NY, 73-120.
- Auerswald, K. (1993): Bodeneigenschaften und Bodenerosion. Relief Boden Paläoklima, Band 8, Stuttgart.
- Auerswald, K. (1996): Jahrgang der Eintrittswahrscheinlichkeit erosiver Starkregen in Süddeutschland. Z. Kulturtech. Landentwickl., 37, 81-84.
- Auerswald, K., M. Kainz, D. Schröder a. W. Martin (1992): Comparison of German and Swiss rainfall simulators - Experimental setup. Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., 155, 1-5.
- Auerswald, K., J. Westrup u. W. Jung (1994): Eignung der mit DGM/GIS geschätzten Hangneigungen für die Erosionsprognose. Mitt. Deutsch. Bodenkd. Ges., 74, 75-76.
- Auerswald, K. u. M. Kainz (1995): Integrative Verwirklichung einer bodenschützenden Landbewirtschaftung. In: Umweltgerechte Landbewirtschaftung im mitteldeutschen Agrarraum, Martin-Luther-Universität Halle, 86-91.
- Auerswald, K., S. Weigand u. M. Kainz (1995): Benjes-Hecken und Wasserhaushalt. Naturschutz u. Landschaftsplanung, 27, 176-179.

- Auerswald, K., a. J. Haider (1996): Runoff curve numbers for small grain under German cropping conditions. *J. of Environmental Management*, 47, 223-228.
- Baumhard, R.L., M.J.M. Römkens, F.D. Whisler a. J.Y. Parlange. (1990): Modeling infiltration into a sealing soil. *Water Resources Res.*, 26, 2497-2505.
- Becker, A. (1986): Neue Anforderungen und Lösungen bei der großflächigen hydrologischen Modellierung. *Wasserwirtschaft - Wassertechnik*, 7, 150-152.
- Ben-Hur, M, I. Shainberg, R. Keren a. M. Gal (1985): Effect of water quality and drying on soil crust properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 191-196.
- Ben-Hur, M, I. Shainberg a. J. Morin (1987): Variability of infiltration in a field with surface-sealed soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 1299-1302.
- Bernard, M. (1988): Kalibrierung und Eignung eines Coshocton-Probenteilers. *Mitt. Deutsch. Bodenkd. Ges*, 56, 79-80.
- Betson, R.P. (1964): What is watershed runoff? *J. Geophys. Res.*, 69, 1541-1552.
- Betzalel, I, J. Morin, Y. Benyamini, M. Agassi a. I. Shainberg (1995): Water drop energy and soil seal properties. *Soil Sci.*, 159, 13-22.
- Beven, K. (1984): Infiltration into a class of vertical non-uniform soils. *Hydrol. Sci. J.*, 29, 425-434.
- Beven, K. (1989): Changing ideas in hydrology -The case of physically-based models. *J. Hydrol.*, 105, 157-172.
- Beven, K. (1995): Linking parameters across scales: subgrid parameterizations and scale dependent hydrological models. *Hydrol. Processes*, 9, 507-525.
- Beven, K. a. M. Kirkby (1979): A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bulletin*, 24, 43-69.
- Beven, K. a. P. Germann (1982): Macropores and water flow in soils. *Water Resources Res.*, 18, 1311-1325.
- Beven, K., M. Kirby, N. Schoffield a. A. Tagg (1984): Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. *J. Hydrol.*, 69, 119-143.
- Beven, K. a. R.T. Clarke (1986): On the variation of infiltration into a homogeneous soil matrix containing a population of macropores. *Water Resources Res.*, 22, 383-388.
- Beven, K., A. Calver a. R.M. Morris (1987): The Institute of Hydrology distributed model. Rep. 98, Inst. of Hydrol., wallingford, Oxon, United Kingdom.
- Beven, K. a. A. Binley (1992): The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol. Processes*, 6, 279-298.

- Beven, K., P. Quinn, R. Romanowicz, J. Freer, J. Fisher a. R. Lamb (1995): TOPMODEL. In: B.P. Singh (Ed.), Computer models of watershed hydrology, Water Resources Publications.
- Beven, K., R. Lamb, P. Quinn, R. Romanowicz a. J. Freer (1995): Topmodel and Gridatb - A user guide to the distributed versions 95.01. CRES Technical Report TR 110, Lancaster University, UK.
- Binley, A., J. Elgy a. K. Beven (1989): A physically based model of heterogeneous hillslopes 1. runoff production. *Water Resources Res.*, 25, 1219-1226.
- Blöschl, G., a. M. Sivapalan (1995): Scale issues in hydrological modelling: A review. In: J.D. Kalma a. M. Sivapalan (Ed.), *Scale issues in hydrological modelling*, Wiley, 9-48.
- Bodenkundliche Kartieranleitung (1982): Arbeitsgruppe Bodenkunde (Hg.). Hannover.
- Bohleber, A. (1992): Quantifizierung von Bodenwasserbewegungen unter kombiniertem Einsatz von Neutronen- und Gamma-Gamma-Sonde. Untersuchungen am Beispiel des Standortes Weiherbachtal im Kraichgau (Baden-Württemberg). *Schriftenreihe Angewandte Geologie*, 18, Uni. Karlsruhe.
- Boiffin, J. (1985): Stages and time-dependency of soil crusting in situ. In: F. Callebaut, D. Gabriels a. M. DeBoodt (Ed.), *Proc. of an Int. Symp. on the assessment of soil surface sealing and crusting*, Ghent, Belgium, 91-98.
- Bonell, M. (1993): Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *J. Hydrol.*, 150, 217-275.
- Bork, H.-R. (1988): Bodenerosion und Umwelt - Verlauf, Ursache und Folgen der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion. *Landschaftsgenese u. Landschaftsökologie*, Heft 13, TU-Braunschweig.
- Bork, H.-R., B. Diekkrüger u. H. Rohdenburg (1985): Applikation eines deterministischen Gebietsmodells zur Beschreibung der Wasserflüsse in Agrarökosystemen. *Landschaftsgenese u. Landschaftsökologie*, Heft 10, TU-Braunschweig.
- Bradford, J.M., J.E. Ferris a. P.A. Remley (1987): Interrill soil erosion processes: I. Effect of surface sealing on infiltration, runoff and soil splash detachment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 1566-1571.
- Bradford, J.M. a. C. Huang (1992): Mechanisms of crust formation: Physical components. In: M.E. Sumner a. B.A. Stewart (Ed.), *Soil crusting: chemical and physical processes*, London, 55-73.
- Bronstert, A. (1994): Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. *Mit. d. Inst. f. Hydrologie u. Wasserw.*, Karlsruhe, Heft 46.
- Bruneau, P., C. Gascuel-Odoux, P. Robin, Ph. Merot a. K. Beven (1995): Sensitivity to space and time resolution of a hydrological model using digital elevation data. *Hydrol. Processes*, 9, 69-81.
- Bryan, R.B. a. J. Poesen (1986): Laboratory experiments on the influence of slope length on runoff, percolation and rill development. *Earth Surf. Processes Landforms*, 14, 211-231.

- Burt, T.P. (1989): Storm runoff generation in small catchments in relation to the flood response of large basins. In: K. Beven a. P. Carling (Ed.), *Floods: Hydrological, sedimentological and geomorphological implications*, John Wiley.
- Buttle, J.M. (1994): Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography*, 18, 16-41.
- Chen, Y., J. Tarchitzky, J. Brouwer, J. Morin a. A. Banin (1980): Scanning electron microscope observations on soil crusts and their formation. *Soil Sci.*, 130, 49-55.
- Connolly R.D., a. D.M. Silburn (1995): Distributed parameter hydrology model (ANSWERS) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data II: Application to spatially uniform catchments. *J. Hydrol.*, 172, 105-125.
- Cousen, S.M. a. P.J. Farres (1984): The role of moisture content in the stability of soil aggregates from a temperate silty soil to raindrop impact. *Catena*, 11, 313-320.
- De Roo, A.P.J. a. H.Th. Riezebos (1992): Infiltration experiments on loess soils and their implications for modelling surface runoff and soil erosion. *Catena*, 19, 221-239.
- Demuth, N. u. A. Hiltbold (1993): "Preferential flow": Eine Übersicht über den heutigen Kenntnisstand. *Z Pflanzenernähr. Bodenkd.*, 156, 479-484.
- Diekkrüger, B. (1992): Standort- und Gebietsmodelle zur Simulation der Wasserbewegung in Agrarökosystemen. *Landschaftsökologie und Umweltforschung*, Heft 19, TU Braunschweig.
- Diekkrüger, B. a. H.R. Bork (1994): Temporal variability of soil surface crust conductivity. *Soil Technology*, 7, 1-18.
- Dikau, R. (1986): Experimentelle Untersuchungen zu Oberflächenabfluß und Bodenabtrag von Meßparzellen und landwirtschaftlichen Nutzflächen. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, Heft 81.
- Disse, M. (1994): Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. *Mit. d. Inst. f. Hydrologie u. Wasserw.*, Karlsruhe, Heft 53.
- Dommermuth, H. u. W. Trumpf (1990): Die Verdunstung in der Bundesrepublik Deutschland, Zeitraum 1951-1980. Teil I. Selbstverlag des DWD, Offenbach.
- Duley, F.I. (1939): Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 4, 60-64.
- Dunne, T. (1978): Field studies of hillslope flow processes. In: M.J. Kirkby (Ed.) *Hillslope hydrology*, John Wiley, NY.
- Dunne, T. a. R.D. Black (1970): An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Res.*, 6, 478-490.

- Dunne, T., W. Zhang a. B.F. Aubry (1991): Effects of rainfall, vegetation and microtopography on infiltration and runoff. *Water Resources Res.*, 27, 2271-2285.
- Durand, P., A. Robson a. C. Neal (1992): Modelling the hydrology of submediterranean mountain catchments (Mont Lozere, France), using TOPMODEL: initial results. *J.Hydrol.*, 139, 1-14.
- Durner W. (1991): Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeit strukturierter Böden. *Bayreuther bodenkundliche Berichte*, Band 20.
- DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft Nr.113 (1984): Arbeitsanleitung zur Anwendung von Niederschlags-Abflußmodellen in kleineren Einzugsgebieten, Teil 2 Synthese. Verlag Paul Parey, Hamburg.
- DVWK-Merkblatt 238 (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Verlag Paul Parey, Hamburg.
- Dyck, S. (1978): Der Wasserhaushalt der Flußgebiete. VEB Verlag, Berlin.
- Ela, S.D., X.C. Gupta a. W.J. Rawls (1992): Macropore and surface seal interactions affecting water infiltration into soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 714-721.
- Engman, E.T. (1986): Roughness coefficients for routing surface runoff. *J. Irr. Drain. Eng.*, 112, 39-53.
- Farajalla, N.S., Vieux, B.E. (1995): Capturing the essential spatial variability in distributed hydrological modelling: infiltration parameters. *Hydrol. Processes*, 9, 55-68.
- Farres, P.J. (1978): The role of time and aggregate size in crusting process. *Earth Surf. Processes Landforms*, 3, 243-254.
- Farres, P.J. (1985): Feedback relationships between aggregate stability, rainsplash erosion and soil crusting. In: F. Callebaut, D. Gabriels a. M. DeBoodt (Ed.), *Proc. of an Int. Symp. on the assessment of soil surface sealing and crusting*, Ghent, Belgium, 82-90.
- Farres, P.J. a. J. Muchena (1996): Spatial patterns of soil crusting and their relationship to crop cover. *Catena*, 26, 247 - 260.
- Faures, J.M., C.C. Goodrich, D.A. Woolhiser a. S. Sorooshian (1995): Impact of small-scale spatial rainfall variability on runoff modeling. *J. Hydrol.*, 173, 309-326.
- Fett, W. (1993): Die Nutzung räumlich hoch aufgelöster Gebietsinformationen für die Simulation von Hochwasserganglinien in humiden Mittelgebirgslandschaften. *Schriftenreihe Hydrologie / Wasserwirtschaft*, Ruhr Univ. Bochum, Heft 12.
- Fett, W. u. G. Schulz (1995): Ein quasi-physikalisches Niederschlag-Abfluß-Modell auf der Basis eines Digitalen Geländemodells. *Wasserwirtschaft*, 85, 80-84.
- Flügel, W.-A. (1979): Untersuchungen zum Problem des Interflow. *Heidelb. Geogr. Arbeiten*, 56, 170 S.

- Flury, M., H. Flühler, W. Jury a. J. Leuenberger (1994): Susceptibility of soils to preferential flow of water: A field study. *Water Resources Res.*, 30, 1945-1954.
- Freebairn, D.M., S.C. Gupta a. W.J. Raws (1991): Influence of aggregate size and microrelief on development of surface soil crusts. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 188-195.
- Freeze, A. (1972): Role of subsurface flow in generation surface runoff, 2. Upstream source areas. *Water Resources Res.*, 8, 1272-1283.
- Freeze, A. (1974): Streamflow generation. *Reviews of Geophysics a. Space Physics*, 12, 627-647.
- Freeze, A. (1980): A stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope. *Water Resources Res.*, 16, 391-408.
- Freeze, A. (1987): Modelling interrelationships between climate, hydrology, and hydrogeology and the development of slopes. In: M. Anderson a. K. Richards (Ed.). *Slope stability*, John Wiley, London.
- Gascuel-Odoux, C., P. Bruneau a. P. Curmi (1991): Runoff generation: Assessment of relevant factors by means of soil microtopography and micromorphology analysis. *Soil Technology*, 4, 209-219.
- Gerlinger, K. (1997): Erosionsprozesse auf Lößböden: Experimente und Modellierung. *Inst. f. Wasserbau u. Kulturtechnik, Univ. Karlsruhe, Heft 194*.
- Germann, P. a. K. Beven (1985): Kinematic wave approximation to infiltration into soils with sorbing macropores. *Water Resources Res.*, 21, 990-996.
- Glass, R.J., T. S. Steenhuis a. J. Parlange (1989): Mechanism for finger persistence in homo-geneous, unsaturated, porous media: Theory and verification. *Soil Sci.*, 148, 60-70.
- Govers, G. (1991): A field study on topographical and topsoil effects on runoff generation. *Catena*, 18, 91-111.
- Govers, G. a. J. Poesen (1985): A field-scale study of surface sealing and compaction on loam and sandy loams soils. Part 1. Spatial variability of soil surface sealing and crusting. In: F. Callebaut, D. Gabriels a. M. DeBoodt (Ed.), *Proc. of an Int. Symp. on the assessment of soil surface sealing and crusting*, Ghent, Belgium, 171-193.
- Grayson, R.B., I.D. Moore, T.A. McMahon (1992): Physically based hydrologic modeling 1. A terrain-based model for investigative purposes. *Water Resources Res.*, 28, 2639-2658.
- Green, W.H. a. G.A. Ampt (1911): Studies of soil physics. 1. The flow of air and water through soils. *J. Agric. Science*, 4, 1-24.
- Gutknecht, D. (1996): Abflußentstehung an Hängen - Beobachtungen und Konzeptionen. *Österreichische Wasser und Abfallwirtschaft*, 48, 134-143.

- Haase, M (1996): Ein Datenmodell für die Hydrologie. Mit. des Inst. f. Wasserbau u. Wasserwirtschaft, RWTH Aachen, Heft 107.
- Haider, J. (1994): Herbizide in Oberflächenabfluß und Bodenabtrag - Feldversuche mit simuliertem Regen - Diss. Lehrstuhl für Bodenkunde, Techn. Univ. München-Weihenstephan.
- Hardy, J. Shainberg, M. Gal a. R. Keren (1983): The effect of water quality and storm sequence upon infiltration rate and crust formation. *J. Soil Sci.*, 34, 665-676.
- Helming, K. (1992): Die Bedeutung des Mikroreliefs für die Regentropfenerosion. *Bodenökologie und Bodengeneese Heft 7*, TU Berlin, Institut für Ökologie.
- Henk, U. (1989): Untersuchungen zur Dynamik der Regentropfenerosion und der Oberflächenverschlammung bei unterschiedlichen Strukturzuständen und Wasserspannungen an der Bodenoberflächen. *Mitteilg. Dtsch. Bodenkundl. Ges.*, 59/II, 1073-1078
- Hewlett, J.D. (1974): Comments on letters relating to 'Role of subsurface flow in generation sur-face runoff, 2. Upstream source areas' by A. Freeze. *Water Resources Res.*, 10, 605-607.
- Hewlett, J.D. a. A.R. Hibbert (1963): Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *J. Geophys. Res.*, 68, 1081-1087.
- Hillel, D. (1980): *Fundamentals of soil physics*. Academic Press, New York, 413 S.
- Holtan, H.N. (1961): A concept for infiltration estimates in watershed engineering. U.S. Dep. of Agric. publications ARS 41-51.
- Hornberger, G.M., K. Beven, B.J. Cosby a. D.E. Sappington (1985): Shenandoah watershed study: Calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resources Res.*, 21, 1841-1850.
- Horton, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*, 14, 446-460.
- Horton, R.E. (1939): Analysis of runoff plot experiments with varying infiltration capacity. *Trans. Am. Geophys. Union, Part IV*, 693-694.
- Hoyningen-Huene, J. von (1983): Die Interzeption des Niederschlages in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. In: *DVWK Schriften* 57, 95-135.
- Jones, J.A.A. (1997): Pipeflow contributing areas and runoff response. *Hydrol. Processes*, 11, 35-41.
- Jung, L. u. R. Brechtel (1980): Messungen von Oberflächenabfluß und Bodenabtrag auf verschiedenen Böden der Bundesrepublik Deutschland. *DVWK-Schriften, Heft 48*, Verlag Paul Parey Hamburg.
- Kainz, M., K. Auerswald a. R. Vöhringer (1992): Comparison of German and Swiss rainfall simulators - Utility, labour demands and costs. *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.*, 155, 7-11.

- Karl, J., M. Porzelt u. G. Bunza (1985): Oberflächenabfluß und Bodenerosion bei künstlichen Starkniederschlägen. In: DVWK-Schriften, Heft 71, 37-102.
- Kladivko, E., A. Mackay a. J. Bradford (1986): Earthworms as a factor in the reduction of soil crusting. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 191-196.
- Knauf, D. (1980): Die Berechnung des Abflusses aus einer Schneedecke. Analyse und Berechnung oberirdischer Abflüsse. In: DVWK-Schriften, Heft 46, 95-135.
- Knoblauch, S. (1996): Wasser- und Stofftransport über präferentielle Fließbahnen in Böden - eine Literaturübersicht. *Wasserwirtschaft*, 11, 598-602.
- Kolle, O. (1997): Langzeituntersuchung der Energie- und Wasserbilanz einer landwirtschaftlich genutzten Fläche mit Hilfe von Messungen und Modellrechnungen. Diss. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Forschungszentrum Karlsruhe.
- KOSTRA (1998): Starkniederschlagshöhen für Deutschland. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- Kwaad, F.J.P.M. (1991): Summer and winter regimes of runoff generation and soil erosion on cultivated loess soils (The Netherlands). *Earth Surf. Processes Landforms*, 16, 653-662.
- Le Bissonnais, Y. (1990): Experimental Study and modelling of soil surface crusting processes. *Catena Suppl.*, 17, 13-28.
- Le Bissonnais, Y., A. Bruand a. M. Jamagne (1989): Laboratory experimental study of soil crusting: Relation between aggregate breakdown mechanisms and crust structure. *Catena*, 16, 377-392.
- Le Bissonnais, Y. a. M. Singer (1992): Crusting, runoff and erosion response to soil water content and successive rainfalls. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 1898-1903.
- Le Bissonnais, Y. a. M. Singer (1993): Seal formation, runoff, and interrill erosion from seventeen California soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 224-229.
- Le Bissonnais, Y., B. Renaux a. H. Delouche (1995): Interactions between soil properties and moisture content in crust formation, runoff and interrill erosion from tilled loess soils. *Catena*, 25, 33-46.
- Leavesley, G.H., P. Restrepo, L.G. Stannard, L.A. Frankoski a. A.M. Sautins (1994): The Modular Modelling System (MMS) - A modelling framework for multidisciplinary research and operational applications. US Geological Survey, Denver, USA.
- Lehmann, W. (1995): Anwendung geostatistischer Verfahren auf die Bodenfeuchte in ländlichen Einzugsgebieten. Mit. d. Inst. f. Hydrologie u. Wasserw., Karlsruhe, Heft 52.
- Lempert, M., M.W. Ostrowski u. H. Müller (1994): Die Berechnung des Oberflächenabflusses auf Grundlage digitaler Höhenmodelle. *Wasser & Boden*, 11, 49-54.

- Levy, G., I., Shainberg a. J. Morin (1986): Factors affecting the stability of soil crusts in subsequent storms. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 196-201.
- Levy, G., J. Levin a. I. Shainberg (1994): Seal formation and interrill soil erosion. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, 203-209.
- Loague, K.M. (1988): Impact of rainfall and soil hydraulic property information on runoff predictions at the hillslope scale. *Water Resources Res.*, 24, 1501-1510.
- Loague, K.M. (1990a): R-5 revisited: 1. Spatial variability of infiltration on a small rangeland catchment. *Water Resources Res.*, 26, 957-971.
- Loague, K.M. (1990b): R-5 revisited: 2. Reevaluation of a quasi-physically based rainfall-runoff model with supplemental information. *Water Resources Res.*, 26, 972-983.
- Maniak, U. (1988): *Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure.* Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag.
- Martin, W. u. M. Kainz (1988): Abhängigkeit des Infiltrationsverlaufs von Bodeneigenschaften bei simuliertem Starkregen. *Mitt. Deutsch. Bodenkd. Ges.*, 57, 205-210.
- Maurer, T. (1997): *Physikalisch begründete, zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten.* Mit. d. Inst. f. Hydrologie u. Wasserw., Karlsruhe, Heft 61.
- McDonnell, J. (1990): A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Res.*, 26, 2811-2832.
- McDonnell, J., M.K. Stewart a. I.F. Owens (1991): Effect of catchment-scale subsurface mixing on stream isotopic response. *Water Resources Res.*, 27, 3065-3073.
- McIntyre, D.S. (1958): Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Sci.*, 85, 185-189.
- Mein, R. a. C. Larson (1973): Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resources Res.*, 9, 384-395.
- Merz, B. (1996): Modellierung des Niederschlag-Abfluß-Vorgangs in kleinen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität. Mit. d. Inst. f. Hydrol. u. Wasserw., Karlsr., Heft 56.
- Meuser, A. (1989): Einfluß von Brachlandvegetation auf das Abflußverhalten in Mittelsgebirgslagen. Beiträge zur Hydrologie, Kirchzarten.
- Mollenhauer, K., S. Müller u. B. Wohlrab (1985): Oberflächenabfluß und Stoffabtrag von landwirtschaftlich genutzten Flächen. In: *DVWK-Schriften*, Heft 71, 103-184.
- Moore, D.C. a. M.J. Singer (1990): Crust formation effects on soil erosion processes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 1117-1123.

- Moore, I.D. (1981): Effect of surface sealing on infiltration. *Trans. ASAE*, 24, 1546-1552, 1561, 1981.
- Moore, I.D. a. R.B. Grayson (1991): Terrain-based catchment partitioning and runoff prediction using vector elevation data. *Water Resour. Res.*, 27, 1177-1191.
- Moore, I.D., R.B. Grayson, a. A.R. Ladson (1991): Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrol. Processes*, 5, 3-30.
- Moore, R.D. a. J.C. Thompson (1996): Are water table variations in a shallow forest soil consistent with the TOPMODEL concept? *Water Resources Res.*, 32, 663-669.
- Morel-Seytoux, H.J. (1981): Application of infiltration theory for the determination of excess rainfall hyetograph. *Water Resource Bulletin*, 17, 1012-1022.
- Morgan, R.P.C., J.N. Quinton a. R.J. Rickson (1993): EUROSEM: a user guide. Silsoe College, Cranfield University, UK.
- Morin, J. a. Y. Benyamini (1977): Rainfall infiltration into bare soils. *Water Resources Res.*, 13, 813-817.
- Morin, J., R. Keren, Y. Benjamine, M. Ben-Hur a. I. Shainberg (1989): Water infiltration as affected by soil crust and moisture profile. *Soil Sci.*, 148, 53-59.
- Mosley, M.P. (1979): Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resources Res.*, 15, 795-806.
- Mosley, M.P. (1982): Subsurface flow velocities through selected forest soils, South Island, New Zealand. *J. Hydrol.*, 55, 65-92.
- Mualem, Y., a. S. Assouline (1992): Flow processes in sealing soils: Conceptions and solutions. In: M.E. Sumner a. B.A. Stewart (Ed.), *Soil crusting: chemical and physical processes*, London, 123-149.
- Neuman, S.P. (1976): Wetting front pressure head in the infiltration model of Green and Ampt. *Water Resources Res.*, 12, 564-566.
- Nieber, J.L. a. G.S. Warner (1991): Soil pipe contribution to steady subsurface stormflow. *Hydrol. Processes*, 5, 329-344.
- Niederschlag-Abfluß-Modell NASIM: Programmdokumentation, Version 1.73 (1992): Hrsg.: Ostrowski, M.W. u. U. Wolf. Hydrotec, Aachen.
- Oliver, M., a. R. Webster (1986): Semi-variograms for modelling the spatial pattern of landform and soil properties. *Earth Surf. Processes Landforms*, 11, 491-504.
- O'Loughlin, E.M. (1981): Saturation regions in catchments and their relations to soil and topographic properties. *J. Hydrol.*, 53, 229-246.

- O'Loughlin, E.M. (1986): Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Res.*, 22, 794-804.
- Onstad, C.A. (1984): Depressional storage on tilled soils. *Trans. ASAE*, 27, 729-732.
- Ostrowski, M.W. (1982): Ein Beitrag zur kontinuierlichen Simulation der Wasserbilanz. *Mit. des Inst. f. Wasserbau und Wasserwirtschaft, RWTH Aachen*, Heft 42.
- Ostrowski, M.W., U. Wolf u. F. Rohde (1984): Die Berechnung der aktuellen Infiltration mittels Bodenfeuchtesimulation. *Wasserwirtschaft*, 74, 3-7.
- Ostrowski, M.W., D. Schithelm u. E. Schütz (1988): Eine standardisierte Methode für den Einsatz deterministischer, hydrologischer Modelle in der Wasserwirtschaft. *Wasser u. Boden*, 12, 693-697.
- Overland, H. u. H. Kleeberg (1993): Möglichkeiten der Abflußmodellierung unter Nutzung von Geoinformationssystemen. *Mit. d. Inst. f. Wasserwesen, Uni d. Bundesw. München*, 45.
- Pasche, E. u. R. Schröder (1994): Erhebung und Analyse hydrologischer Daten auf der Basis Geographischer Informationssysteme. *DVWK*, 18. Fortbildungslehrg. Hydrologie, Niederschlag-Abfluß-Modelle für kleine Einzugsgebiete und ihre Anwendung, Karlsruhe.
- Pearce, A.J., M.K. Stewart a. M.G. Sklash (1986): Storm runoff generation in humid headwater catchments 1. Where does the water come from? *Water Resources Res.*, 22, 1263-1272.
- Pfadenhauer, J., H. Albrecht, G. Anderlik-Wesinger, N. Kühn, A. Mattheis, P. Toetz (1996): Der Forschungsverbund Agrarökosysteme München (FAM): Ein Modell für die umweltschonende Landwirtschaft der Zukunft? *Verh. Ges. Ökol.*, 26, 649-661.
- Plate, E.J. (Hrsg.) (1992): Weiherbach-Projekt: 'Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet', Schlußbericht zur 1. Phase der BMFT-Verbundprojektes. *Mit. d. Inst. f. Hydrologie u. Wasserw.*, Karlsruhe, Heft 41.
- Poesen, J. (1986): Surface sealing as influenced by slope angle and position of simulated stones in the top layer of loose sediments. *Earth Surf. Processes Landforms*, 11, 1-10.
- Poesen, J. a. G. Govers (1985): A field-scale study of surface sealing and compaction on loam and sandy loam soils. Part II. Impact of soil surface sealing and compaction on water erosion processes. In: F. Callebaut, D. Gabriels a. M. DeBoodt (Ed.), *Proc. of an Int. Symp. on the assessment of soil surface sealing and crusting*, Ghent, Belg., 183-193.
- Poesen, J. a. F. Ingelmo-Sanchez (1992): Runoff and sediment yield from topsoils with different porosity as affected by rock fragment cover and position. *Catena*, 19, 451-474
- Quinn, P.F., K. Beven, P. Chevallier a. O. Planchon (1991): The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrol. Processes*, 5, 59-80.

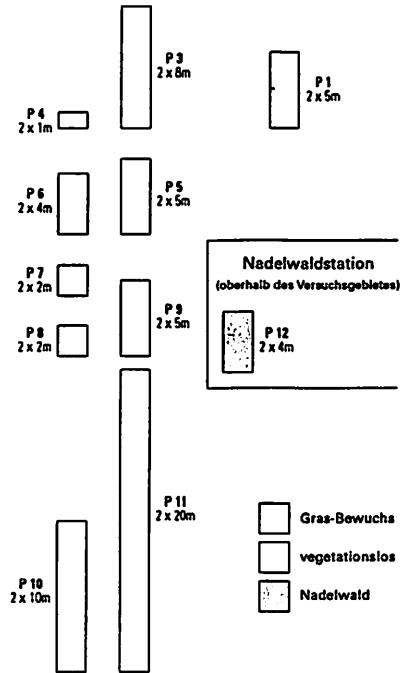
- Quinn, P.F., K. Beven a. R. Lamb (1995): The $\ln(a/\tan\beta)$ index: how to calculate it and how to use it in the TOPMODEL framework. *Hydrol. Processes*, 9, 161-182.
- Refsgaard, J.C. (1996): Terminology, modelling protocol and classification of hydrological model codes. In: M.B. Abbott a. J.C. Refsgaard (Ed.), *Distributed Hydrological Modelling*, Kluwer Academic Publishers, 17-39.
- Refsgaard, J.C. a. B. Storm (1995): MIKE SHE. In: B.P. Singh (Ed.), *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, 809-846.
- Rhode, F.G., M. Haase a. C. Gitschel (1994): Computer aided generation and operation of hydrologic simulation models. In: A. Peters (Ed.), *Computational methods in water resources X*, Kluwer Academic Publishers, 1473-1480.
- Richter, M., U. Bendicks, B. Mohs, C. Paulson u. R. Schröder (1985): Hecken - Rettungsineln für Flora und Fauna. *RWTH Themen, Aachen*, 2/85, 44-51.
- Robson, A.J., P.G. Whitehead a. R.C. Johnson (1993): An application of a physically based semi-distributed model to the Balquhider catchments. *J. Hydrol.*, 145, 357-370.
- Römkens, M.J.M., S.N. Prasad a. J.Y. Parlange (1990): Surface seal development in relation to rainstorm intensity. *Catena Suppl.*, 17, 1-11.
- Roth, C. (1992): Die Bedeutung der Oberflächenverschlammung für die Auslösung von Abfluß und Abtrag. *Bodenökologie und Bodengenese*, Heft 6, TU Berlin.
- Roth, C. a. K. Helming (1992): Surface seal properties, runoff formation and sediment concentration as related to rainfall characteristics and the presence of already formed crusts. *Soil Technology*, 5, 359-368.
- Roth, C., K. Helming u. N. Fohrer (1995) Oberflächenverschlammung und Abflußbildung auf Böden aus Löß und pleistozänen Sedimenten. *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.*, 158, 43-53.
- SAS User's Guide (1993): Version 6. Cary, NC.
- Sator, J. (1993): Langzeit-Kontinuumsmodelle für Flußgebiete - Eine Erhebung von deterministischen Niederschlags-Abfluß-Modellen zur Simulation kontinuierlicher Abflußreihen. *DVWK-Materialien*, Heft 1/1993.
- Schaar, J. (1989): Untersuchungen zum Wasserhaushalt kleiner Einzugsgebiete im Elsenztal/Kraichgau. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, Heft 86.
- Schäfer, D. (1996): Charakterisierung der hydraulischen Eigenschaften der Böden des Weiherbach-Gebiets. In E.J. Plate (Hrsg.), *Zwischenbericht 1986 Weiherbachprojekt*, Inst. f. Hydrologie u. Wasserw., Karlsruhe, 48-55.
- Scheffer, F. u. P. Schachtschabel (1976): *Lehrbuch der Bodenkunde*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

- Scheinost, A.C., W. Sinowski a. K. Auerswald (1997): Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, I. Developing a new pedotransfer function. *Geoderma*, 78, 129-143.
- Schiffler, G.R. (1992): Experimentelle Erfassung und Modellierung der Infiltration stärkerer Niederschläge unter realen Feldbedingungen. Mit. d. Inst. f. Hydrologie u. Wasserw., Karlsruhe, Heft 40.
- Schillinger, M.P. u. B. Weiblen (1996): Erstellung einer Bodenartenkarte auf Basis von Daten der Bodenschätzung. In: E.J. Plate (Hrsg.), Zwischenbericht 1996 Weiherbachprojekt, Inst. f. Hydrologie u. Wasserw., Karlsruhe, 41-47.
- Schramm, M. (1994): Ein Erosionsmodell mit räumlich und zeitlich veränderlicher Rillen-morphologie. Mit. des Inst. f. Wasserbau u. Kulturtechnik, Karlsruhe, Heft 190.
- Schwertmann, U., W. Vogl u. M. Kainz (1987): Bodenerosion durch Wasser. Ulmer Verlag, Stuttgart.
- Selker, J., J.Y. Parlange a. T. Steenhuis (1992): Fingered flow in two dimensions 2. Predicting finger moisture profile. *Water Resources Res.*, 28, 2523-2528.
- Shainberg, I. (1992): Chemical and mineralogical components of crusting. In: M.E. Sumner a. B.A. Stewart (Ed.), *Soil Crusting, Chemical and Physical Processes*, London, 33-53.
- Shainberg, I. a. M.J. Singer (1985): Effect of electrolytic concentration on the hydraulic properties of depositional crust. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 1260-1263.
- Sherman, L.K. (1932): Streamflow from rainfall by the unit hydrograph method. *Engineering News Record*, 108, 501-505.
- Silburn, D.M. a. R.D. Connolly (1995): Distributed parameter hydrology model (ANSWERS) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data, I: Infiltration modelling and parameter measurement. *J. Hydrol.*, 172, 87-104.
- Singh, V.P. (Hrsg.) (1995): *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications. Littleton, Colorado.
- Sinowski, W., A.C. Scheinost a. K. Auerswald (1997): Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, II. Comparison of regionalization procedures using a pedotransfer function. *Geoderma*, 78, 145-159.
- Sivapalan, M., K. Beven a. E. Wood (1987): On hydrologic similarity: 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Res.*, 23, 2266-2278.
- Sklash, M.G., a. R.N. Farvolden (1979): The role of Groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.*, 43, 45-65.
- Sklash, M.G.; M.K. Stewart a. A.J. Pearce (1986): Storm runoff generation in humid headwater catchments. 2. A case study of hillslope and low-order stream response. *Water Resources Res.*, 22, 1273-1282.

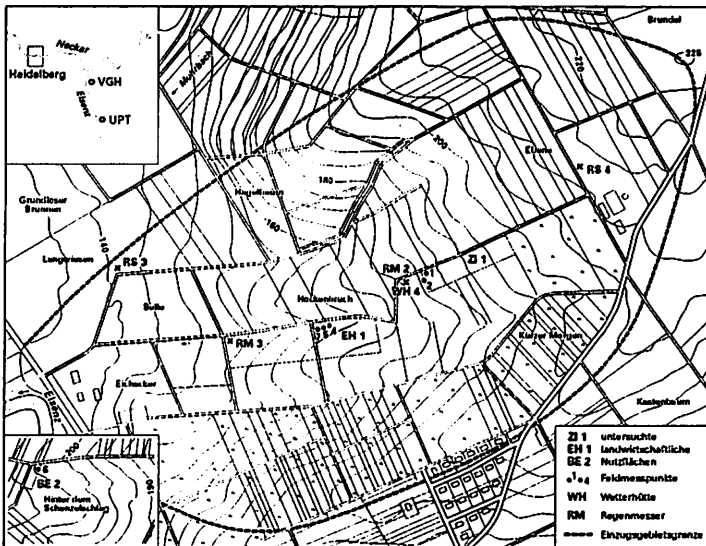
- Smith, T.E. a. R.H.B. Hebbert (1979): A Monte Carlo analysis of the hydrologic effects of spatial variability of infiltration. *Water Resources Res.*, 15, 419-429.
- Sokollek, V. (1983): Der Einfluß der Bodennutzung auf den Wasserhaushalt kleiner Einzugsgebiete. Gießen, (Dissertation).
- Sombroek, W.G. (1985): Introduction to the subject. In: F. Callebaut, D. Gabriels a. M. DeBoodt (Ed.), Proc. of an Int. Symp. on the assessment of soil surface sealing and crusting, Ghent, Belgium, 8-14.
- Symader, W. a. N. Strunk (1991): Transport of suspended matter in small catchments. Int. Symp.: Transport of suspended sediments and its mathematical modelling, Florence, Italy, 239-252.
- Tarchitzky, J., A. Banin, J. Morin a. Y. Chen (1984): Nature, formation and effects of soil crusts formed by water drop impact. *Geoderma*, 33, 135-155.
- Uhlenbrook, S. u. C. Leibundgut (1997): Abflußbildung bei Hochwasser in verschiedenen Raumskalen. *Wasser & Boden*, 49, 13-22.
- Valentin, C. a. L.M. Bresson (1992): Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma*, 55, 225-245.
- Van De Griend, A. a. E. Engman (1985): Partial area hydrology and remote sensing. *J. Hydrol.*, 81, 211-251.
- Vieux, B.E. (1991): Geographic information systems and non-point source water quality and quantity modelling. *Hydrol. Processes*, 5, 101-113.
- von Werner, M. (1995): Entwicklung einer 3D-Version zur flächendeckenden Abbildung der Strömungs- und Transportvorgänge an Hängen und kleinen Einzugsgebieten. Forschungsbericht zum Vorhaben 0339233 B, Freie Universität Berlin.
- Warrick, A.W. a. D.R. Nielsen (1980): Spational variability of soil physical properties in the field. In: Fillel, D. (Ed.), *Application of soil physics*, Academic Press, Inc., N.Y.
- Weigand, S., A. Kaemmerer u. K. Auerswald (1994): Skalenübergreifende Messung der Stoff-verlagerung durch Erosion. *Mitt. Deutsch. Bodenkd. Ges.*, 74, 149-150.
- Weigand, S., K. Auerswald, W. Piller, M. Kainz u. J. Westrop (1995): Erosions- und Hochwasserschutz durch Rückhaltebecken in landwirtschaftlichen Kleineinzugsgebieten. *Mitt. Deutsch. Bodenkd. Ges.*, 75, 1377-1378.
- Wischmeier, W.H. a. D.D. Smith (1958): Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Trans. Am. Geophys. Union*, 39, 285-291.
- Wischmeier, W.H. a. D.D. Smith (1978): Predicting rainfall erosion losses - A guide to conservation planning. USDA, *Agric. Handbook No. 537*.

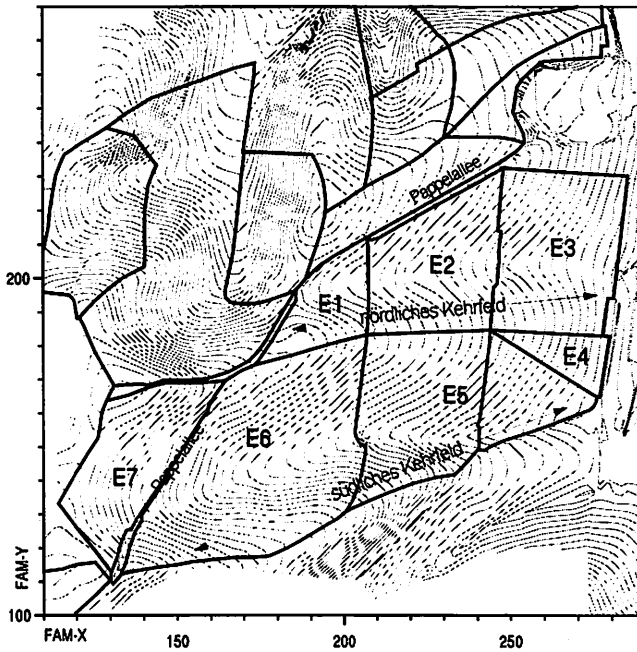
- Wolock, D.M. a. C. V. Price (1994): Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Resources Res.*, 30, 3041-3052.
- Wolock, D.M., a. G. J. McCabe (1995): Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. *Water Resources Res.*, 31, 1315-1324.
- Wood, E., M. Sivapalan, K. Beven a. L. Band (1988): Effects of stial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *J. Hydrol.*, 102, 29-47.
- Woolhiser, D.A., R.E. Smith a. J.-V. Giraldez (1996): Effects of spatial variability of saturated hydraulic conductivity on Hortonian overland flow. *Water Resources Res.*, 32, 671-678.
- Young, R.A. a. C.A. Onstad (1985): The effect of erosive forces on surface seal formation. In: F. Callebaut, D. Gabriels a. M. DeBoodt (Ed.), *Proc. of an Int. Symp. on the assessment of soil surface sealing and crusting*, Ghent, Belgium, 76-80.
- Zehe, E. (1997): Transport eines konservativen Tracers auf der Kleineinzugsgebietsskale. *Mitt. Dtsch. Bodenk. Ges.*, 85.
- Zhang, X.C. a. W.P. Miller (1993): The effect of drying on runoff and interrill erosion of crusted soils. *Catena Suppl.*, 24, 103-114.
- Zuidema, P.K. (1985): Hydraulik der Abflußbildung während Starkniederschlägen. *Mitt. d. Versuchsanstalt f. Wasserbau, Hydrologie u. Glaziologie, EWTB Zürich*, Nr. 79.

Anlage A-1.1.a Hollmuth: Lage der Meßparzellen (nach Dikau, 1986)

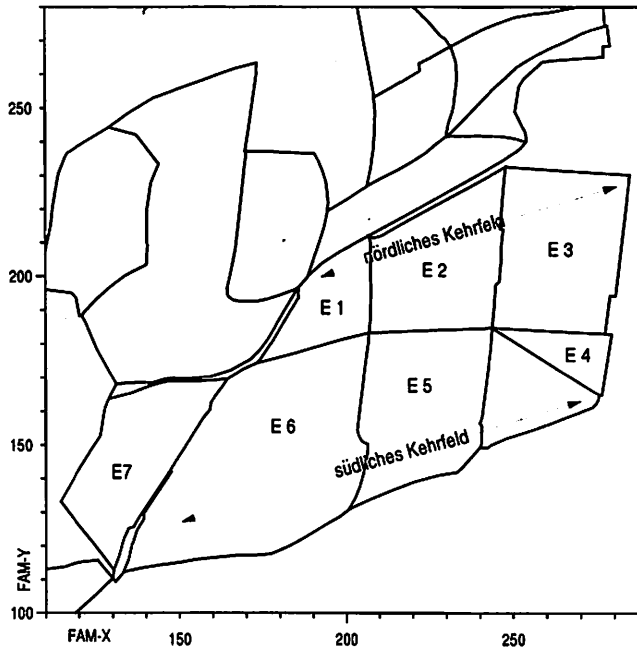


Anlage A-1.1.b Hollmuth: Lage der Feldmeßpunkte (nach Dikau, 1986)

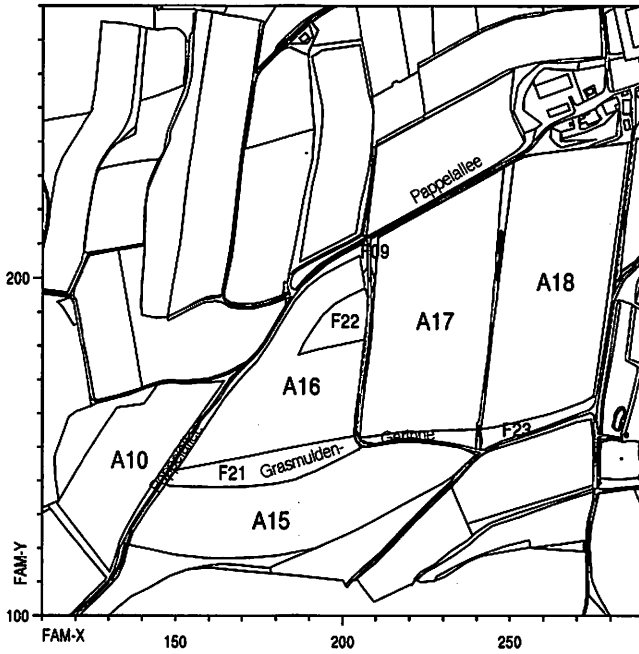




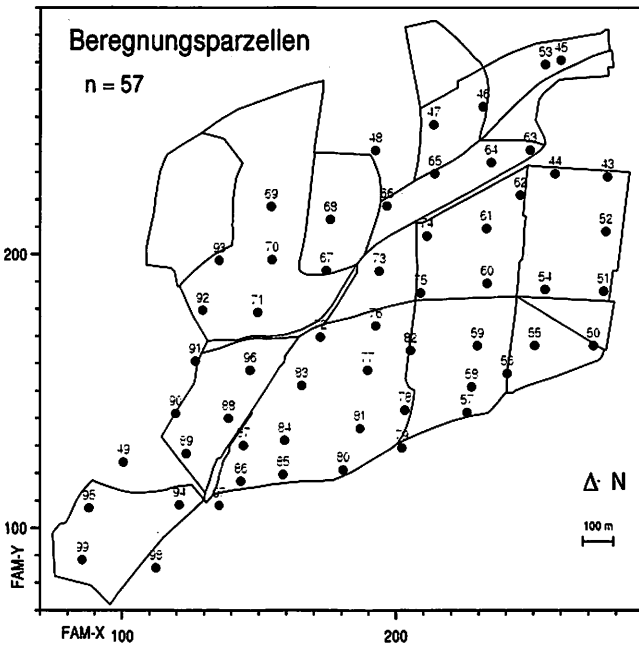
Anlage A-1.2.a Scheyern: Topographie und Einzugsgebiete mit Abflußmeßstellen



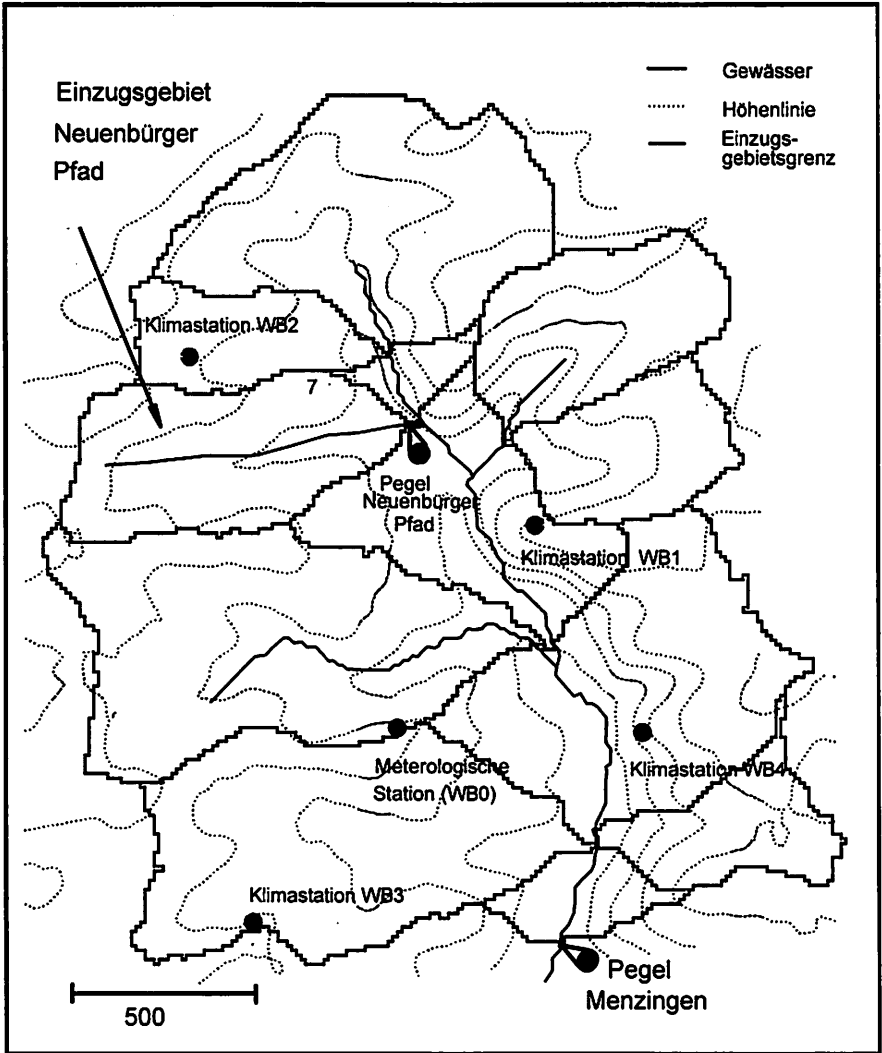
Anlage A-1.2.b Scheyern: Einzugsgebiete der Abflußmeßstellen im Kehrfeld



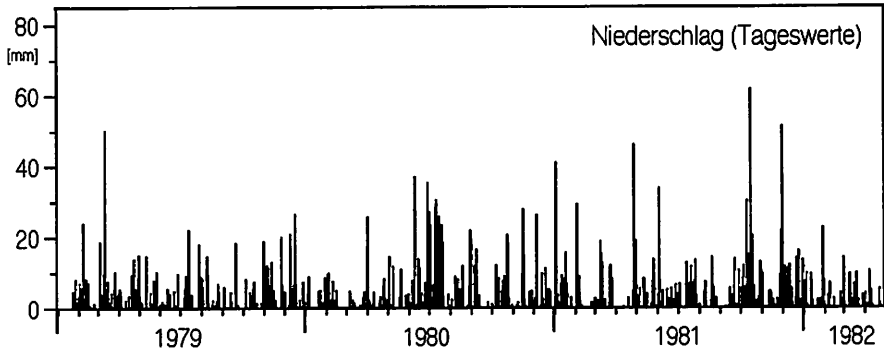
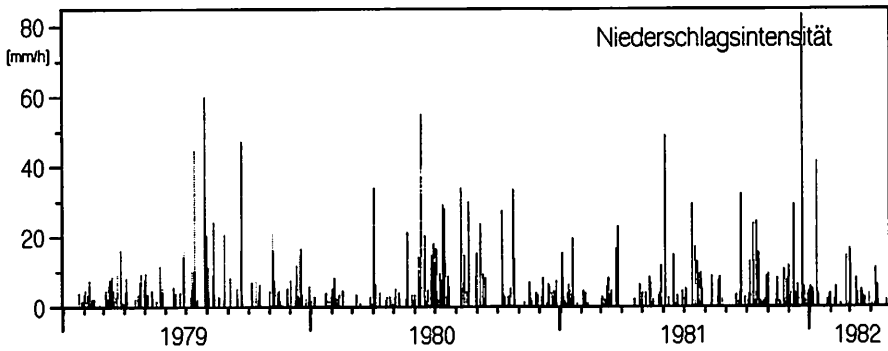
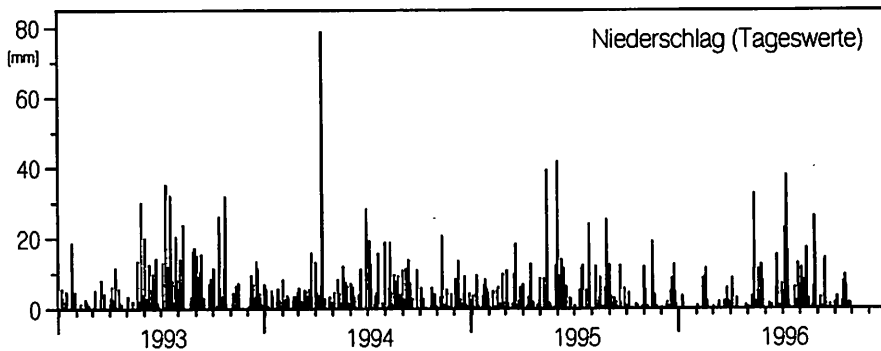
Anlage A-1.2.c Scheyern: Ackerschläge im Kehrfeld

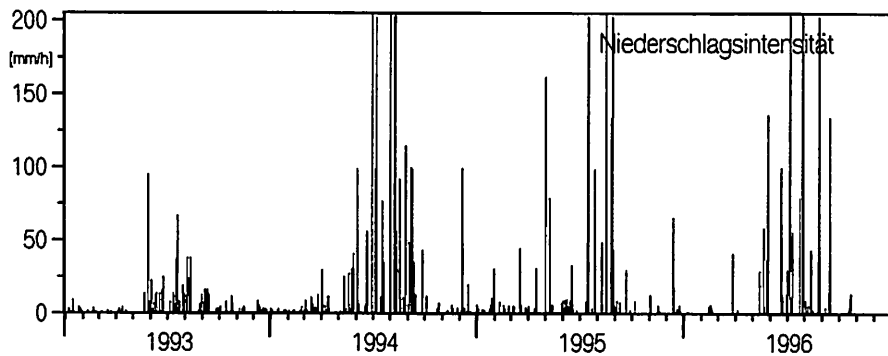
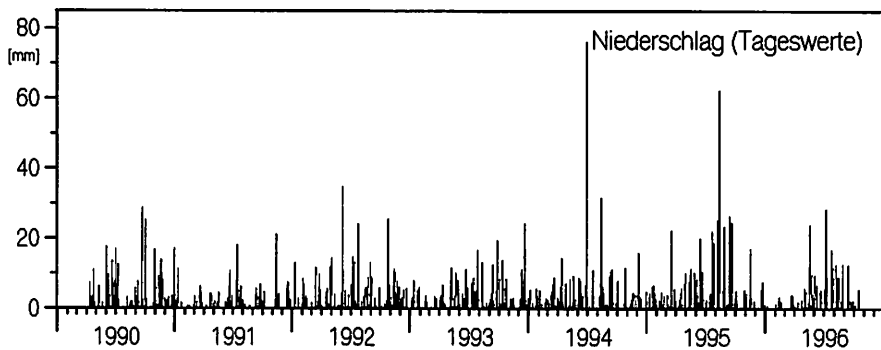
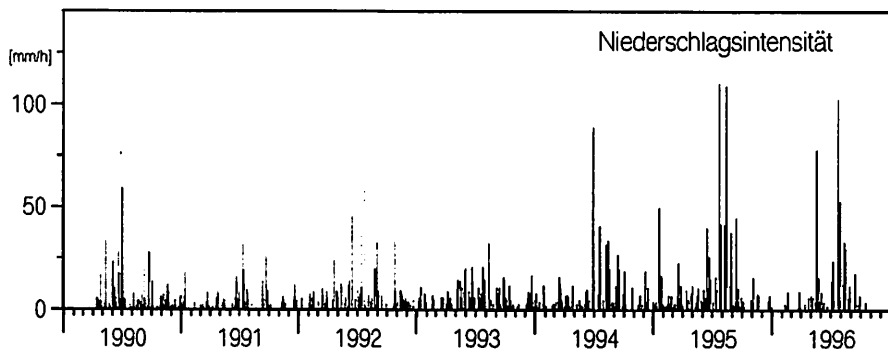


Anlage A-1.2.d Scheyern: Lage der Berechnungspartellen (nach Kainz & Auerswald, unveröffentlicht)

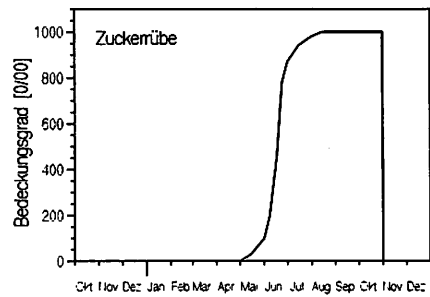
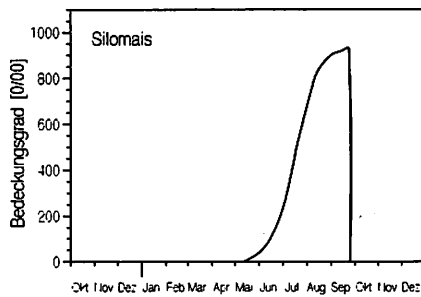
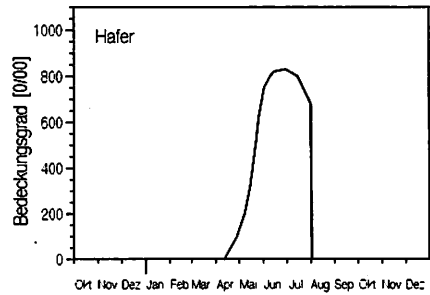
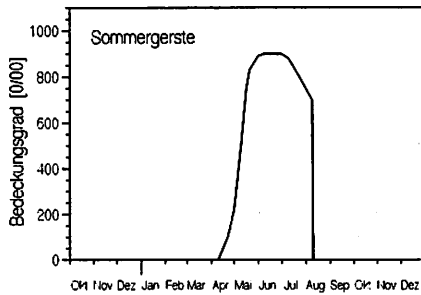
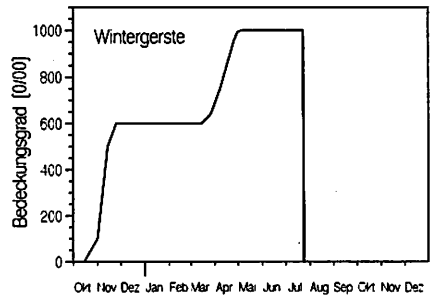
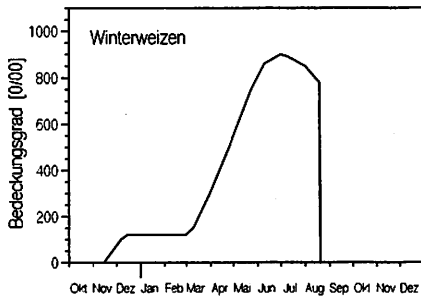


Anlage A-1.3 Weierbach: Lage der Klimastationen, der Pegel Neuenbürger Pfad und Menzingen sowie der Einzugsgebietsgrenzen (nach Merz, 1996)

Hollmuth: Niederschlag Tageswerte**Hollmuth: Niederschlagsintensität****Scheyern: Niederschlag Tageswerte**

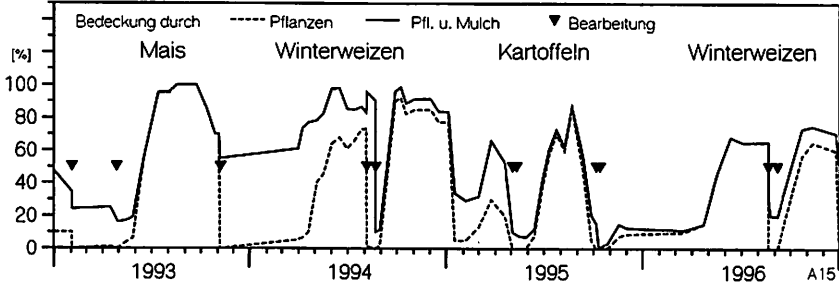
Scheyern: Niederschlagsintensität**Weierbach: Niederschlag Tageswerte****Weierbach: Niederschlagsintensität**

Anlage A-2 Gemessene Niederschläge an der Hollmuth, in Scheyern und am Weiherbach

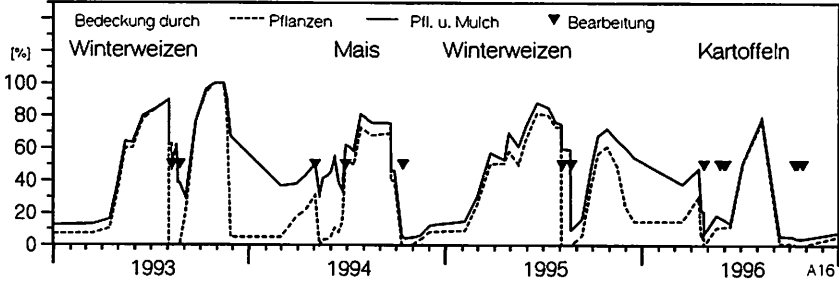


Anlage A-3.1 Bedeckungsgrade für unterschiedliche Nutzungen nach Dikau (1986)

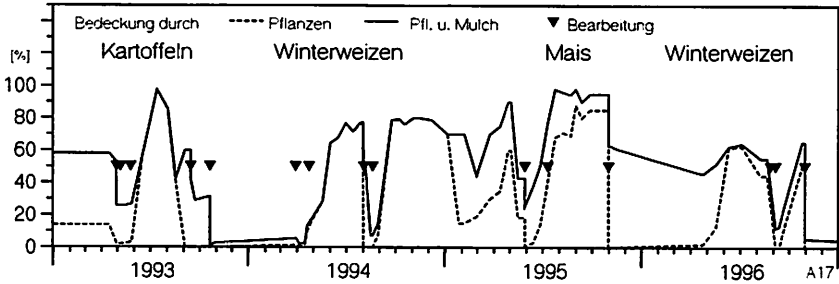
Schlag A15



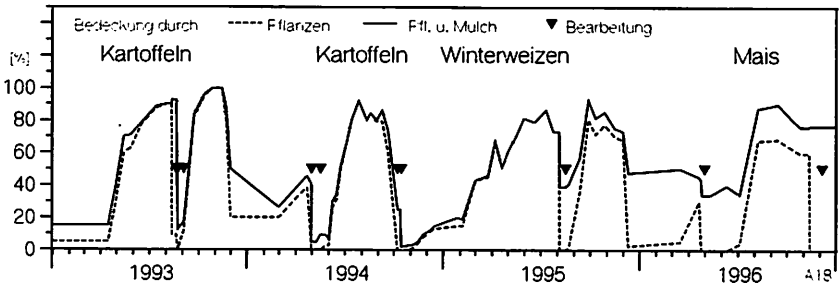
Schlag A16



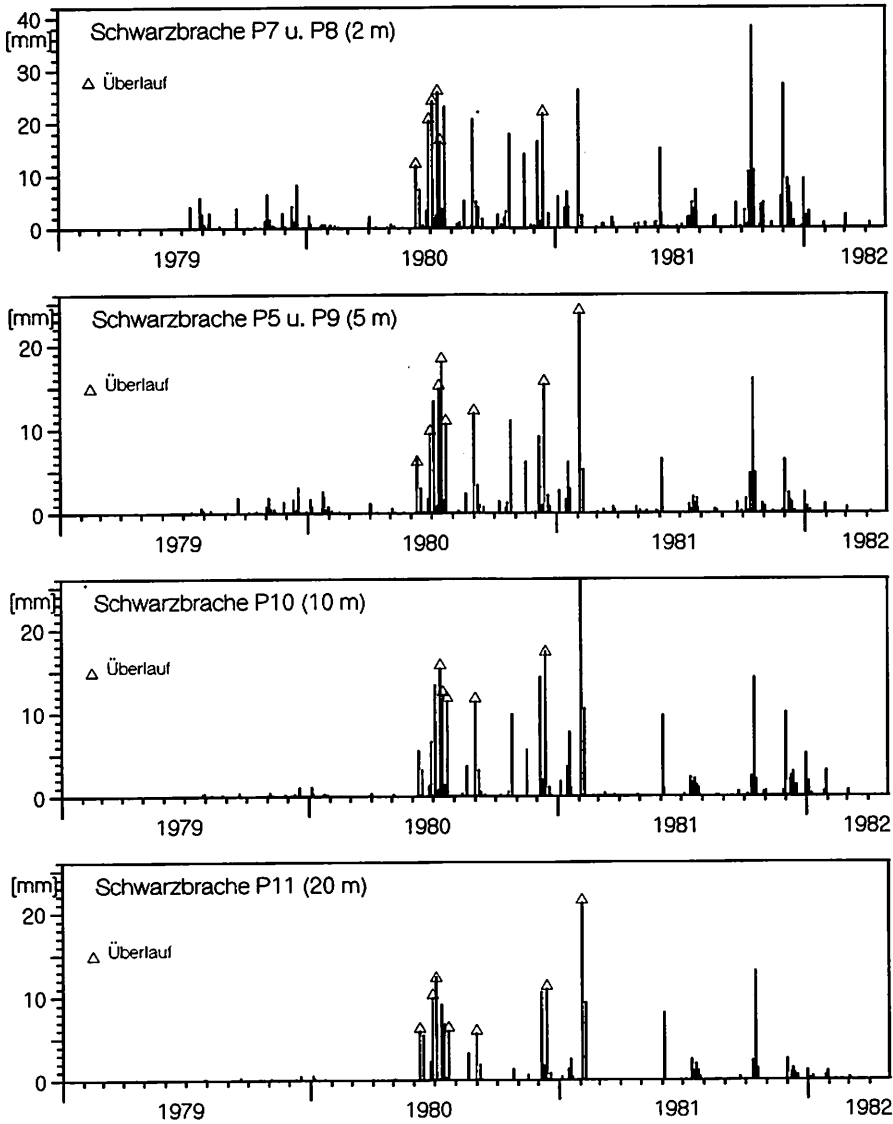
Schlag A17



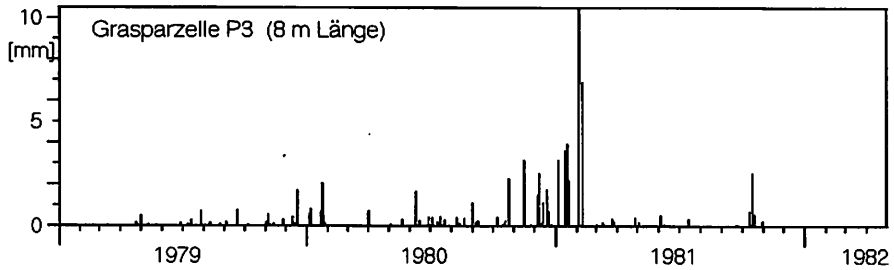
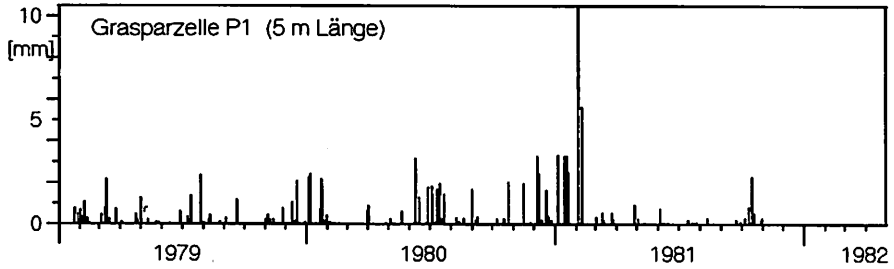
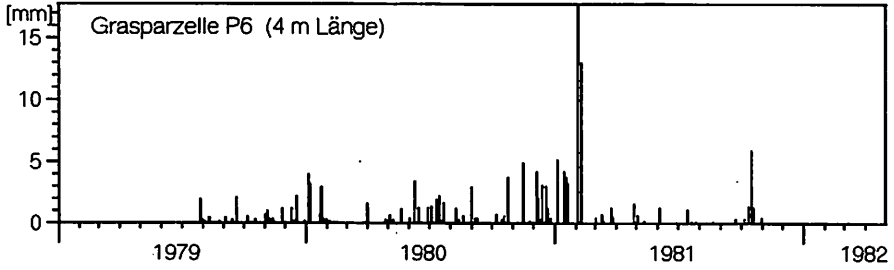
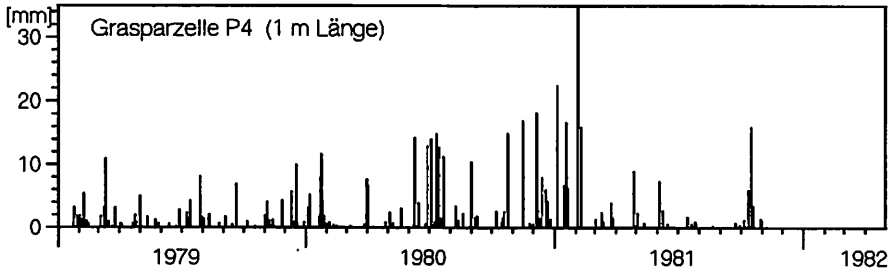
Schlag A18



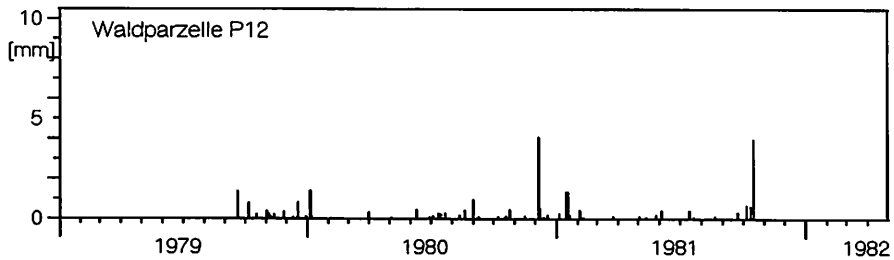
Anlage A-3.2 Bedeckung durch Anbaupflanzen und Mulch, Pflanzenrückstände, Steine u. ä. für Ackerschläge A15-A18 im Klostergut Scheyern (nach Kaemmerer, unveröffentlicht)



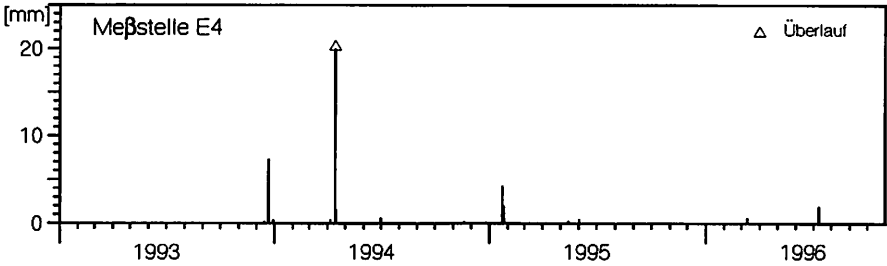
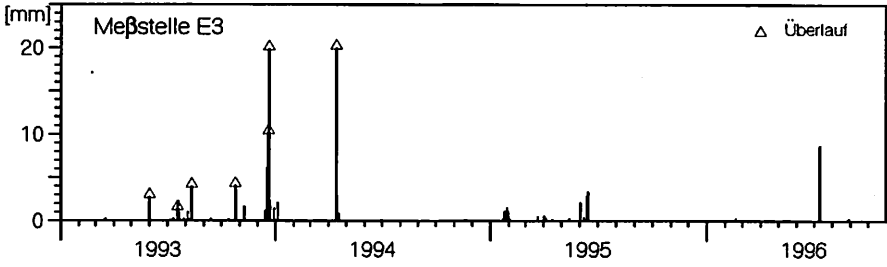
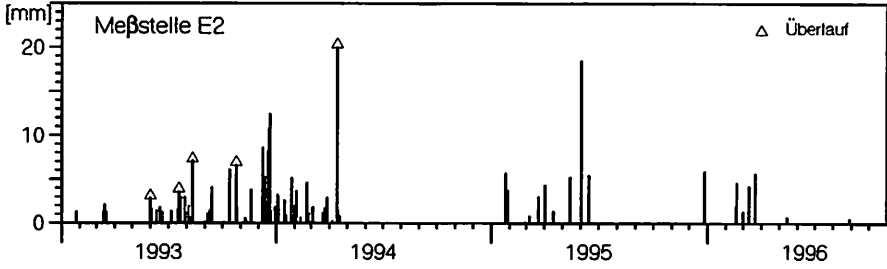
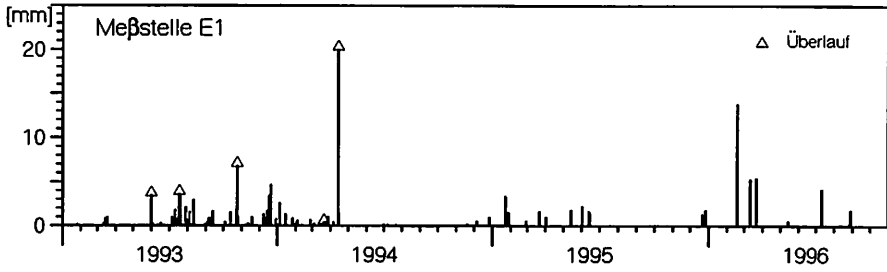
Anlage A-4.1.a Hollmuth: Gemessene Abflüsse der Schwarzbracheparzellen nach Dikau, 1986
[mm pro Abflußereignis]



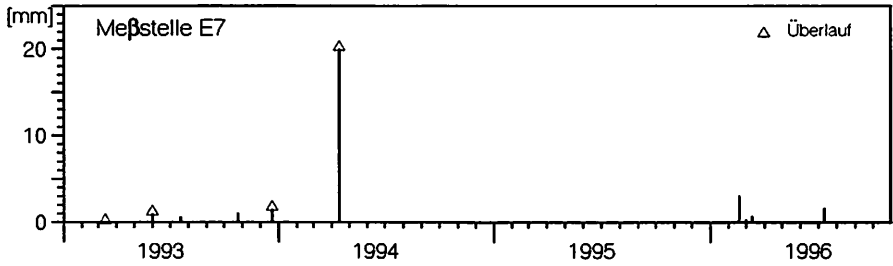
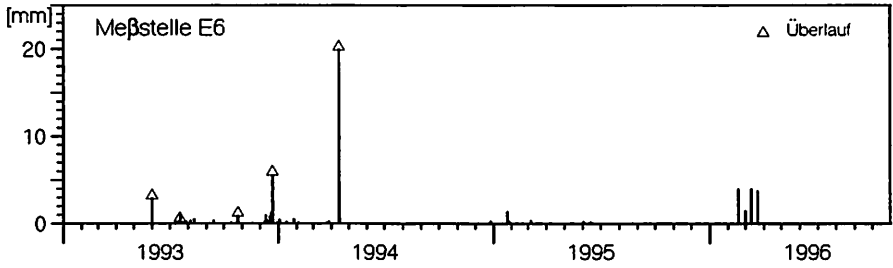
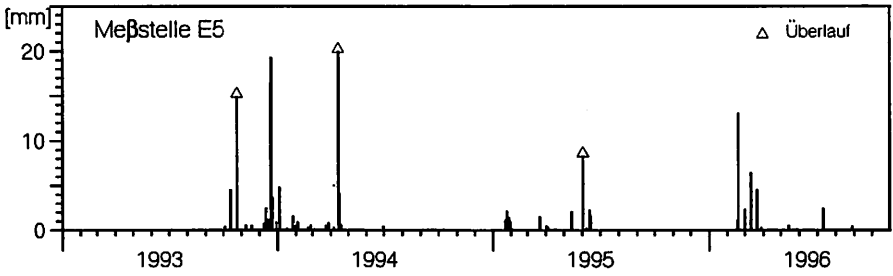
Anlage A-4.1.b Hollmuth: Bemessene Abflüsse der Grasparzellen [mm pro Abflußereignis]



Anlage A-4.1.c Hollmuth: Gemessene Abflüsse der Waldparzelle [mm pro Abflußereignis]

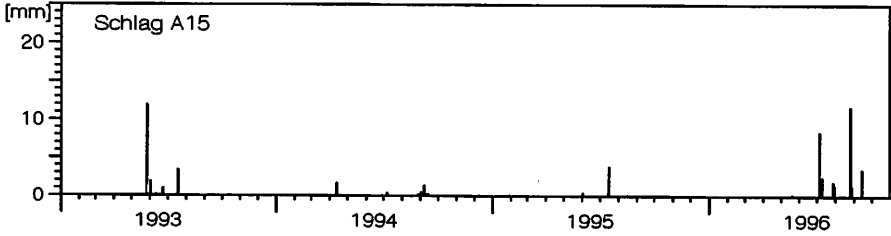
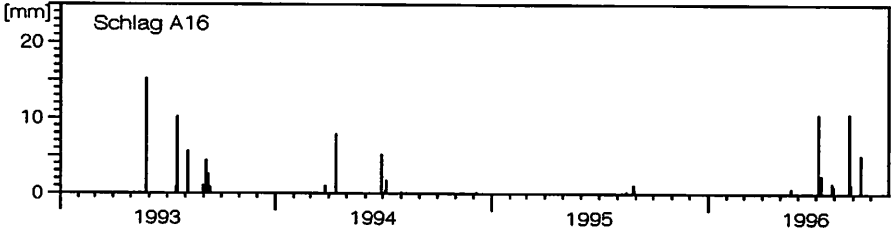
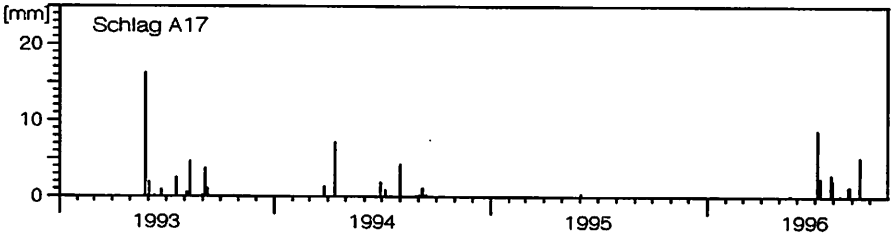
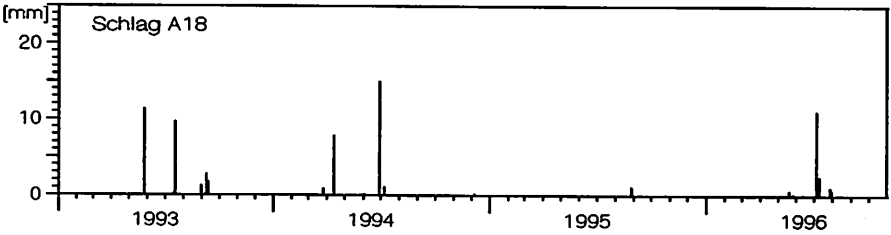


Anlage A-4.2 Scheyern: Gemessene Abflüsse an Meßstellen E1 - E7 nach Weigand, unveröffentlicht
[mm pro Abflußereignis]

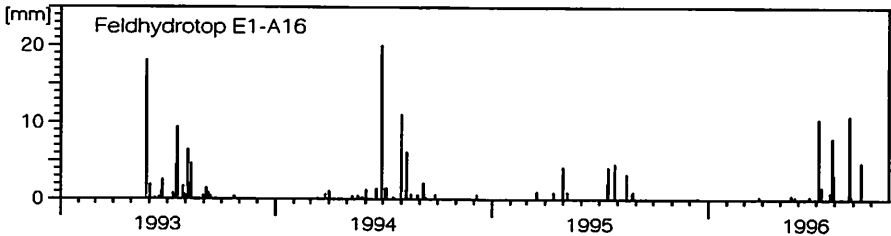


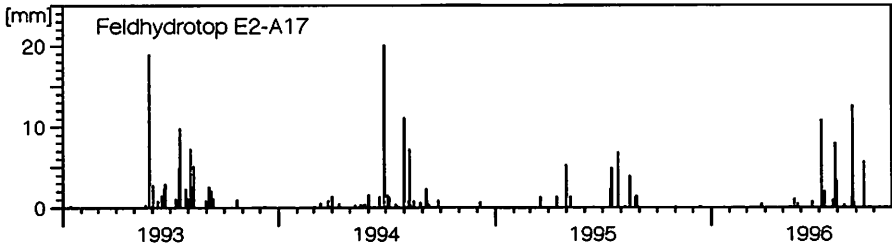
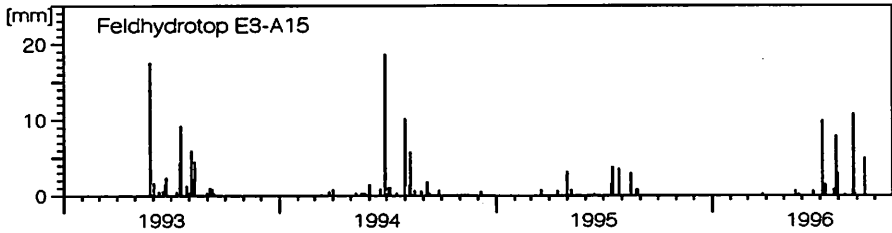
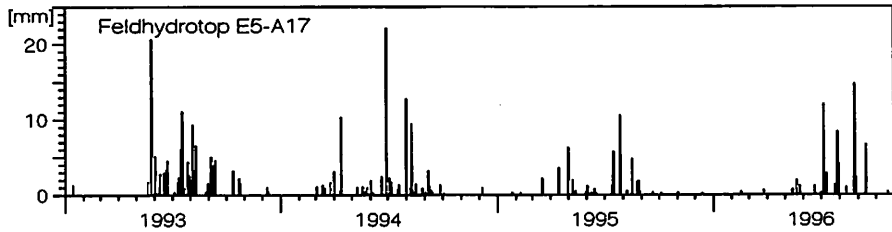
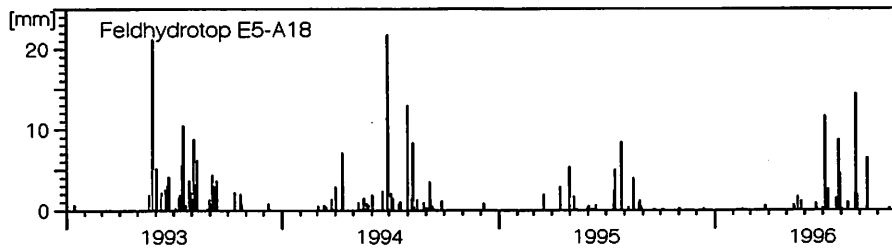
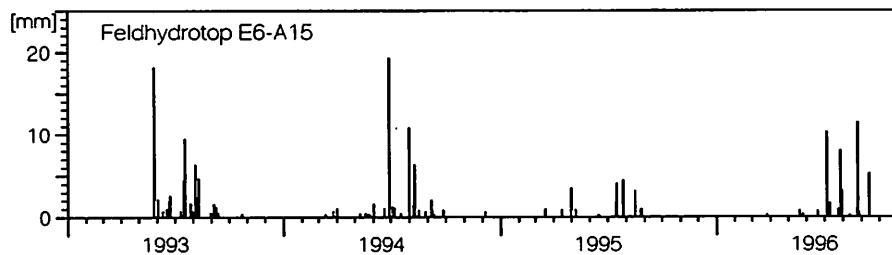
Modell	Parameter	Hollmuth		Scheyern	Weierbach
H-KIN		Boden B1	Boden B6'	Boden B6	Boden B6'
	i_{inf} [mm/h]	5,17	3,17	Parameter aus	7,6
	C_v	0,011	0,011	Berechnungen	0,011
	l_0 [mm/h]	482	482	482	482
	$f_{reg,l}$	0,02	0,1	0,1	0,1
	$f_{reg,c}$		0,033	0,033	0,033
	$f_{reg,max}$		0,05	0,05	0,05
Bedeckung		Aufnahmen für Feldmeßpunkte (Mais, Zuckerrübe, WW, WG, SG, Hafer)		Bedeckung für Ackerschläge (Veg., Mulch, Steine)	übernommen aus Hollmuth
Bodenspeicher NASIM	CIN, CEX, nFK, nBFMAX	übernommen aus Bodenkennwerten nach Tab. 5.2			
räumliche Auflösung:		Meßparzellen Schwarzbrache, Gras, Feldmeßpunkte	Feldhydrotope	einheitlicher Boden	
Verdunstung		nutzungsabhängige Korrekturfaktoren n. DVWK, Mit. 238 (1997)			
Interflow					
	max. Interflowrate [mm]	2		4	4
	Anstiegsintensität [mm/h]	10		10	10
Makroporenmodell					
	unterer Grenzw.	Feldkapazität		Feldk.	0,75 * Feldk.
	max. Wert	1,5		1,5	2
TOPMODEL					
	SZM	0,075		0,0075	0,075
	t_0	0,75		0,75	0,75
	SRMAX [mm]	150		150	150
	t_d	1		1	1
Schneespeicher					
	Wasserg. im Schnee [%]	0,2		0,2	0,2
	Max. Wasserg. in Schneedecke	0,45		0,45	0,45
	Temp. Schmelzrate [mm/grd*h]	0,2		0,05	0,15
	Strahl. Schmelzrate [mm/h]	0,2		0,05	0,15
Interzeptionsspeicher					
	Bodenoberfläche [mm]	2		2	2
	Vegetation (max.) [mm]	0 - 2		0 - 2	0 - 2

Anlage A-5 Modellparameter für die Modellanwendung im Hollmuth, in Scheyern und am Weierbach

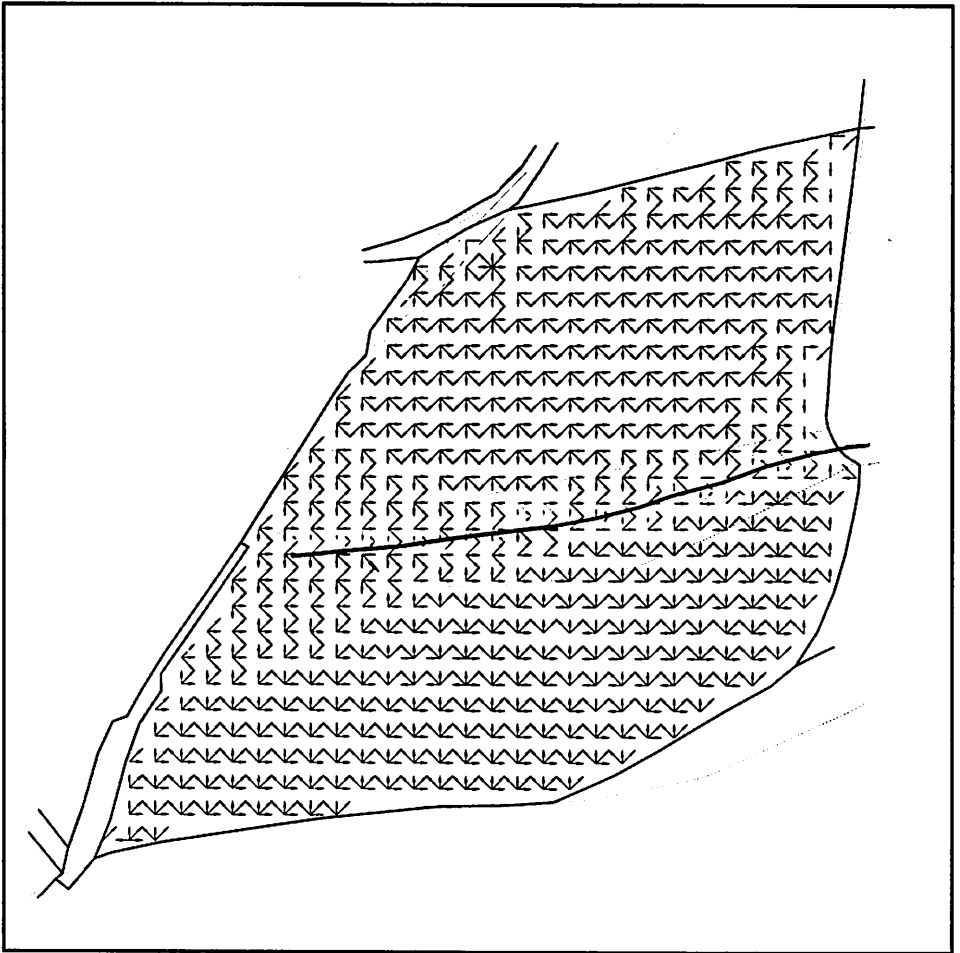
Schlag A15**Schlag A16****Schlag A17****Schlag A18**

Anlage A-6.a Scheyern: Simulierte Abflüsse mit dem Verschlämmungsmodell H-KIN im Kehrfeld bei einheitlichem Boden und variabler Nutzung [mm pro Abflußereignis].

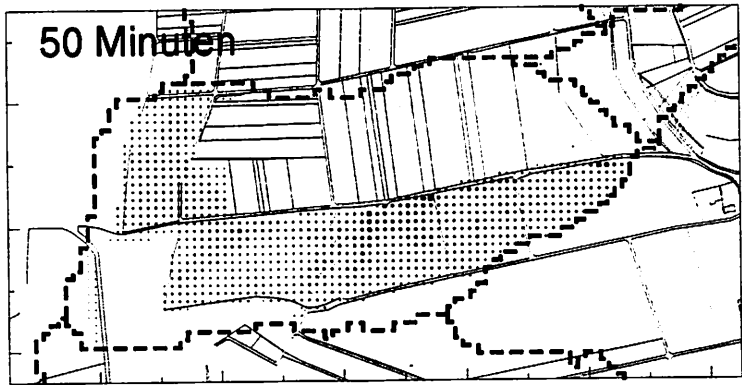
Einzugsgebiet E1, Schlag A16

Einzugsgebiet E2, Schlag A17**Einzugsgebiet E3, Schlag A15****Einzugsgebiet E5, Schlag A17****Einzugsgebiet E5, Schlag A18****Einzugsgebiet E6, Schlag A15**

Anlage A-6.b Scheyern: Simulierte Abflüsse im Verschlämmungsmodell H-KIN für die einzelnen Feldhydrotope des Kehrfeldes bei variabler Nutzung und variablen Böden [mm].



Anlage A-7 Fließwege zwischen Rasterelementen beim "multiple flow"-Prinzip,
Beispiel Einzugsgebiet E6, Klostergut Scheyern, 12,5-m-Raster



Ereignis 27. 6. 1994



Ereignis 27. 6. 1994



Ereignis 27. 6. 1994

Parameter		Bedeutung im Modell
optional	i_0	Anfangsinfiltrationsrate
	i_z	Endinfiltrationsrate
	C_v	Verschlämmungsneigung
	$f_{reg,I}$	Rückbildung der Kruste, Infiltrationsrate
	$f_{reg,C}$	Rückbildungsrate Verschlämmungsneigung
	$C_{v,max}$	max. Verschlämmungsneigung
als Zeitreihe	BBG(t)	Bedeckungsgrad des Bodens

A-9.a Modellparameter Verschlämmungsmodell H-KIN

Parameter		Bedeutung im Modell
Bodenspeicher	nFK	nutzbare Feldkapazität
	nBFMAX	nutzbares Porenvolumen
	CIN	Infiltrationsfaktor
	CEX	Perkolationsfaktor
optional		
Makroporen- oder Interflowabfluß	$B_{of, Grenz}$	Grenzbodenfeuchte, ab der Makroporenabfluß einsetzt
	$q_{mak,max}$	Maximale Makroporeninfiltration bei Bodensättigung
	$q_{int,max}$	Maximaler Interflowanteil
	Δ_{int}	Maximale Steigerungsrate des Interflows
Grundwasserspeicher	retbas	Retentionskonstante Basisabfluß

A-9.b Modellparameter im Bodenspeichermodell NASIM

Parameter	Anwendung im Modell	Bezug zu Bodenparametern
SRMAX	maximales Feuchtedefizit der Wurzelzone	nutzbare Feldkapazität
SZM	Wichtungsfaktor zur Festlegung des lokalen Sättigungsdefizites aus SBAR und dem Topographieindex	Exponentieller Abnahmeparameter der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit mit zunehmender Bodentiefe
td	Steuert Abfluß aus ungesättigten in den gesättigten Bodenspeicher	Perkolationsrate bei ungesättigtem Abfluß
SZQ	Steuert Basisabfluß aus gesättigtem Bodenspeicher	$= \text{EXP}(t_0 - g)$ t_0 = Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit an der Bodenoberfläche, g = flächengew. Mittelw. von $\ln(A/\tan B)$
$\ln A/\tan B$ als Verteilungs- funktion	Flächenanteil der Sättigungsfläche an der Gesamtfläche unter Einbeziehung des aktuellen Bodenfeuchtedefizites im Boden	Index aus lokalem Einzugsgebiet u. Gefälle

A-9.c Modellparameter im Sättigungsflächenmodell TOPMODEL

Anlage 10 Herleitung des TOPMODEL-Modellansatzes

Ausgangspunkt des TOPMODEL Konzeptes bilden Überlegungen zum lateralen Durchfluß in der gesättigten oder ungesättigten Bodenzone. Abweichend von der allgemein üblichen Untergliederung eines Bodenprofils in unterschiedliche Horizonte mit jeweils einheitlich für einen Horizont gültigen Parametern formuliert Beven (1977) die Theorie einer vertikal exponentiell abnehmenden Leitfähigkeit mit zunehmender Bodentiefe. Beispiele für die Gültigkeit dieser Hypothese werden angegeben, eine Erklärung in der mit zunehmender Tiefe abnehmenden pflanzlichen und physikalischen Aktivität gesucht.

Unter Annahme isotroper Verhältnisse innerhalb des Bodens kann ein ähnliches Verhalten auch in lateraler Richtung angenommen werden. Nach Beven u. Kirkby (1979) kann als Analogieschluß auch ein entsprechendes Verhalten für die Abnahme der Leitfähigkeit mit abnehmender Bodenfeuchte angenommen werden. Damit lassen sich die für die horizontale Leitfähigkeit des Bodens wichtigen Bodeneigenschaften durch zwei Parameter beschreiben (Quinn u. Beven, 1993):

- m gibt die Rate der exponentiellen Abnahme der lateralen Leitfähigkeit (transmissivity) mit zunehmendem Bodenfeuchtedefizit an [m^2/h].
- T_0 gibt die laterale Leitfähigkeit des Bodens unter Sättigung an, d.h. für den Zustand, in welchem der Grundwasserspiegel gerade die Oberfläche erreicht.

Für ein beliebiges Bodenfeuchtedefizit ergibt sich die laterale Leitfähigkeit unter den obigen Annahmen als:

$$T_i = T_0 \exp(-S_i/m) \quad (1.1)$$

mit S_i = lokales Bodenfeuchtedefizit im Punkt i
 T_i = laterale Leitfähigkeit

Der Parameter m kann als Verzögerungsparameter angesehen werden. Er kontrolliert die effektive Tiefe des Bodenprofils im Einzugsgebiet. Ein großer Wert für m vergrößert die Tiefe des aktiven Bodens und umgekehrt. Ein großes aktives Bodenvolumen bedeutet ein erhöhtes Speichervolumen des Bodens mit entsprechend verlangsamter Reaktion des Einzugsgebietes auf einen Niederschlag. Allerdings ist die zusätzliche Interaktion mit der gesättigten Leitfähigkeit T_0 einzubeziehen. Nach Beven (1995) kann der Parameter m in Anlehnung an die Verzögerungswirkung aus dem ablaufende Ast einer Hochwasserwelle bestimmt werden.

Das lokale Bodenfeuchtedefizit kann ersetzt werden durch die Höhe des Sättigungswasserstandes (water table). Somit gilt:

$$T_i = T_0 \exp(-f * Z_i) \quad (1.1)'$$

wobei Z_i = Höhe der Sättigungswasserstandes
 f = Parameter ,

wobei f aus dem Parameter m abgeleitet werden kann als $f = \Delta\Theta / m$ mit $\Delta\Theta$ lokales Sättigungsdefizit im Boden.

Der tatsächliche Durchfluß durch ein Einheitssegment im Boden ergibt sich aus der Leitfähigkeit des Bodens und dem Druckgradienten. Annahme sind isotrope Verhältnisse im Boden, d.h. ein ähnliches Verhalten in lateraler wie vertikaler Richtung. Weiterhin wird ein paralleler Verlauf von hydraulischem Gradient und Gefälle an der Oberfläche vorausgesetzt. Damit ergibt sich auch für den lateralen Durchfluß unter Sättigung (saturated subsurface flow rate q_i) eine exponentielle Fließrate bei zusätzlicher Abhängigkeit vom Hanggefälle, d.h.:

$$q_i = T_0 \tan B_i \exp(-S_i/m) \quad (1.2)'$$

oder, ausgedrückt über die Höhe des Sättigungswasserstandes:

$$q_i = T_0 \tan B_i \exp(-f Z_i) \quad (1.2)$$

B_i ist der lokale Hangwinkel an der Bodenoberfläche.

Als weitere Voraussetzungen werden innerhalb des Bodens konstanter Abfluß und einheitliche Zustromverhältnisse angesetzt (stationär gleichförmige Abflußbedingungen). Damit ist der hangabwärtige Durchfluß durch ein Hangsegment abhängig von der Fläche des oberhalb liegenden Zustromgebietes, d.h.

$$q_i = r * A_i \quad (1.3)$$

mit

A_i = Einzugsgebietsfläche oberhalb des Hangsegmentes

r = Zustromrate in den Boden (recharge rate)

Durch Kombination der Gleichungen (1.2) und (1.3) kann die lokale Höhe des Sättigungswasserstandes z_i in Abhängigkeit zu den topographischen Parametern Gefälle und Einzugsgebietsgröße ausgedrückt werden:

$$\begin{aligned} r * A_i &= T_0 \tan B_i \exp(-S_i/m) \\ &= T_0 \tan B_i \exp(-f * z_i) \\ \Leftrightarrow z_i &= \frac{-1}{f} \ln \left(\frac{r * A_i}{T_0 \tan B_i} \right) \end{aligned} \quad (1.4)$$

Die mittlere Höhe des Sättigungswasserstandes ergibt sich als Flächenintegral über alle Punkte innerhalb des Einzugsgebietes, dh.

$$\begin{aligned} \bar{z} &= \frac{1}{A} \int_{A_i} z_i \, di \\ &= \frac{1}{A} \frac{-1}{f} \int_{A_i} \ln \left(\frac{r * A_i}{T_0 \tan B_i} \right) \, di \end{aligned} \quad (1.5)$$

Dabei wird angenommen, daß die Gleichung auch gültig ist, wenn der Wasserstand die Bodenoberfläche erreicht, d.h. wenn $z_i = 0$. Unter der Gleichverteilung von r im Einzugsgebiet kann $\ln(r)$ vernachlässigt werden. Der lokale Wasserstand der Sättigungszone kann nun zum mittleren Wasserstand in Relation gesetzt werden. Durch Einsetzen der Gleichung (1.4) in (1.5) ergibt sich:

$$\bar{z} = z_i + \frac{1}{f} \ln \left(\frac{r \cdot A_i}{T_0 \tan B_i} \right) - \frac{1}{A} \frac{1}{f} \int_{\text{ca}} \ln \left(\frac{A_i}{T_0 \tan B_i} \right) di$$

⇔

$$f \cdot (\bar{z} - z_i) = \ln \left(\frac{A_i}{T_0 \tan B_i} \right) - \frac{1}{A} \int_{\text{ca}} \ln \left(\frac{A_i}{T_0 \tan B_i} \right) di \quad (1.6)$$

Werden weiterhin räumliche Mittelwerte für den $\ln(A/\tan B)$ -Index sowie die Leitfähigkeit T_0 innerhalb des Gebietes A definiert als

$$\gamma = 1/A \int_{\text{ca}} \ln(A_i/\tan B_i) di \quad (1.7)$$

und

$$\ln \bar{T}_0 = 1/A \int_{\text{ca}} \ln T_0$$

so vereinfacht sich (1.6) zu

$$f \cdot (\bar{z} - z_i) = \ln(A_i/\tan B_i) - \gamma - (\ln T_0 - \ln \bar{T}_0) \quad (1.8)$$

oder, bei Gleichverteilung von T_0 in A;

$$f \cdot (\bar{z} - z_i) = \ln(A_i/\tan B_i) - \gamma \quad (1.9)$$

Substitution der Höhe des Sättigungswasserstandes durch das Sättigungsdefizit führt zu

$$1/m (\bar{S} - S_i) = \ln(A_i/\tan B_i) - \gamma \quad (1.9)'$$

wobei

$$\begin{aligned} \bar{S} &= \text{mittlere Höhe des Sättigungswasserstandes (water table) in A} \\ \gamma &= \text{flächengewichteter Mittelwert des } \ln(A/\tan B)\text{-Index} \end{aligned}$$

Damit steht die lokale Differenz des Sättigungsdefizites zum mittleren Defizit innerhalb des Einzugsgebietes in direkter Relation zum Topographieindex $\ln(A/\tan B)$. Alle Punkte mit gleichem Topographieindex weisen ein gleiches Sättigungsdefizit auf. Der Index $\ln(A/\tan B)$ kann als Index hydrologischer Gleichheit angesetzt werden.

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN (Fortsetzung)

- Heft 55: *Selke, W.*: Die Ausländerwanderung als Problem der Raumordnungspolitik in der Bundesrepublik Deutschland. 1977. 167 S. DM 28,-
- Heft 56: *Sander, H.-J.*: Sozialökonomische Klassifikation der kleinbäuerlichen Bevölkerung im Gebiet von Puebla-Tlaxcala (Mexiko). 1977. 169 S. DM 24,-
- Heft 57: *Wiek, K.*: Die städtischen Erholungsflächen. Eine Untersuchung ihrer gesellschaftlichen Bewertung und ihrer geographischen Standorteigenschaften - dargestellt an Beispielen aus Westeuropa und den USA. 1977. 216 S. DM 19,-
- Heft 58: *Frankenberg, P.*: Florengographische Untersuchungen im Raume der Sahara. Ein Beitrag zur pflanzengeographischen Differenzierung des nordafrikanischen Trockenraumes. 1978. 136 S. DM 48,-
- Heft 60: *Liebhoid, E.*: Zentralörtlich-funktionalräumliche Strukturen im Siedlungsgefüge der Nordmeseta in Spanien. 1979. 202 S. DM 29,-
- Heft 61: *Leusmann, Ch.*: Strukturierung eines Verkehrsnetzes. Verkehrsgeographische Untersuchungen unter Verwendung graphentheoretischer Ansätze am Beispiel des süddeutschen Eisenbahnnetzes. 1979. 158 S. DM 32,-
- Heft 62: *Seibert, P.*: Die Vegetationskarte des Gebietes von El Bolsón, Provinz Río Negro, und ihre Anwendung in der Landnutzungsplanung. 1979. 96 S. DM 29,-
- Heft 63: *Richter, M.*: Geoökologische Untersuchungen in einem Tessiner Hochgebirgstal. Dargestellt am Val Vegomess im Hinblick auf planerische Maßnahmen. 1979. 209 S. DM 33,-
- Heft 65: *Böhm, H.*: Bodenmobilität und Bodenpreisgefüge in ihrer Bedeutung für die Siedlungsentwicklung. 1980. 261 S. DM 29,-
- Heft 66: *Lauer, W. u. P. Frankenberg*: Untersuchungen zur Humidität und Aridität von Afrika - Das Konzept einer potentiellen Landschaftsverdunstung. 1981. 127 S. DM 32,-
- Heft 67: *Höllermann, P.*: Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe - Studien aus europäischen und nordamerikanischen Hochgebirgen. 1983. 84 S. DM 26,-
- Heft 69: *Graafen, R.*: Die rechtlichen Grundlagen der Ressourcenpolitik in der Bundesrepublik Deutschland - Ein Beitrag zur Rechtsgeographie. 1984. 201 S. DM 28,-
- Heft 70: *Freiberg, H.-M.*: Vegetationskundliche Untersuchungen an südchilenischen Vulkanen. 1985. 170 S. DM 33,-
- Heft 71: *Yang, T.*: Die landwirtschaftliche Bodennutzung Taiwans. 1985. 178 S. DM 26,-
- Heft 72: *Gaskin-Reyes, C.E.*: Der informelle Wirtschaftssektor in seiner Bedeutung für die neuere Entwicklung in der nordperuanischen Regionalstadt Trujillo und ihrem Hinterland. 1986. 214 S. DM 29,-
- Heft 73: *Brückner, Ch.*: Untersuchungen zur Bodenerosion auf der Kanarischen Insel Hierro. 1987. 194 S. DM 32,-
- Heft 74: *Frankenberg, P. u. D. Klaus*: Studien zur Vegetationsdynamik Südosttunesiens. 1987. 110 S. DM 29,-
- Heft 75: *Siegburg, W.*: Großmaßstäbige Hangneigungs- und Hangformanalyse mittels statistischer Verfahren. Dargestellt am Beispiel der Dollendorfer Hardt (Siebengebirge). 1987. 243 S. DM 38,-
- Heft 77: *Anhuf, D.*: Klima und Ernteertrag - eine statistische Analyse an ausgewählten Beispielen nord- und südsaharischer Trockenräume - Senegal, Sudan, Tunesien. 1989. 177 S. DM 36,-
- Heft 78: *Rheker, J.R.*: Zur regionalen Entwicklung der Nahrungsmittelproduktion in Pernambuco (Nordostbrasilien). 1989. 177 S. DM 35,-
- Heft 79: *Völkel, J.*: Geomorphologische und pedologische Untersuchungen zum jungquartären Klimawandel in den Dünengebieten Ost-Nigers (Südsahara und Sahel). 1989. 258 S. DM 39,-
- Heft 80: *Bromberger, Ch.*: Habitat, Architecture and Rural Society in the Gilán Plain (Northern Iran). 1989. 104 S. DM 30,-
- Heft 81: *Krause, R.F.*: Stadtgeographische Untersuchungen in der Altstadt von Djidda / Saudi-Arabien. 1991. 76 S. DM 28,-

(Fortsetzung umseitig)

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN (Fortsetzung)

- Heft 82: **Graafen, R.:** Die räumlichen Auswirkungen der Rechtsvorschriften zum Siedlungsweisen im Deutschen Reich unter besonderer Berücksichtigung von Preußen, in der Zeit der Weimarer Republik. 1991. 283 S. DM 64,-
- Heft 83: **Pfeiffer, L.:** Schwemmineralanalysen an Dünensanden aus Trockengebieten mit Beispielen aus Südsahara, Sahel und Sudan sowie der Namib und der Taklamakan. 1991. 235 S. DM 42,-
- Heft 84: **Dittmann, A. and H.D. Laux (Hrsg.):** German Geographical Research on North America - A Bibliography with Comments and Annotations. 1992. 398 S. DM 49,-
- Heft 85: **Grunert, J. u. P. Höllermann, (Hrsg.):** Geomorphologie und Landschaftsökologie. 1992. 224 S. DM 29,-
- Heft 86: **Bachmann, M. u. J. Bendix:** Nebel im Alpenraum. Eine Untersuchung mit Hilfe digitaler Wettersatellitendaten. 1993. 301 S. DM 58,-
- Heft 87: **Schickhoff, U.:** Das Kaghan-Tal im Westhimalaya (Pakistan). 1993. 268 S. DM 54,-
- Heft 88: **Schulte, R.:** Substitut oder Komplement - die Wirkungsbeziehungen zwischen der Telekommunikationstechnik Videokonferenz und dem Luftverkehrsaufkommen deutscher Unternehmen. 1993. 177 S. DM 32,-
- Heft 89: **Lützel, R.:** Räumliche Unterschiede der Sterblichkeit in Japan - Sterblichkeit als Indikator regionaler Lebensbedingungen. 1994. 247 S. DM 42,-
- Heft 90: **Grafe, R.:** Ländliche Entwicklung in Ägypten. Strukturen, Probleme und Perspektiven einer agraren Gesellschaft, dargestellt am Beispiel von drei Dörfern im Fayyûm. 1994. 225 S. DM 46,-
- Heft 91: **Bonine, M.E., Ehlers, E., Krafft, Th. and G. Stöber (Hrsg.)** The Middle Eastern City and Islamic Urbanism. An Annotated Bibliography of Western Literature. 1994. 877 S. DM 68,-
- Heft 92: **Weiers, S.:** Zur Klimatologie des NW-Karakorum und angrenzender Gebiete. Statistische Analysen unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern und eines Geographischen Informationssystems (GIS). 1995. 216 S. DM 38,-
- Heft 93: **Braun, G.:** Vegetationsgeographische Untersuchungen im NW-Karakorum (Pakistan). 1996. 156 S. DM 54,-
- Heft 94: **Braun, B.:** Neue Cities australischer Metropolen. Die Entstehung multifunktionaler multifunktionaler Vorortzentren als Folge der Suburbanisierung. 1996. 316 S. DM 29,-
- Heft 95: **Krafft, Th. u. L. García-Castrillo Riesco (Hrsg.):** Professionalisierung oder Ökonomisierung im Gesundheitswesen? Rettungsdienst im Umbruch. 1996. 220 S. DM 24,-
- Heft 96: **Kemper, F.-J.:** Wandel und Beharrung von regionalen Haushalts- und Familienstrukturen. Entwicklungsmuster in Deutschland im Zeitraum 1871-1978. 1997. 306 S. DM 34,-
- Heft 97: **Nüsser, M.:** Nanga Parbat (NW-Himalaya): Naturräumliche Ressourcenausstattung und humanökologische Gefügemuster der Landnutzung. 1998. 232 S. DM 42,-
- Heft 98: **Bendix, J.:** Ein neuer Methodenverbund zur Erfassung der klimatologisch-lufthygienischen Situation von Nordrhein-Westfalen. Untersuchungen mit Hilfe boden- und satellitengestützter Fernerkundung und numerischer Modellierung. 1998. 183. S. DM 48,-
- Heft 99: **Dehn, M.:** Szenarien der klimatischen Auslösung alpiner Hangrutschungen. Simulation durch Downscaling allgemeiner Zirkulationsmodelle der Atmosphäre. 1999. 99 S. DM 22,-
- Heft 100: **Krafft, Th.:** Von Shāhjahānābād zu Old Delhi: Zur Persistenz islamischer Strukturelemente in der nordindischen Stadt. 1999. 217 S. DM 39,-

In Kommission bei Asgard-Verlag, Sankt Augustin

Nicht genannte Nummern sind vergriffen.