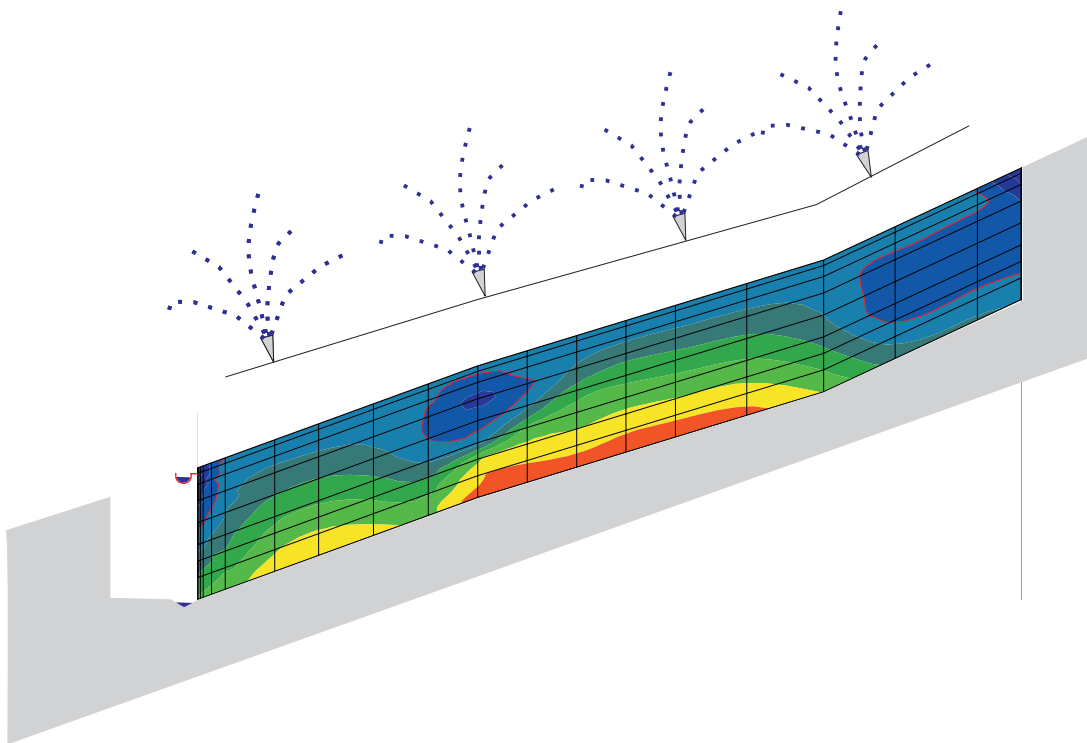


Institut für Hydrologie
Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.Br.

Markus Weiler

**Untersuchung zur Abflußbildung an Hängen mit
Tracerversuchen und numerischer Modellierung der
Wasserbewegung**



Diplomarbeit unter der Leitung von
Prof. Dr. Ch. Leibundgut

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

Markus Weiler

**Untersuchung zur Abflußbildung an Hängen mit
Tracerversuchen und numerischer Modellierung
der Wasserbewegung**

Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut

Koreferent: PD Dr. S. Demuth

Diplomarbeit unter der Leitung von
Prof. Dr. Ch. Leibundgut

Freiburg i. Br., April 1997

Ehrenwörtliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, daß die Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde.

Freiburg, den 11. April 1997

Markus Weiler

Inhaltsverzeichnis

Verzeichnis der Abbildungen im Text	IV
Verzeichnis der Tabellen im Text	VI
Verzeichnis der Abbildungen im Anhang	VII
Verzeichnis der Tabellen im Anhang	VII
Symbolverzeichnis	VIII
Abkürzungen	XII
Vorwort	XIII
Zusammenfassung	1
Summary	3
1 Einleitung	
1.1 Problemstellung	5
1.2 Zielsetzung und Vorgehensweise	5
2 Theoretische Grundlagen und Methodik	
2.1 Abflußprozesse	8
2.2 Transportmodelle	11
2.2.1 Einleitung	11
2.2.2 Voraussetzungen und Bemerkungen zu Transportmodellen	13
2.2.3 Konvektions-Dispersions-Modell (CDM)	14
2.2.4 Transfer Funktion Modell (TFM)	15
2.2.5 Kinetische Modelle (Bi-Kontinuum-Modelle)	16
2.3 Fließmodell QSOIL	18
2.3.1 Oberflächenabfluß	18
2.3.2 Matrixfluß	19
2.3.3 Makroporenfluß	20
2.3.4 Fluß in bevorzugten Fließwegen	20
2.3.5 Interaktion (Matrix - Makroporen)	20
2.3.6 Modellparameter	21
2.4 Beregnungsanlage, Instrumentierung und Meßmethodik	23
2.5 Wahl der Tracermethoden zur Erfassung der Abflußprozesse	23
2.5.1 Einführung	23
2.5.2 Tracerauswahl und Analytik	24
2.5.3 Einspeise- und Probenahmetechniken	25

3 Versuchsstandorte

3.1 Untersuchungsgebiet	27
3.1.1 Lage	27
3.1.2 Hydrologie	27
3.1.3 Geologie	29
3.2 Standort Wiese	29
3.3 Standort Wald	30
3.4 Vergleich der beiden Standorte	31
3.5 Fazit	32

4 Ergebnisse der Versuche

4.1 Einführung	33
4.1.1 Übersicht	33
4.1.2 Berechnung der Tracereinspeisemengen	34
4.2 Standort Wiese	35
4.2.1 Übersicht	35
4.2.2 Abflüsse	35
4.2.3 Bodenwasserhaushalt	39
4.2.4 Tracerversuche	41
4.3 Standort Wald	43
4.3.1 Übersicht	43
4.3.2 Abflüsse	43
4.3.3 Bodenwasserhaushalt	46
4.3.4 Tracerversuche	46
4.4 Fazit	48

5 Vergleich der Standorte

5.1 Einführung	49
5.2 Abflußkoeffizienten und Infiltration	49
5.3 Speicherverhalten	51
5.4 Durchlässigkeitsbeiwert k_{sat}	53
5.5 Wasserbilanz	55
5.5 Fazit	58

6 Auswertung der Tracerversuche

6.1 Auswahl der Transportmodelle und Tracerdurchgangskurven	59
6.2 Direkte Ergebnisse der Tracerversuchsauswertung	60
6.3 Auswahl der Transportmodelle für einzelne Fließwege	64
6.4 Vergleich und Analyse der Transportparameter	70
6.4.1 Oberirdischer Abfluß	70

6.4.2 Fließgeschwindigkeit	70
6.4.3 Effektive Porosität (Makroporosität)	73
6.4.4 Größe der Makroporen	75
6.4.5 Dispersionskoeffizient und Dispersivität	77
6.4.6 Vorereignis- und Ereigniswasser beim Versuch Wald2	79
6.5 Parameterübertragung auf das Fließmodell QSOIL	80
6.5.1 Überlegungen	80
6.5.2 Auswahl und Festlegung der Parameter	81
6.6 Fazit	84
 7 Ergebnisse der Simulationen mit QSOIL	
7.1 Einführung	86
7.2 Standort Wiese	88
7.2.1 Aufbau der Modellstruktur	88
7.2.2 Simulationen	91
7.2.3 Fazit	97
7.3 Standort Wald	98
7.3.1 Modellstruktur	98
7.3.2 Simulationen	100
7.3.3 Fazit	105
 8 Diskussion und Schlußfolgerung	
8.1 Berechnungsversuche	107
8.2 Tracerversuche	112
8.3 Simulationen mit QSOIL	117
8.4 Ausblick	118
 Literaturverzeichnis	121
 Anhang	
A Abbildungen und Tabellen im Anhang	127
B Charakterisierung der Bodeneigenschaften	
B.1 Wasserspannungskurven und hydraulische Leitfähigkeit	143
B.2 Pedotransferfunktionen	144
C Charakterisierung der Parameteranpassung	
C.1 Bestimmtheitsmaß	146
C.2 Standardfehler	146

Verzeichnis der Abbildungen im Text

Abb. 1-1:	Flußdiagramm zur Vorgehensweise	7
Abb. 2-1:	Abflußprozesse, dargestellt an einer Hangscheibe	10
Abb. 2-2:	Vergleich wichtiger Transportmodelle für die gesättigte und ungesättigte Zone	12
Abb. 2-3:	Modellstruktur von QSOIL, an einer Hangscheibe dargestellt	18
Abb. 2-4:	Besondere Einspeise- und Probenahmetechniken	25
Abb. 3-1:	Bodenkennwerte für den Hangoxigley am Standort Wiese	29
Abb. 3-2:	Bodenkennwerte für den Hangoxigley am Standort Wald	30
Abb. 4-1:	Zeitlicher Verlauf der Abflüsse und der Tensiometer- und Piezometermessungen während des Versuches AW2	37
Abb. 4-2:	Zeitlicher Verlauf der Abflüsse und der Tensiometer- und Piezometermessungen während des Versuches AW3	38
Abb. 4-3:	Zeitlicher Verlauf der Abflüsse und der Tensiometer- und Piezometermessungen während des Versuches AW4	40
Abb. 4-4:	Zeitlicher Verlauf der Leitfähigkeit bei AW2 und der Bromid- und Uraninkonzentrationen bei den Tracerveruchen während den Beregnungs- versuchen AW3 und AW4 (ausgewählte Meßpunkte).	42
Abb. 4-5:	Zeitlicher Verlauf der Abflüsse und der Tensiometer- und Piezometermessungen während des Versuches Wald1	44
Abb. 4-6:	Zeitlicher Verlauf der Abflüsse und der Tensiometer- und Piezometermessungen während des Versuches Wald2	45
Abb. 4-7:	Zeitlicher Verlauf der Leitfähigkeit bei Wald1 und der Bromid- und Uraninkonzentrationen bei den Tracerversuchen während des Beregnungs- versuches Wald2 (ausgewählte Meßpunkte).	47
Abb. 5-1:	Vergleich der Volumenabflußkoeffizienten für den Gesamtabfluß Q_{ges} und den unterirdischen Abfluß Q_u in Abhängigkeit vom Niederschlagsvolumen. . .	50
Abb. 5-2:	Kluftfaktoren für bestimmte Hangbereiche beim Standort Wiese	53
Abb. 5-3:	Aufteilung der Abflußvolumina bei den Beregnungsversuchen AW3 (links) und Wald2 (rechts)	55
Abb. 5-4:	Aufteilung der Abflüsse unter stationären Bedingungen bei den Beregnungsversuchen AW3 (links) und Wald2 (rechts).	56
Abb. 6-1:	Anpassung ausgewählter Transportmodelle an die Tracerdurchgangskurven Nr.1 bis Nr. 5	67
Abb. 6-2:	Anpassung ausgewählter Transportmodelle an die Tracerdurchgangskurven Nr.6 bis Nr. 9	68
Abb. 6-3:	Anpassung ausgewählter Transportmodelle an die Tracerdurchgangskurven	

Nr.10 bis Nr. 11	69
Abb. 6-4: Vergleich des Transportparameters Geschwindigkeit v mit der effektiven Geschwindigkeit v_{eff} für die ausgewählten Transportmodelle.	71
Abb. 6-5: Durchmesser der Makroporen für verschiedenen Fließwege am Standort Wald und Wiese	77
Abb. 6-6: Korrelation zwischen den Transportparametern v und D der ausgewählten Modelle (ohne SFDM).	78
Abb. 6-7: Ganglinienseparation mit Bromid beim Versuch Wald2	79
Abb. 6-8: Aus den Tracerversuchen ermittelte Fließwege für den Standort Wiese	82
Abb. 6-9: Aus den Tracerversuchen ermittelte Fließwege für den Standort Wald.	83
Abb. 7-1: Informationsebenen für die Modellierung mit QSOIL	87
Abb. 7-2: Interpolierte gemessene Druckverteilungen zu sechs Zeitpunkten beim Versuch AW3 am Standort Wiese.	90
Abb. 7-3: Simulationsergebnisse QSOIL für Modellebene II im Vergleich zu den Messungen bei Versuch AW3.	93
Abb. 7-4: Wasserspannungskurven und Wassergehalt-Durchlässigkeits-Kurven für unimodale und bimodale Porengrößenverteilung am Standort Wiese	94
Abb. 7-5: Simulationsergebnisse QSOIL für Modellebene IV im Vergleich zu den Messungen bei Versuch AW3	96
Abb. 7-6: Materialzuordnung QSOIL für den Standort Wald	98
Abb. 7-7: Interpolierte gemessene Druckverteilungen zu sechs Zeitpunkten beim Versuch Wald2 am Standort Wald.	99
Abb. 7-8: Wasserspannungskurven und Wassergehalt-Durchlässigkeits-Kurven für unimodale und bimodale Porengrößenverteilung am Standort Wald.	102
Abb. 7-9: Simulationsergebnisse QSOIL für Modellebene III im Vergleich zu den Messungen bei Versuch Wald2	103
Abb. 7-10: Simulationsergebnisse QSOIL für Modellebene III als Druckverteilung zu sechs Zeitpunkten	104
Abb. 8-1: Konzeptmodell für den Standort Wiese, das die dominierenden Fließwege in den Makroporen (Mak), Mesoporen (Mes) und Mikroporen (Mik) und die Abflußbildungsprozesse veranschaulicht	109
Abb. 8-2: Konzeptmodell für den Standort Wald, das die dominierenden Fließwege in den Makroporen (Mak), Mesoporen (Mes) und Mikroporen (Mik) und die Abflußbildungsprozesse veranschaulicht	111
Abb. 8-3: Schematischer Entscheidungsbaum für die Auswahl der Transport- und Fließmodelle bei unterschiedlichen Porengrößenverteilungen.	114

Verzeichnis der Tabellen im Text

Tab. 2-1:	Anpassungsparameter für die kinetischen Transportmodelle	17
Tab. 2-2:	Modellparameter für das Fließmodell QSOIL	22
Tab. 2-3:	Tracermethodik zur Untersuchung der Abflußbildung an Hängen (Literaturvergleich)	24
Tab. 3-1:	Vergleich der Standorte Wiese und Wald	31
Tab. 4-1:	Übersicht über die Beregnungsversuche	33
Tab. 4-2:	Berechnete Einspeisemengen je Standort für Uranin, Bromid und Chlorid ...	34
Tab. 5-1:	Anpassung der Einzellinearspeicher an die Abflußkomponenten	51
Tab. 5-2:	Durchlässigkeitsbeiwerte für die Standorte Wiese und Wald (Ermittlung mit Darcy-Gesetz)	54
Tab. 5-3:	Ermittlung des Durchlässigkeitsbeiwerts mit Bail (Slug)- Tests	54
Tab. 5-4:	Aufteilung des Infiltrationsvolumens bei den Versuchen	57
Tab. 6-1:	Ausgewählte TDKs zur Auswertung der Tracerversuche	59
Tab. 6-2:	Ergebnisse der Tracerauswertung mit der Momentenmethode	61
Tab. 6-3:	Transportparameter durch Anpassung an das CDM mit 2 Parametern	62
Tab. 6-4:	Transportparameter durch Anpassung an das CDM mit 3 Parametern	62
Tab. 6-5:	Transportparameter durch Anpassung des SFDM mit 3 Parametern	62
Tab. 6-6:	Transportparameter durch Anpassung des MIM mit 4 Parametern	64
Tab. 6-7:	Transportparameter durch Anpassung des lognormalen TFM	65
Tab. 6-8:	Ausgewählte Transportmodelle für die TDK und Fließwege	66
Tab. 6-9:	Maximale v_{max} und minimale v_{min} Fließgeschwindigkeit in den Makroporen für einzelne Fließwege aus den Parametern der Transportmodelle	72
Tab. 6-10:	Effektive Porosität mit unterschiedlichen Berechnungsmethoden für verschiedene Fließwege	74
Tab. 7-1:	Merkmale der Horizonte/Materialien und deren Parametrisierung für den Standort Wiese	91
Tab. 7-2:	Veränderung von k_{sat} beim Standort Wiese	92
Tab. 7-3:	Merkmale der Horizonte / Materialien und deren Parametrisierung für den Standort Wald	100
Tab. 7-4:	Veränderung von k_{sat} beim Standort Wald	101

Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

Abb. A-1: Gesamtübersicht über den Standort Wiese in A) Grundriß B) Seitenansicht (Längsschnitt) C) Graben (Querschnitt) mit den jeweiligen Abfluß- und Tracermeßpunkten und den Meßinstrumenten	129
Abb. A-2: Gesamtübersicht über den Standort Wald in A) Grundriß B) Seitenansicht (Längsschnitt) C) Graben (Querschnitt) mit den jeweiligen Abfluß- und Tracermeßpunkten und den Meßinstrumenten	131
Abb. A-3: Gesamtansicht der Versuchsparzelle Wiese in nord-östlicher Blickrichtung..	133
Abb. A-4: Bodenprofil im Graben am Standort Wiese.	133
Abb. A-5: Gesamtansicht der Versuchsparzelle Wald in süd-westlicher Blickrichtung (hangabwärts)..	135
Abb. A-6: Oberer Bereich des Bodenprofils im Graben am Standort Wald.	135
Abb. A-7: Simulationsergebnisse QSOIL für Modellebene I im Vergleich zu den Messungen bei Versuch AW3	137
Abb. A-8: Simulationsergebnisse QSOIL für Modellebene III im Vergleich zu den Messungen bei Versuch AW3	138
Abb. A-9: Simulationsergebnisse QSOIL für Modellebene I im Vergleich zu den Messungen bei Versuch Wald2	139
Abb. A-10: Simulationsergebnisse QSOIL für Modellebene III im Vergleich zu den Messungen bei Versuch Wald2	140

Verzeichnis der Tabellen im Anhang

Tab. A-1: Eingangsdaten für die Simulationen mit QSOIL für den Versuch AW3	141
Tab. A-2: Eingangsdaten für die Simulationen mit QSOIL für den Versuch Wald2	142

Symbolverzeichnis

Die Grundeinheiten sind wie folgt abgekürzt: L = Länge, T = Zeit, M = Masse

α	[T ⁻¹]	kinetischer Austauschparameter der 1. Ordnung
α	[T ⁻¹]	Auslaufkoeffizient
α_L	[L]	longitudinale Dispersionslänge / Dispersivität
β	[-]	Anteil der mobilen Phase am gesamten Wassergehalt (Anpassungsparameter MIM)
δ		Delta-Funktion Begrenzungsfaktor
ε		Anteil der ersten TFM-LN am nullten Moment der TDK.
θ	[-]	Bodenwassergehalt (volumetrisch)
θ_{im}	[-]	Wassergehalt des immobilen Bereichs
θ_m	[-]	Wassergehalt des mobilen Bereichs (MIM)
θ_r	[-]	Restfeuchte (residual water content)
λ	[-]	Porengrößenindex (Brooks-Corey)
μ	[-]	Mittelwert (TFM)
μ	[M/L/T]	dynamische Viskosität
μ_n		normiertes n-tes Moment
ν_v	[L ² /T]	kinematische Viskosität (= 1,01x10 ⁻⁶ m ² /s bei 20°C)
ρ	[M/L ³]	Trockendichte (<i>bulk density</i>)
ρ_s	[M/L ³]	Gesteinsdichte
σ	[-]	Standardabweichung
τ	[-]	Tortuosität
τ_f	[-]	Tortuosität der Klüfte
τ_{in}	[T]	Zeitpunkt an dem das betrachtete Stoffteilchen zum ersten Mal in das Transportvolumen gelangt
τ_{life}	[T]	Zeit (Lebensdauer), in der sich das betrachtete Stoffteilchen im Volumen aufhält
Ψ		Potential
Ψ_m	[L]	Matrixpotential
Ψ_w	[L]	Wasserpotential

Ψ_z	[L]	Gravitationspotential
ω	[-]	Stanton-Zahl (Verhältnis der Transportrate der mobilen zur immobil Phase zur Konvektionsrate in der mobilen Phase) MIM
ϱ	[M/L ³]	Dichte des Fluids (Wasser)
A	[L ²]	Durchflußfläche, -querschnitt
a	[L]	mittlerer Aggregatradius
a	[T ^{-1/2}]	Anpassungsparameter (SFDM, SPPFM)
b	[L]	radialer Einflußbereich einer Makropore im Einheitsvolumen
b	[L]	halbe Kluftbreite
C_0	[M/L ³]	Anfangskonzentration (charakteristische Konzentration)
C_f	[M/T]	Stoffflußkonzentration
C_r	[M/L ³]	Residenz-Konzentration
D	[L ² /T]	Dispersionskoeffizient
d	[L]	Durchmesser (Poren, Makroporen)
D_e	[L ² /T]	effektiver Diffusionskoeffizient $D_e = D_p = D_m \tau$
D_{eff}	[L ² /T]	effektiver Dispersionskoeffizient
D_m	[L ² /T]	molekularer Diffusionskoeffizient im Wasser
D_p	[L ² /T]	molekularer Diffusionskoeffizient in der Matrix
f	[-]	Anteil der Sorptionsplätze im mobilen Bereich
$f^f()$		Fluß-Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion
$g()$		Lebensdauer-Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion
g	[L/T ²]	Erdbeschleunigung
H	[L]	Wasserstand im Piezometer (<i>hydraulic head</i>)
h	[L]	Druckhöhe der Bodenmatrix (<i>matrix head, capillary height</i>)
h_b	[L]	Luft Eintrittsdruck <i>air entry pressure</i> (Brooks Corey)
I	[-]	Hydraulischer Gradient oder Gefälle (Gravitationsgefälle)
I_e	[-]	Reibungsgefälle
J	[L/T]	Wasserfluß (<i>specific discharge</i>)
K	[L ²]	Permeabilität

k	[L/T]	Durchlässigkeitsbeiwert
k	[-]	Formfaktor
k	[T]	Speicherkonstante $k = 1/\alpha$
K_D	[L ³ /M]	Verteilungskoeffizient
k_l	[L/T]	Durchlässigkeitsbeiwert der Makroporenwandung
k_{sat}	[L/T]	gesättigter Durchlässigkeitsbeiwert
k_{st}	[L ^{1/3} /T]	Rauhigkeitsbeiwert (nach Strickler)
L	[L]	Entfernung zwischen Tracereinspeisung und Probenahme (charakteristische Länge)
M	[M]	Masse (Tracer)
M_0	[-]	nulltes Moment der TDK ($M_0 = M / Q \ t$)
M_n	[-]	n-tes Moment
n	[-]	Porosität
n		Exponent
n_ϕ	[-]	Makroporendichte
n_{eff}	[-]	effektive Porosität = nutzbares Porenvolumen
n_k	[-]	Kluftfaktor
n_{mak}	[-]	Makroporosität
n_p	[-]	Matrixporosität
p	[M/L/T ²]	Druck
$p(t)$	[T ⁻¹]	Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (wdf)
P_D	[-]	Dispersionsparameter
P_e	[-]	Peclet-Zahl
Q	[L ³ /T]	Durchflußrate des Bodenwassers
q	[M/T]	Stofftransportrate
Q_0	[L ³ /T]	Anfangsausfluß eines Einzellinearspeichers
q_0	[L ³ /T/L]	Durchfluß pro Einheitsbreite
q_i	[L ³ /T L ³]	Interaktionsfluß pro Einheitsvolumen
Q_o	[L ³ /T]	oberirdischer Abfluß
Q_u	[L ³ /T]	unterirdischer Abfluß
R	[-]	Retardationsfaktor (sofortiges Gleichgewicht)

R	[L]	hydraulischer Radius
r^2		Bestimmtheitsmaß
r	[L]	Radius (Pore, Makropore)
Re	[-]	Reynold-Zahl
r_p	[L]	Radius des Piezometerrohrs (verwendete Piezometer $r_p = 45$ mm)
rSF		relativer Standardfehler
SF		Standardfehler
T	[-]	dimensionslose Zeit
T_0	[T]	Wiederanstiegszeit (Bail-Test)
t	[T]	Zeit nach Versuchsbeginn, diskretisierte Versuchszeit oder Zeitvariable
t_0	[T]	mittlere Aufenthaltszeit des Wassers
t'	[T]	Stoffeingabezeitpunkt
V	[L ³]	Bodenvolumen
v	[L/T]	mittlere Porenwassergeschwindigkeit = Abstandsgeschwindigkeit
V_{eff}	[L ³]	effektives Wasservolumen (mobiles Wasser)
v_{eff}	[L/T]	effektive Geschwindigkeit
V_f	[L ³]	Kluftvolumen
v_f	[L/T]	Filtergeschwindigkeit
v_m	[M/T]	mittlere Stofftransportgeschwindigkeit in der mobilen Phase
v_o	[L/T]	Oberflächenabflußgeschwindigkeit
V_S	[L ³]	Stofftransportvolumen
x_e	[L]	charakteristische Entfernung der Wasserbewegung
x_l	[L]	Mächtigkeit der Makroporenwandung (<i>lining</i>)
x_p	[L]	perforierte Länge des Piezometers
Z	[-]	dimensionslose Entfernung
z	[L]	Ortshöhe

Abkürzungen

Ah	mineralischer Oberbodenhorizont mit bis zu 30 Masse-% akkumuliertem Humus
A _o	oberirdische Abflußkomponente, die mit der 4 m breiten Oberflächenabflüßauffangrinne gemessen wird.
AW2, AW3, AW4	Beregnungsversuche am Standort Wiese
CDM	<i>Konvektions-Dispersions-Modell</i>
Cv	Mineralischer angewitterter Untergrundhorizont
Go	oxidierter Mineralbodenhorizont mit hydromorphen Merkmalen
L	organischer Bodenhorizont
LF	Leitfähigkeit
M1	numerierte Makroporenmeßstelle (Standort Wiese)
M-x	Makroporenmeßstelle mit Bezeichnung (Standort Wald)
MIM	<i>Mobile-Immobile-Water-Model</i>
N	simulierter Niederschlag
P	Schräpiezometer (siehe Kap. 2.5.3)
P1 .. P8	Piezometerrohr mit Drucksonde
R-x	Meßstelle für Return Flow, mit x nähere Bezeichnung
SFDM	<i>Single-Fissure-Dispersion-Model</i>
SFPFM	<i>Single-Fissure-Pistin-Flow-Model</i>
SSF	unterirdische Abflußkomponente, die im Graben aufgefangen und gemessen wird
SSF-lateral	unterirdischer Fließweg, der Hangparallel in den Graben entwässert
SSF-Graben	unterirdischer Fließweg, der von der Oberfläche schräg in den Graben entwässert
T1 .. T16	Tensiometer
TDK	Tracerdurchgangskurve
TDR	<i>Time Domain Reflectometry</i>
TFM	<i>Transfer-Funktion-Modell</i>
W-links	Meßstelle unter einer Baumwurzel am Standort Wald
Wald1	Beregnungsversuche am Standort Wald
Wald2	

Vorwort

Diese Arbeit ist im Rahmen einer Zusammenarbeit zwischen dem Institut für Hydrologie der Universität Freiburg, der Abteilung Ingenieurhydrologie der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich (ETHZ) und der Sektion Naturgefahren, Gruppe Forstliche Hydrologie, der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) in Birmensdorf entstanden. Ich möchte mich in erster Linie für die Möglichkeit innerhalb dieser Kooperation meine Diplomarbeit durchzuführen bei Prof. Dr. Christian Leibundgut und Dr. Felix Naef bedanken. Außerdem danke ich Felix Forster für die Möglichkeit im Forschungsgebiet der WSL, dem Vogelbach im Alptal (CH), die Versuche durchführen zu können und für die daraus entwickelte Zusammenarbeit.

Für die interessanten und informativen Diskussionen, die allumfassende Unterstützung und die Bereitschaft, mir jederzeit meine Fragen zu beantworten und Wünsche zu erfüllen, möchte ich mich ganz herzlich bei Dr. Simon Scherrer, Dr. Andrew Faeh und Dr. Felix Naef bedanken.

Die Auswahl der Standorte, die Durchführung der aufwendigen Beregnungsversuche und deren Auf- und Abbau wäre ohne die Hilfe von Paul Waibel und Kari von der WSL und Simon Scherrer nicht möglich gewesen. Ihnen sowie meinen KomilitonInnen Frank Armbruster, Petra Fackel, Andreas Güntner, Alexander Krämer, Paul Hilberer und Kerstin Stahl, die bereit waren, mir bei den Beregnungsversuchen zu helfen und mich zu unterstützen, gilt mein Dank.

Bei folgenden Personen möchte ich mich für die vielen kleinen Dinge bedanken, die zur erfolgreichen Durchführung der Arbeit beigetragen haben:

Herrn Steiner, dem Landeigentümer des Beregnungsstandortes Wiese sowie Herrn Steiner, dem zuständigen Förster für die Parzelle im Wald.

Der Gemeinde Alptal für die Möglichkeit, die öffentliche Wasserversorgung zu benutzen.

Prof. Dr. Hannes Flühler und Dr. Thomas Gimmi vom Institut für terrestrische Ökologie der ETHZ für die Überlassung der Software CXTFIT, sowie Walter Russel vom U.S. Salinity Laboratory für die Zusendung des CXTFIT Manual.

Dr. Joachim Härtling vom Institut für Physische Geographie der Universität Freiburg für die Korngrößenanalyse der Bodenproben.

Prof. George Hornberger von der University of Virginia für die Informationen bezüglich Tracereinsatz bei Beregnungsversuchen an Hängen.

Allen Mitarbeitern am Institut für Hydrologie in Freiburg.

Für die Korrekturen meiner schriftlichen Ausarbeitung möchte ich mich bei Daniel Katzenmaier, Andreas Güntner und Kerstin Stahl bedanken. Schließlich gilt ein herzlicher Dank meinen Eltern für die Unterstützung meines Studiums.

Zusammenfassung

Innerhalb dieser Arbeit wurden Beregnungsversuche mit simulierten Starkniederschlägen und parallelen Tracerversuchen an Hängen durchgeführt, um Daten für die unabhängige Verifizierung des numerischen Fließmodells QSOIL zu erhalten. Die Ergebnisse der Versuche bezüglich Wasserhaushalt und Stofftransport wurden zur Bestimmung von Parametern für das Modell QSOIL zusammengeführt. Im Vordergrund stand dabei die Identifikation der Abflußbildungsprozesse.

Für den experimentellen Teil der Arbeit wurden zwei Standorte im Versuchsgebiet der WSL, dem Vogelbach (Alptal, Schweiz), ausgewählt. Die Böden der beiden 20-25° geneigten Hänge sind auf dem gleichen Ausgangsgestein entstanden. Durch die unterschiedliche Vegetation - ein Standort befindet sich auf der Wiese, der andere im Wald - unterscheiden sich Bodenentwicklung und physikalische Eigenschaften. Auf den 60 m² großen Versuchspartzellen wurden Extremereignisse mit Niederschlagsintensitäten zwischen 60 und 100 mm/h simuliert. Die Abflußkomponenten oberirdischer und unterirdischer Abfluß, Bodenfeuchte (TDR) sowie der Wasserspiegel in Piezometern und der Druck in Tensiometern wurden während der Versuche kontinuierlich gemessen. Markierversuche mit Bromid und Uranin wurden mit verschiedenen Einspeise- und Probenahmetechniken simultan zu den Beregnungsversuchen durchgeführt.

Die Auswertung der Tracerversuche erfolgte mit verschiedenen linearen und kinetischen Transportmodellen, die miteinander verglichen werden. Für jede gemessene Abflußkomponente wurde mindestens ein Transportmodell ausgewählt, das die Transportprozesse am besten beschreibt. Nicht nur Anpassungskriterien beeinflussten eine solche Wahl, zusätzlich wurden die Transportparameter auf ihre Plausibilität geprüft. Die Transportparameter wurden analysiert und in Fließparameter für das Modell QSOIL transformiert. Die Übertragung der Transportparameter in Fließparameter beinhaltet eine Skalen- und eine Modelltransformation der Parameter.

Die Beregnungsversuche wurden mit Hilfe der Abflußdaten der einzelnen Abflußkomponenten sowie Punktmessungen der Matrixpotentiale und Bodenwassergehalte im zeitlichen Verlauf ausgewertet. Die Anfangsbedingungen für die Simulationen mit QSOIL wurden festgelegt, indem die Punktmessungen der Matrixpotentiale und der bodenphysikalischen Kennwerte auf die gesamte Hangparzelle interpoliert wurden. Das Modell QSOIL beruht auf dem modifizierten *double-porosity*-Ansatz, d.h. die Fließprozesse finden in zwei miteinander gekoppelten Porositätsbereichen des Bodens statt. Die Simulationen der Beregnungsversuche mit QSOIL werden auf unterschiedlichen Informationsebenen durchgeführt. Durch ein schrittweises Vorgehen konnten die Ergebnisse unterschiedlicher, sukzessive mehr Informationen enthaltender, Eingangsdaten verglichen werden. Dabei wurde das Modell nicht kalibriert, sondern die Simulationen zur Evaluation mit den gemessenen Daten verglichen, wie es für ein physikalisch begründetes Modell sinnvoll ist.

Die Simulation der Abflußkomponenten und Matrixpotentiale ergibt auf bestimmten Informationsebenen sehr gute Übereinstimmungen. Es ist möglich, die identifizierten Abflußbildungsprozesse vom Modell in ihrer zeitlichen und räumlichen Variabilität nachbilden zu lassen. Die Vorgehensweise zur Bestimmung der Eingangsparameter ermöglicht demnach erfolgreiche Prozeßsimulationen.

Die separate Betrachtung und Beschreibung einzelner Abflußbildungs- und Transportprozesse ist jedoch nur bedingt möglich. Die Skalenebene des Hanges hat sich dafür als zu groß herausgestellt. Außerdem ist die Parametertransformation zwischen Transportmodellen und Fließmodellen, denen differente Modellstrukturen zu Grunde liegen, kritisch zu bewerten. Ein Schwerpunkt sollte in Zukunft auf der Entwicklung aufeinander abgestimmter Transport- und Fließmodelle liegen. Eine Entscheidungsgrundlage für bestimmte Modellstrukturen anhand der Porengrößenverteilung des Bodens wird vorgestellt.

Wenn es gelingt, die Abflußbildungsprozesse in der gleichen zeitlichen und räumlichen Skala zu messen und zu modellieren, kann der kombinierte Einsatz von Beregnungsversuchen und Tracerverfahren als eine gute Basis angesehen werden, Abflußbildungsprozesse zu ermitteln und zu charakterisieren. Die Vielzahl der in der Literatur beschriebenen Abflußprozesse muß besser strukturiert und logischer beschrieben werden. Die Arbeit stellt eine Möglichkeit vor, wie die räumliche und zeitliche Ausprägung der Fließwege in den verschiedenen Porenräumen betrachtet werden kann.

Summary

Field experiments were conducted for this study to obtain data for the independent verification of a physically based numerical hillslope model (QSOIL). Two field sites in the swiss research basin Vogelbach were chosen for the experimental work. The plots with an area of 60 m² were located on 20-25° steep hillslopes. The soils which developed from the same underlying geological material reflect the different vegetation cover of the sites ie. forest and meadow. Extreme rainfall events of 60 to 100 mm/h were simulated artificially at the two different hillslope research sites. Besides the gauging of the overland and subsurface runoff components and the measurement of the subsurface pressure heads and water contents, simultaneous tracer experiments were carried out. Soil water changes are monitored during various rainfall experiments using soil moisture probes (TDR), tensiometers and piezometers. Tracer experiments with bromide (NaBr) and fluorescein (Uranin) were carried out using different application and sampling techniques.

Based on water balance and solute transport considerations, the results of the experiments are utilized to obtain parameters for the QSOIL model. This model describes the movement of soil-water using a double-porosity approach, allowing the matrix and macropore domain to be represented by separate hydraulic properties.

Various solute transport models (e.g. Single Fissure Dispersion Model, Convection Dispersion Model, Mobile Immobile Water Model) were fitted to the breakthrough curves obtained from surface and subsurface runoff components. The results of the equilibrium and non-equilibrium transport models used are analysed and compared. Not only goodness-of-fit but also the physical plausibility of the calculated parameters influenced the selection of one parameter set for further investigation. In a subsequent step the transport parameters were translated into flow parameters. This involves a combination of scale transformation and transformation between two different modelling structures.

Computations with the model QSOIL were initially based solely on the physical soil characteristics identified for the experimental hillslopes. For subsequent computations a stepwise procedure was adopted for incorporating additional information derived from the results of the rainfall and tracer experiments. The different simulation results are evaluated only by comparison with the experimental data. No calibration of the physically based model was therefore performed.

Information levels could be found at which the simulated runoff components and the soil-water distributions match the measured data. The simulations thereby facilitates the identification of the runoff processes in their spatial and temporal behaviour. The procedure adopted in determining the input parameters provides feasible simulations of the runoff processes.

However there are limits to the extent to which distinct microscale components and processes

can be described. The hillslope scale seems not suitable for the identification of such single processes as the simulation is based on so called effective parameters derived from the tracer experiments. Therefore the transformation of transport into flow parameters is critical if the structure of the fitted solute transport model does not account for real physical flow mechanisms. To minimize these difficulties research should focus on developing transport and flow models that are linked and adjusted to each other in the first place. Based on the information on pore size distributions in soils a flow chart for decision on choice of flow and transport model structure is presented in this paper.

On condition that measurement and simulation of runoff processes are carried out in the same spatial and temporal resolution (scale), the combination of artificial rainfall experiments and tracer experiments provides a suitable tool for identifying and characterizing discharge formation processes. However there is a large variety of terms describing runoff generation processes all derived by different methods and concepts but relating to the same physical background. One of the most important tasks is therefore to find a logical structure for the description of the related phenomena. This study shows a possibility to view the runoff processes with respect to the spatial and temporal paths of water movement in the different pore size classes.

Keywords:

runoff generation processes, runoff components, macropores, artificial rainfall, tracer experiment, physically based numerical hillslope model, solute transport model, scaling

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Die Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich (ETHZ) beschäftigt sich zur Zeit intensiv mit Prozessen der Abflußbildung bei Hochwassersituationen. In zahlreichen Beregnungsversuchen auf 17 verschiedenen Standorten mit Niederschlagsintensitäten zwischen 50 und 110 mm/h wurde dabei eine große Vielfalt an Abflußreaktionen nachgewiesen. Die Unterschiede sind nicht allein auf Bodenfeuchtedifferenzen zurückzuführen, wie dies in klassischen Ansätzen meist angenommen wird, sondern auf unterschiedliche Infiltrations- und Abflußprozesse. Die Experimente wurden auf Testflächen von 60 m² mit Neigungen zwischen 15 und 55% durchgeführt. Die Untersuchungen sollen in Zusammenarbeit mit der Versuchsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) im Alptal (Schweiz) weitergeführt werden.

Zur Simulation der Wasserbewegung im Boden steht das physikalisch begründete, numerische Modell QSOIL zur Verfügung, das mit der Methode der finiten Elemente die Gleichungen für Matrix-, Makroporen- und Oberflächenabfluß lösen kann. Zur Kalibrierung des Modells anhand der experimentellen Daten (Punktmessung von Potentialen im Boden und Erfassung der Abflüsse am Hangfuß) müssen einige Parameter, die den Bodenaufbau und die Bodeneigenschaften beschreiben, abgeschätzt oder interpoliert werden. Die Ergebnisse der Simulationsrechnungen (zeitliche Änderung der Flüsse und Potentiale im Boden sowie Abflüsse am Hangfuß) stellen deshalb nur eine Annäherung an die tatsächlichen Vorgänge dar. Es sind noch keine adäquaten Methoden vorhanden, um die tatsächlichen Abflußprozesse und Fließwege in jeder Skale zu identifizieren und zu modellieren.

1.2 Zielsetzung und Vorgehensweise

Die vorliegende Arbeit soll dazu beitragen, die Schwierigkeiten und Ungenauigkeiten bei der Identifikation der Abflußprozesse zu verringern, um so die physikalisch begründeten Parameter des Fließmodells QSOIL, für die eine direkte Messung nicht möglich ist, indirekt bestimmen zu können. Dieses Ziel soll insbesondere mit Hilfe von Tracerversuchen erreicht werden, die eine direkte Untersuchung der Fließwege und des konkreten Transports von Wasserpaketen ermöglichen.

Die Ziele sollen in dieser Arbeit durch eine parallele Vorgehensweise realisiert werden. Der experimentelle Teil der Arbeit umfaßt mehrere Beregnungsversuche mit und ohne Tracereinsatz auf zwei durch ihre Vegetation unterschiedlichen Standorten. Bei den Beregnungsversuchen ohne Tracereinsatz soll die Auswertung anhand von Messungen der Abflüsse und Bodenwasserhaushaltsdaten erfolgen und die daraus resultierenden Probleme identifiziert werden. Zusätzlich bietet der Einsatz von Tracern gleichzeitig mit den Beregnungsversuchen die Möglichkeit, anhand der Auswertung der Tracerdurchgangskurven mit verschiedenen Transportmodellen weitere Informationen zu gewinnen. Die Resultate aus den verschiedenen Transportmodellen sollen vertiefend diskutiert werden. Die daraus gewonnenen Erkenntnisse sollen zusammengeführt werden, um die Abflußprozesse in ihrem zeitlich und räumlichen Auftreten zu charakterisieren.

Mit diesen Erkenntnissen sollen die Parameter für das Fließmodell QSOIL bestimmt werden. Anhand von Simulationen mit QSOIL sollen die Ergebnisse mit den Messungen verglichen werden und somit Aussagen über die Eingangsparameter, die Prozeßidentifikation und den Modellaufbau gemacht werden. Dabei sollen die Modellannahmen und die Modellstruktur des Fließmodells QSOIL überprüft werden, d.h. die dort zu Grunde gelegten Infiltrations- und Abflußprozesse bestätigt oder widerlegt werden. Einen Überblick über die Vorgehensweise gibt das Flußdiagramm in Abbildung 1-1.

Erkenntnisse, die sich aus den Unterschieden der verschiedenen Modellansätze (Transport - oder Fließmodell) ableiten lassen, sollen herausgearbeitet werden. Zur Diskussion steht ferner, inwieweit die Ergebnisse für eine Niederschlag-Abfluß-Modellierung im gesamten Einzugsgebiet verwendet werden können, bzw. wie der Aufbau von neuen Niederschlag-Abfluß-Modellen aussehen kann.

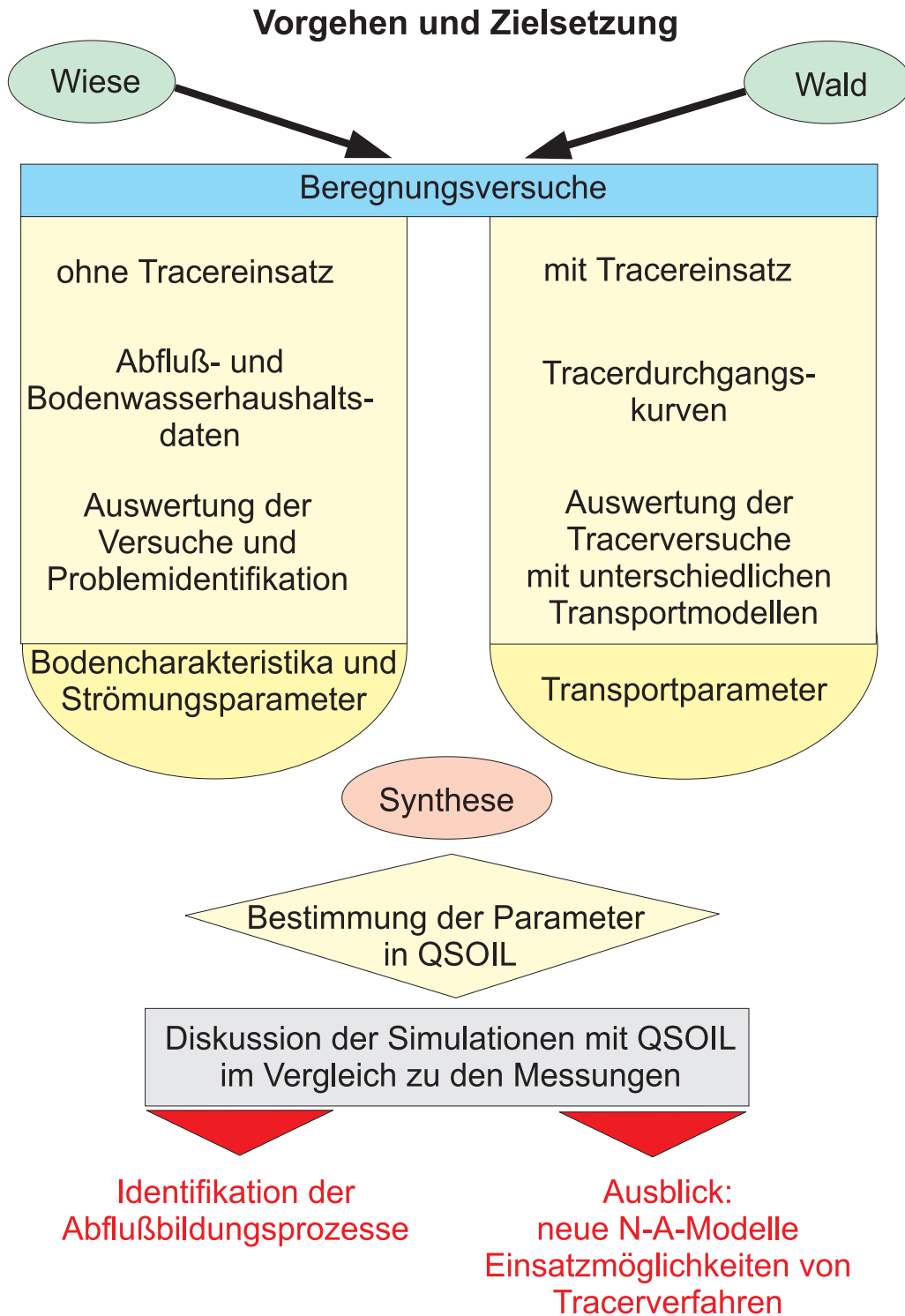


Abbildung 1-1: Flußdiagramm zur Vorgehensweise

2 Theoretische Grundlagen und Methodik

2.1 Abflußprozesse

In der Literatur sind viele Mechanismen und Prozesse beschrieben, die die Abflußbildung thematisieren. Die lange Zeit angenommene starke Dominanz des Oberflächenabflusses an einem Hochwasserereignis hat im Laufe der letzten 20-30 Jahre an Bedeutung verloren. Arbeiten von MOSELY (1982), BEVEN und GERMANN (1982), GUTKNECHT (1996) und SCHERRER (1996) zeigen die starke räumliche und zeitliche Variabilität der Abflußprozesse und den Einfluß der unterirdischen Fließwege an einem Abflußereignis.

Die theoretische Einführung in die Abflußprozesse soll die Grundlage zu später folgenden Beschreibungen bilden. Eine schematische Übersicht gibt Abbildung 2-1. Darin werden die *Abflußprozesse unterteilt in Abflußbildungsprozesse*, die die *Ursachen für verschiedene Abflußkomponenten* sind. Abflußkomponenten bestehen aus einer Vielzahl verschiedener Fließwege, die an einem Ort im Einzugsgebiet unterschieden werden können. Abflußkomponenten sind schließlich das Ergebnis unterschiedlicher Fließwege.

Niederschlag, der auf eine Landoberfläche fällt, wird durch verschiedene Abflußbildungsprozesse aufgeteilt in Abflußkomponenten. Die wichtigste Steuerungsgröße der Abflußbildungsprozesse ist der zeitliche Verlauf der Infiltrationsrate. Überschreitet die Niederschlagsintensität die Infiltrationsrate, so entsteht die Abflußkomponente Oberflächenabfluß (*Surface Flow*). Dabei ist folgende Unterscheidung der Ursachen sinnvoll. Oberflächenabfluß, der durch eine Infiltrationsrate ausgelöst wird, die infolge einer niedrigen Durchlässigkeit des Bodens geringer ist als die Niederschlagsintensität, wird als *Hortonscher Oberflächenabfluß* bezeichnet. Fällt dagegen Niederschlag auf einen gesättigten Boden, dessen Speicherkapazität erschöpft ist, wird dieser Mechanismus als gesättigter Oberflächenabfluß (*Saturated Overland Flow*) oder Oberflächenabfluß nach *Dunne* bezeichnet.

Die Infiltration in den Boden kann über die zwei wichtigsten unterirdischen Fließwege, die Bodenmatrix und die Makroporen erfolgen. Die Wasserbewegung in der Matrix wird als kapillarer Fluß in Mikro- und Mesoporen bezeichnet, der auf Grund von Druckgradienten erzeugt wird. Im Gegensatz dazu ist das Potential in Makroporen nur durch die Schwerkraft bestimmt. Makroporen sind geometrisch definierte Strukturen im Boden wie z.B. Wurmlöcher oder Risse. Die Größe von Makroporen wird in der Literatur je nach Autor sehr unterschiedlich definiert. Einen Vergleich der Definition von Makroporen ist in BEVEN und GERMANN (1982) zu finden. In dieser Arbeit werden in Anlehnung an BEVEN und GERMANN (1982) Poren mit einem

Durchmesser $d > 1000 \mu\text{m}$ als Makroporen, zwischen $10 \mu\text{m}$ und $1000 \mu\text{m}$ als Mesoporen und $d < 10 \mu\text{m}$ als Mikroporen bezeichnet. Für die Makroporen entspricht das einem äquivalenten Matrixpotential $\Psi_m > -3 \text{ cm}$, für Mesoporen einer maximalen Saugspannung, die sich bei Feldkapazität einstellt. In einem Boden mit Makroporen kann es bei der Infiltration zu *Bypass Flow* kommen. Das Niederschlagswasser gelangt über die Makroporen durch eine ungesättigte Bodenmatrix in die Tiefe (MCDONNELL, 1990: 2823).

Außer vertikalen Fließvorgängen (Infiltration) kann es durch unterschiedlich durchlässige Bereiche im Boden auch zu lateralen Fließvorgängen kommen. Kommt es zu einer schnellen Abflußreaktion aufgrund lateraler Fließwege, wird dies als *subsurface storm flow* bezeichnet. Lateraler unterirdischer Abfluß (*subsurface flow*) kann in bevorzugten Fließwegen oder in der Bodenmatrix stattfinden. Die bevorzugten Fließwege (*preferential pathway*) können aufgrund unterschiedlicher Bodenstrukturen unterteilt werden in Makroporen und hochdurchlässige Bereiche (*High Permeable Layers*). Hochdurchlässige Bereiche entwickeln sich durch Bodenbildungsprozesse, Erosion oder durch den Einfluß der Vegetation und umfassen einen diffusen Bereich. Makroporen, die in vielen Untersuchungen als *Pipes* bezeichnet werden, wenn sie in lateraler Richtung ausgebildet sind, umfassen dagegen einen distinkten Bereich. Der Fluß in bevorzugten Fließwegen wird meistens in Verbindung mit *subsurface storm flow* gesehen. Fluß mit geringere Fließgeschwindigkeiten in der Bodenmatrix wird als *throughflow* bezeichnet. Somit wird die unterirdische Abflußkomponente in mehrere Fließwege aufgeteilt, jedoch ohne eine Aussage über deren Abflußbildungsprozesse, wie bei der oberirdischen Abflußkomponente, zu machen. Im Boden kann es zu Interaktionen zwischen einzelnen Fließwegen kommen. Diese ist zeitlich und räumlich sehr variabel.

Die Abgrenzung des Oberflächenabflusses zum unterirdischen Abfluß ist in der Natur nicht ohne Probleme durchzuführen. Der unterirdische Abfluß kann zum Beispiel als *Return Flow* wieder an die Oberfläche gelangen. Die alternative Bezeichnung für den Oberflächenabfluß ist oberirdischer Abfluß. Diese Bezeichnung erscheint insofern sinnvoller, als der Gegensatz zum unterirdischen Abfluß stärker hervorgehoben wird und nicht unbedingt flächenhaftes Fließen vorausgesetzt wird.

Diese Vielfalt und Komplexität der Abflußbildungsprozesse deutet darauf hin, daß Abflußkomponenten weder zeitlich noch räumlich konstant sind. Abflußkomponenten können somit nur an einem definierten Punkt, an einem Aufschluß (Querschnitt) oder zu einem Zeitpunkt beschrieben werden. Für diese Arbeit wird auf Grund des Versuchsaufbaus die zeitliche Aufteilung der Abflußkomponenten und der Fließwege an einem Querschnitt im Hang untersucht. Daraus soll unter anderem der zeitlichen Verlauf der Abflußbildungsprozesse rekonstruiert werden.

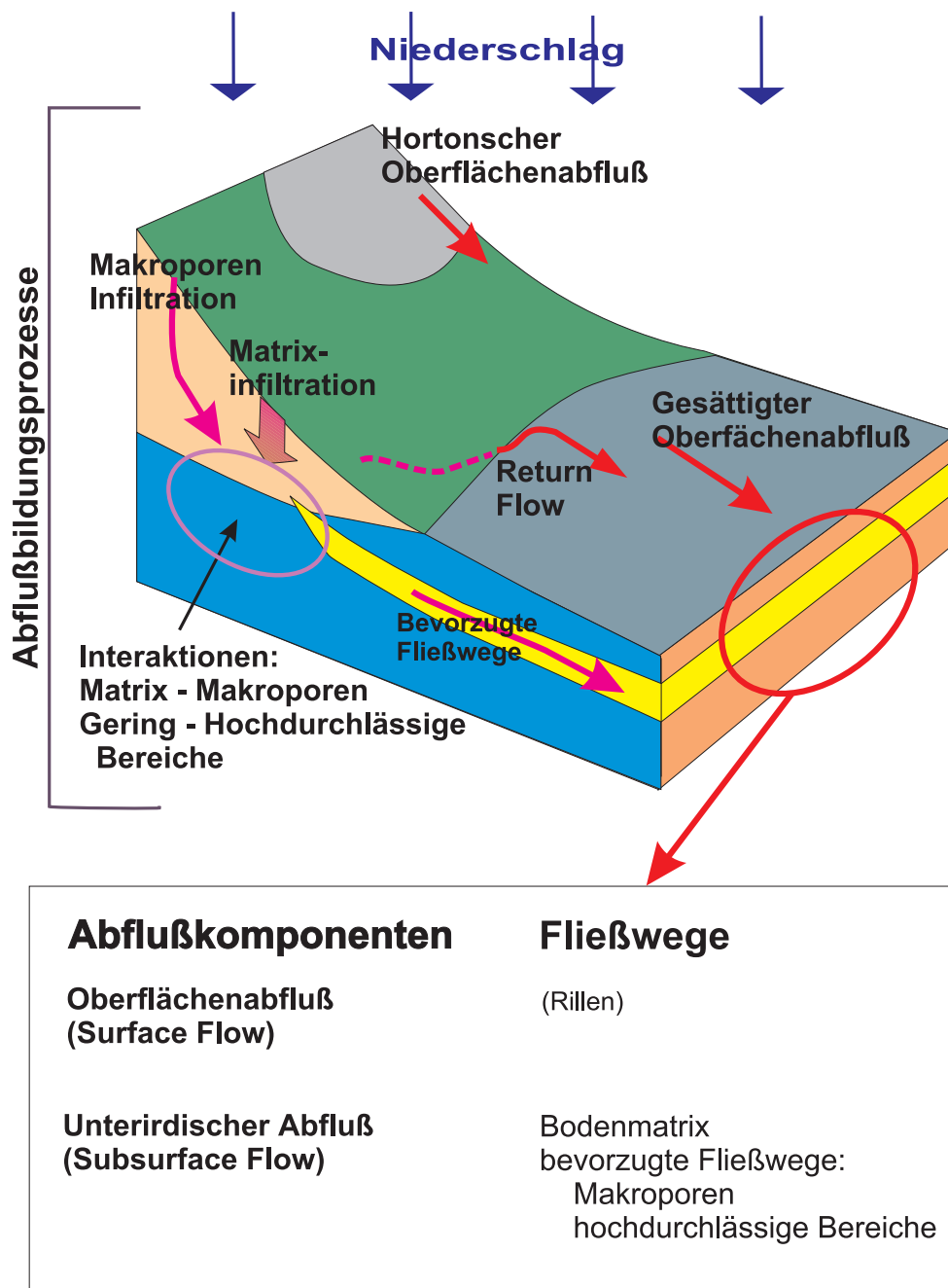


Abbildung 2-1: Abflußprozesse, dargestellt an einer Hangscheibe

2.2 Transportmodelle

2.2.1 Einleitung

Im Laufe der letzten Jahrzehnte sind auf Grund der vermehrten Überwachung und Bestimmung der Ausbreitung von Schadstoffen im Boden- und Grundwasser eine Vielzahl unterschiedlicher Modellansätze zur Beschreibung von Transportvorgängen in porösen und klüftigen Medien entwickelt worden. Auf Grund der unterschiedlichsten Ausgangsbedingungen und Fragestellungen ist heute zur Lösung fast jeden Problems ein mehr oder weniger komplexes Transportmodell vorhanden. Da in dieser Arbeit die Wahl eines geeigneten Transportmodells ein wichtiges Kriterium zur Bestimmung der Abflußbildungsmechanismen darstellt, soll zuerst ein Überblick über verschiedene Modellansätze gegeben werden und die verwendeten Modelle näher beschrieben werden. Dabei werden nur die wichtigsten Unterschiede herausgearbeitet, für detaillierte Fragen wird auf weiterführende Literatur verwiesen.

Grundsätzlich können die Modelle in drei Arten unterteilt werden:

- Modelle, bei denen die Stoffe im chemischen Gleichgewicht mit der umliegenden Matrix sind (Lineare Modelle oder *Equilibrium Models*).
- Modelle, bei denen die Stoffe nicht im chemischen Gleichgewicht mit der umliegenden Matrix sind (Kinetische Modelle oder *Nonequilibrium Models*).
- Modelle, bei denen das Verhalten der Stoffe durch stochastische Ansätze beschrieben wird.

Für jede Modellart kann die Beschreibung der Stoffausbreitung mit verschiedenen mathematischen Ansätzen durchgeführt werden:

- Advektion (*Konvektion*) beschreibt den Transport eines Stoffes mit der Geschwindigkeit des fließenden Wassers.
- Diffusion beschreibt die Bewegung eines Stoffes auf Grund von Konzentrationsunterschieden.
- Dispersion beschreibt die Verteilung (Bewegung) durch unterschiedliche Fließgeschwindigkeiten und unterschiedliche Fließwege in einem inhomogenen Medium und durch unterschiedliche Fließgeschwindigkeiten innerhalb der Poren.
- Transferfunktionen beschreiben den Transport und Verteilung eines Stoffes mittels einer mathematischen Funktion.

Eine Auswahl der wichtigsten hieraus entwickelten Transportmodelle zeigt Abbildung 2-2.

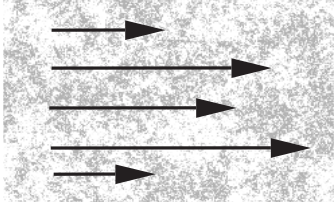
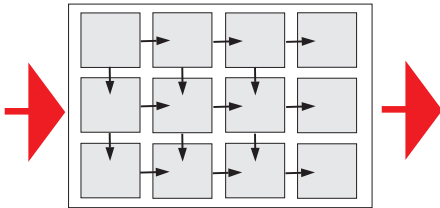
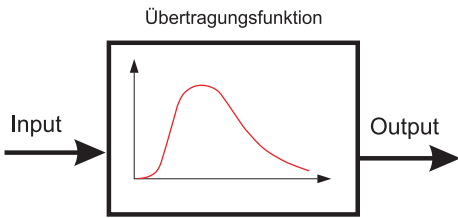
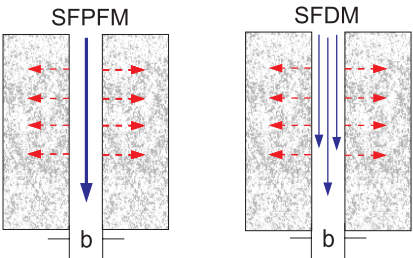
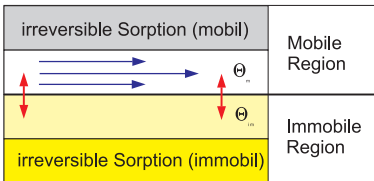
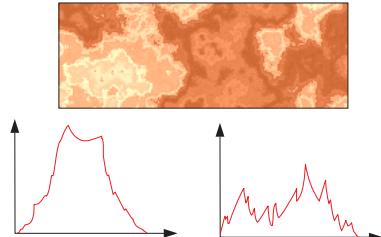
Art	Modell	Darstellung	Parameter
Lineares Modell	Konvektions-Dispersions-Modell Convection-Dispersion-Model (CDM)		v Porenwassergeschwindigkeit D Dispersionskoeffizient
Lineares Modell	Mixing-Cell-Model Lineare Speicher-kaskade (MCM)		n Anzahl der Speicher k Speicherkonstante
Lineares Modell	Transfer-Funktions-Modelle (Black-Box) (TFM)		Parameter zur Beschreibung der linearen Übertragungsfunktion z.B. Lognormalverteilung μ Mittelwert σ Standardabweichung
Nonequilibrium Transport (kinetisches Modell)	geometrisch definierte Klüfte oder Makroporen in umgebender Matrix SFPFM SFDM		v Geschwindigkeit in der Kluft D Dispersionskoeffizient a Beschreibung des Austauschprozesses über: b Kluftbreite n_p Matrixporosität D_p Diffusionskoeffizient
Nonequilibrium Transport (kinetisches Modell)	Two-Region- oder Mobil-Immobile-Water-Model MIM		v_m Geschwindigkeit in mobiler Region D Dispersionskoeffizient β mobiler Wassergehalt zu Gesamtwassergehalt α Austauschkoeffizient (1.Ord.) R Retardationskoeffizient
Stochastische Modelle	Stochastische Modelle		Zufallsvariablen: - Wassergehalt - Hydraul. Leitfähigkeit - Porosität - Niederschlagsintensität Deterministische Variable: - Zeit

Abbildung 2-2: Vergleich wichtiger Transportmodelle für die gesättigte und ungesättigte Zone

2.2.2 Voraussetzungen und Bemerkungen zu Transportmodellen

In den letzten 30 Jahren ruhte das Hauptaugenmerk der Forschung auf konservativen Tracern, die sich in einem porösen Medium mit einer Abstandsgeschwindigkeit v und einer hydrodynamischen Dispersion D bewegen. Dabei werden aber nicht die relevanten physikalischen, chemischen und biologischen Prozesse berücksichtigt. Der Begriff *Tracer* wird in dieser Arbeit nur in Zusammenhang mit künstlichen Markierstoffen verwendet. Stofftransport findet selten ohne Reaktionen mit den Bodenpartikel statt oder ohne Berücksichtigung der Porenwassergeschwindigkeitsverteilung. Somit müssen bei der Beschreibung und Modellierung des Stofftransports die chemischen und physikalischen Prozesse berücksichtigt werden (NIELSEN et al., 1986: 97). Es zeigte sich außerdem, daß einfachere Modelle, die eine durchschnittliche Porenwassergeschwindigkeit annehmen, nur für Langzeitversuche gute Resultate liefern, aber nicht bei Kurzzeitversuchen und unter dynamischen Bedingungen, wie sie bei den Versuchen in dieser Arbeit anzutreffen sind. Diese Anmerkungen sollen im folgenden insoweit berücksichtigt werden, als daß mehrere kinetische Modellansätze verwendet werden.

Ein weiteres Problem in der Modellierung von Stofftransport stellt der Dispersionskoeffizient D dar. D ist ein empirischer Parameter, der alle Stoffausbreitungsmechanismen, die nicht direkt in der Stofftransportgleichung enthalten sind, wie nichtlineare Adsorption oder Austausch, nicht-linearen Zerfall oder verschiedene chemische und physikalische Ungleichgewichtszustände beschreibt. Im allgemeinen wird D in zwei additive Prozesse aufgeteilt, die molekulare Diffusion und die mechanische Dispersion. Diese additive Größe wird als hydrodynamische Dispersion bezeichnet. Dabei beschreibt die Diffusion die natürliche thermische Bewegung von gelösten Bestandteilen (Brown'sche Molekularbewegung). Die mechanische Dispersion resultiert aus den unterschiedlichen lokalen Geschwindigkeiten in und zwischen den Poren, verursacht durch unterschiedlichen Porengrößen, -formen und -richtungen im Vergleich zur durchschnittlichen Geschwindigkeit des Wassers. Dabei sind die in letzter Zeit entwickelten Abhängigkeiten zwischen D und makroskopisch meßbaren Parametern strikt empirisch. Der additive Zusammenhang zwischen der effektiven Diffusion und der mechanischen Dispersion kann nur als Näherung verstanden werden, da die Diffusion ein aktiver Prozeß aufgrund von Konzentrationsgradienten ist, die mechanischen Dispersion dagegen ein passiver Prozeß, der durch die Wasserbewegung verursacht ist. Der Dispersionskoeffizient ist in der eindimensionalen Form in longitudinaler Richtung D_L definiert als (NIELSEN et al., 1986, 99):

$$D_L = D_e + \alpha_L |v|^n \quad (2-1)$$

mit dem effektiven Diffusionskoeffizient D_e und der Exponent n . Neuere Studien empfehlen dabei eine Abhängigkeit der Dispersivität α_L von der räumlichen Skale und von vertikalen und horizontalen Heterogenitäten (z.B. RUSSO & DAGAN, 1993)

Die Lösung der Differentialgleichungen, welche die Modelle beschreiben, erfolgt wenn möglich analytisch, bei komplexeren Ansätzen numerisch. Die meisten Modelle nehmen stationäre Fließ-

bedingungen zur Berechnung der analytischen Lösung und somit zur Modellierung des inversen Problems an. Numerische Lösungen sind oft mit Fließmodellen gekoppelt, deren inverse Modellierung jedoch sehr komplex, parameterintensiv und zeitaufwendig ist. Letztere werden deshalb in dieser Arbeit nicht verwendet.

2.2.3 Konvektions-Dispersions-Modell (CDM)

Dieses weitverbreitete Stofftransportmodell wurde 1962 von Nielson und Biggar erstmals zur Beschreibung von Tracerdurchgangskurven (TDK) eingesetzt. Physikalischer Hintergrund ist die Konvektion und hydrodynamische Dispersion von Stoffen in porösen Medien. In ihrer eindimensionalen Form ohne Produktions und Zerfallsterme für stationäre Bedingungen gilt in einem homogenen Boden (TORIDE et al., 1995: 3):

$$R \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} \quad (2-2)$$

Für die Porenwassergeschwindigkeit v und für den Retardationskoeffizient R gilt:

$$v = \frac{v_f}{n_{eff}} = \frac{J}{\theta} \quad \text{und} \quad R = 1 + \frac{\rho K_D}{n_{eff}} \quad (2-3)$$

mit der Filtergeschwindigkeit v_f , der effektiven Porosität n_{eff} , dem spezifischen Wasserfluß J , dem Bodenwassergehalt θ , der Trockendichte des Bodens ρ und dem Verteilungskoeffizient K_D . Die analytische Lösung kann mit Laplace-Transformationen für bestimmte Randbedingungen, z.B. Dirac-Delta-Input, Puls-Input oder Exponentielle-Input-Funktion, bestimmt werden (TORIDE et al., 1995: 4-14). Dabei werden zur Lösung des inversen Problems mehrere dimensionslose Anpassungsparameter verwendet (TORIDE et al., 1995: 4):

$$T = \frac{v t}{L} \quad Z = \frac{x}{L} \quad P = \frac{v L}{D} \quad (2-4)$$

die als dimensionslose Zeit T , dimensionsloser Abstand Z und Peclet-Zahl P bezeichnet werden. L ist die Entfernung zwischen Tracereinspeisung und Probenahme. Diese charakteristische Länge ist an den Tracerversuch gebunden. Für jede Strecke x kann in Abhängigkeit von L mit dem Transportmodell eine TDK berechnet werden.

Schließlich muß noch zwischen der Residenzkonzentration C_r und der Stoffflußkonzentration C_f unterschieden werden. Die Messung von C_r erfolgt durch Probenahme des Bodenwassers in einer Bodenprobe, hingegen wird C_f bei Tracerversuchen ermittelt, wenn eine TDK mittels Probenahmen des Wassers an einer Stelle (z.B. Quellschüttung) gemessen wird. Somit gilt C_f für die meisten Verfahren in der Tracerhydrologie. In dieser Arbeit wird für die Stoffflußkonzentration das Symbol C verwendet. Nur bei einer notwendigen genaueren Unterscheidung werden die Subindizes angegeben.

Wird das CDM bei Tracerversuchen in strukturierten Böden oder im Grundwasser in der Versuchsfeldskale angewandt, verändert sich das Verhalten der beobachteten TDK im Vergleich zu Laborversuchen folgendermaßen (KOCH, 1993: 10):

- früherer Peak und längeres Tailing (= abfallender Ast der TDK)
- Zunahme des Dispersionskoeffizienten mit der Entfernung (dispersiver Skaleneffekt)
- Ausbildung von zwei Peaks in ungesättigten oder heterogenen Böden, wobei die langsame TDK mit dem CDM beschrieben werden kann, die schnellere TDK nur durch präferentielles Fließen zu erklären ist.

Es hat sich gezeigt, daß das CDM in vielen Fällen nicht in der Lage ist, TDKs zu beschreiben und somit dessen Anwendung eingeschränkt ist (KOCH, 1993: 11).

2.2.4 Transfer Funktion Modell (TFM)

TFM ist ein sogenanntes Black-Box-Modell, bei dem grundsätzlich kein physikalischer Transportmechanismus postuliert wird. Es kann jede lineare Funktion angenommen werden, die über das Faltungsintegral die Stoffkonzentrationsverteilung an einer betrachteten Stelle (Output) beschreibt. Dabei gilt das Superpositionsprinzip und somit bei stationärem Durchfluß für die Stoffflußkonzentration des Outputs (JURY, 1982: 365):

$$C(z,t) = \int_0^{\infty} C(0,t-t') f(t',z) dt' \quad (2-5)$$

Dabei ist f die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion, Transferfunktion oder Wichtungsfunktion, die alle hydrodynamischen und andere Transportmechanismen beschreibt, welche die Stoffverteilung im System verursachen. Der Stoffeingabezeitpunkt entspricht t' . Von JURY (1982) wird für f die lognormale Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion als ein Modell für den Stofftransport in Böden vorgeschlagen:

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma t} \exp \left[-\frac{(\ln tL/z - \mu)^2}{2\sigma^2} \right] \quad (2-6)$$

Das Modell beschreibt somit einen stochastisch konvektiven Transportprozeß. Die Modellparameter sind der Mittelwert μ und die Standardabweichung σ der Lognormal-Verteilung. Das Modell kann mit der Vorstellung der parallelen Strömungsröhren (*parallel stream tubes model* (PSTM)) veranschaulicht werden. Das PSTM beschreibt Röhren mit unterschiedlichem Durchmesser und daraus resultierenden unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten. In den Röhren selbst tritt nur Konvektion auf. Zwischen den Röhren findet laterale Mischung statt. Wird die Wahrscheinlichkeit für das laterale Mischen untersucht, können zwei extreme Fälle unterschieden werden:

1. Ist die Wahrscheinlichkeit für laterales Mischen gering, z.B. zu Beginn der Infiltration, bei kurzen Aufenthaltszeiten oder Transportwegen, nimmt D mit der Entfernung quadratisch zu. Bei einer log-normalen Geschwindigkeitsverteilung in den *stream tubes* gilt die log-normale

Transferfunktion und somit der stochastisch konvektive Transportprozeß. Für v und D gilt dann (LIU, 1988: 106):

$$v = L \exp\left[-\mu + \frac{\sigma^2}{2}\right] \quad D = \frac{L^2}{2} [\exp(\sigma^2) - 1] \exp\left[-\mu + \frac{\sigma^2}{2}\right] \quad (2-7)$$

2. Ist die laterale Mischungswahrscheinlichkeit groß, z.B. bei langen Aufenthaltszeiten und/oder weiten Transportwegen, nimmt D mit der Entfernung linear zu. Der konvektiv-dispersive Transportprozeß gilt und somit das CDM.

Anhand der Kurvenform ist die konvektive log-normale Transferfunktion (CLT) nicht vom CDM zu unterscheiden, wenn die Modellkalibrierung für eine einheitliche Distanz erfolgt. Da die Varianz und somit D beim CLT für den ersten Fall mit der Entfernung schneller zunimmt als beim CDM, wird je nach Transportprozeß die Stoffausbreitung unter- oder überschätzt.

2.2.5 Kinetische Modelle (Bi-Kontinuum-Modelle)

Diese Modellansätze gehen davon aus, daß der Tracer sich nicht im chemischen und/oder physikalischen Gleichgewicht mit der umliegenden Matrix befindet. Chemisches Ungleichgewicht kann durch kinetische Adsorption hervorgerufen werden, physikalisches Ungleichgewicht durch heterogenes Fließverhalten (TORIDE et al., 1995, 15). Dabei wird die Adsorption mit Hilfe eines kinetischen Prozesses erster Ordnung beschrieben. Das heterogene Fließverhalten wird durch einen *double-porosity* Ansatz realisiert, d.h. das poröse Medium wird in zwei Bereiche aufgeteilt, die entweder geometrisch definiert sind - wie für strukturierte oder geklüftete Medien z.B. das *Single Fissure Dispersion Model* (MALOSZEWSKI, 1994) - oder keine geometrische Definition besitzen. Letztere unterscheiden zwei Regionen (*Two-Region Model*); den mobilen Bereich, in dem Dispersion und Konvektion stattfindet, und den immobilen Bereich, in dem nur Diffusion vom und zum mobilen Bereich stattfindet. Der Stoffaustausch wird wieder durch einen kinetischen Prozeß erster Ordnung beschrieben. Dieses Model wird als *Mobile-Immobile Water Model* (MIM) bezeichnet (VAN GENUCHTEN, 1976). Die Differentialgleichung beschreibt die Konzentrationen im mobilen und immobilen Bereich (C_m und C_{im}) in Abhängigkeit des Wassergehalts der jeweiligen Region (θ_m und θ_{im}). Dabei ist α der kinetische Austauschkoefizient erster Ordnung:

$$\theta_m \frac{\partial C_m}{\partial t} + \theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \theta_m D_m \frac{\partial^2 C_m}{\partial x^2} - \theta_m v_m \frac{\partial C_m}{\partial x} \quad (2-8)$$

$$\theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \alpha (C_m - C_{im}) \quad (2-9)$$

Das Modell für chemisches Ungleichgewicht kann mit dem MIM mit Hilfe von dimensionslosen Parametern auf dieselbe dimensionslose Form gebracht werden (TORIDE et al., 1995: 17).

Im Gegensatz dazu stehen geometrisch definierte kinetische Modelle wie das schon erwähnte *Single Fissure Dispersion Model* (SFDM). Der mobile Bereich wird dabei als geometrisch definierter Raum parametrisiert. Der Austausch mit dem immobil Matrixbereich kann nur über die Kluftwände erfolgen. Daraus ergeben sich Unterschiede bei den Anpassungsparametern. Die ausführliche Beschreibung des SFDM oder des *Single Fissure Piston Flow Model* (SFPFM) ohne Dispersion beim Transport in der Kluft gibt MALOSZEWSKI (1994). In Tabelle 2-1 werden die Anpassungsparameter der drei Modelle (MIM, SFDM, DM) miteinander verglichen:

Tabelle 2-1: Anpassungsparameter für die kinetischen Transportmodelle

Parameter	Modell		
	MIM	SFDM	SFPFM
v	$\frac{\theta_m v_m}{\theta} = \frac{T L}{t}$	$\frac{x}{t_0} = \frac{V_f}{Q}$	$\frac{x}{t_0} = \frac{V_f}{Q}$
P_e	$\frac{v L}{D} = \frac{v_m L}{D_m}$	$\frac{v x}{D}$	
R	$1 + \frac{\rho K_D}{\theta}$	$1 + \frac{(1-n_p)\rho K_D}{n_p}$	$1 + \frac{(1-n_p)\rho K_D}{n_p}$
β	$\frac{\theta_m}{\theta}$		
ω	$\frac{\alpha L}{\theta v}$		
a		$\frac{n_p \sqrt{D_p}}{2b}$	$\frac{n_p \sqrt{D_p}}{2b}$

Die kinetischen Transportmodelle können sehr gut die große Dispersion in Boden erklären, aber nicht den dispersiven Skaleneffekt, d.h. die Zunahme des Dispersionskoeffizienten mit der Entfernung. Anwendung finden das MIM, SFDM und SFPFM vorwiegend in Böden mit Makroporen, präferentiellen Fließwegen und in aggregierten Böden.

2.3 Fließmodell QSOIL

Ein wichtiges Ziel dieser Arbeit ist die Modellierung der identifizierten Abflußbildungsmechanismen und verschiedenen Fließwege mit Hilfe eines Fließmodells. Dieses muß demnach in der Lage sein, alle möglichen Abflußprozesse zu simulieren. Dabei ist der Ansatz für die Betrachtung des Fließverhaltens in den Makroporen entscheidend. Es gibt grundsätzlich mehrere *double-porosity*-Modellkonzepte zur Modellierung von Makroporen (FAEH, 1997, 17):

- Geometrisch definierte Makroporen im Raum
- Generalisiertes Makroporensystem, d.h. separates hydraulisches System
- Makroporen als Anteil der Grobporen, z.B. *Mobile-Immobile Water Model*

Im Bereich der physikalisch begründeten Modellierung von Niederschlagsszenarien auf natürliche Böden haben sich die Modelle mit generalisiertem Makroporensystem als am besten geeignet herausgestellt (VILLHOLTH, 1994). Das von ZUIDEMA (1985) entwickelte und von FAEH (1997) verbesserte Modell QSOIL erfüllt das Konzept für ein Modell mit generalisiertem Makroporensystem und vermeidet somit die Schwierigkeiten, die Bodenstruktur im Detail zu

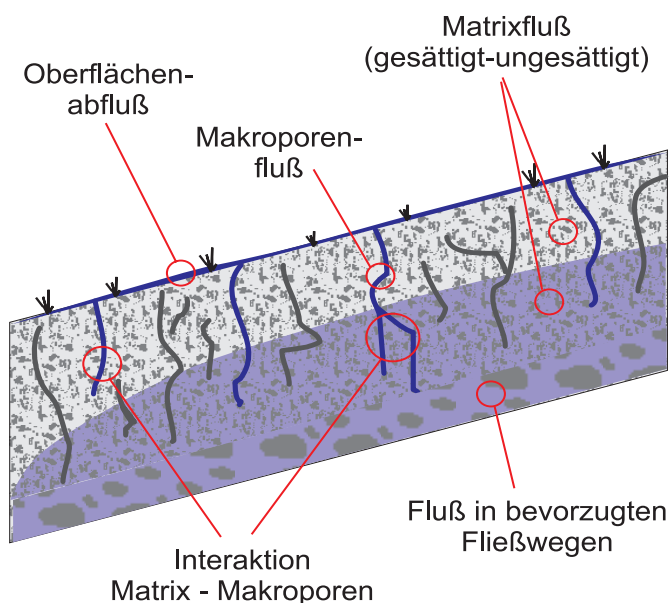


Abbildung 2-3: Modellstruktur von QSOIL, an einer Hangscheibe dargestellt

beschreiben. Es ist ein zweidimensionales Finite-Elemente-Modell und beruht auf dem grundsätzlichen Prinzip, daß die Fließbewegung im Boden in zwei Porositätsbereichen (Matrix und Makroporen), die in Interaktion stehen, stattfindet. Das Modell simuliert außerdem noch Oberflächenabfluß und Abfluß in bevorzugten Fließwegen (siehe auch Abbildung 2-3). Dadurch ist eine Übertragung der beobachteten Abflußkomponenten direkt auf das Modell möglich. Im folgenden sollen die Elemente und die Struktur von QSOIL kurz beschrieben werden. Eine detaillierte Betrachtung ist FAEH (1997) zu entnehmen.

2.3.1 Oberflächenabfluß

Der Oberflächenabfluß wird als eindimensionaler Schichtfluß betrachtet. Dafür kann unter Berücksichtigung der Erhaltungssätze für Energie und Masse die geltende hydrodynamische Grundgleichung und die Kontinuitätsgleichung (Saint-Venant-Gleichungen) verwendet werden. Werden im Falle der Anwendung auf den Oberflächenabfluß an Hängen die Trägheits- und

Druckglieder vernachlässigt, resultiert daraus der Ansatz der kinematischen Welle, wenn das Gravitationsgefälle I gleich dem Reibungsgefälle I_e ist:

$$I = I_e \quad q_0 = v_0 \frac{\partial h}{\partial x} + h \frac{\partial v_0}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2-10)$$

Um eine Lösung für die Gleichungen der kinematische Welle zu finden ist es notwendig, die Oberflächenabflußgeschwindigkeit v_0 mit Hilfe der Manning-Strickler-Formel in Abhängigkeit vom Gefälle I und dem hydraulischen Radius R zu berechnen:

$$v_0 = k_{st} R^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}} \quad (2-11)$$

Daraus resultiert die Notwendigkeit zur Abschätzung des Rauigkeitsbeiwerts k_{st} . Für dichtes Gras ergeben sich Werte für k_{st} von 3 bis 6 m^{1/3}/s und für unbearbeitete Böden 2 bis 33 m^{1/3}/s (ENGMAN in FAEH, 1997). Die hohe Variabilität des Rauigkeitsbeiwerts zeigt den Bedarf einer direkten Bestimmung der Oberflächenabflußgeschwindigkeit.

2.3.2 Matrixfluß

Die Fließvorgänge in einem gesättigten porösen Medium können mit der Darcy-Gleichung beschrieben werden, wobei der Durchfluß Q für einen bestimmten Querschnitt A abhängig vom Gefälle I und dem gesättigten Durchlässigkeitsbeiwert k_{sat} ist:

$$Q = k_{sat} A I \quad \text{daraus:} \quad v_f = k_{sat} I = \frac{Q}{A} = v n_{eff} \quad (2-12)$$

Wird anstelle I für die Lageenergie das hydraulischen Potentials Ψ des Bodens verwendet und davon ausgegangen, daß nur mechanische Kräfte wirken, dann gilt für die Dimension der Länge::

$$\Psi = \Psi_z + \Psi_m = z + \frac{p}{\rho g} \quad (2-13)$$

Die beiden Teilpotentiale Ψ_z und Ψ_m sind recht einfach zu messen. Das Gravitationspotential Ψ_z wird durch eine Höhenmessung und das Matrixpotential Ψ_m mittels Tensiometer bestimmt. In der ungesättigten Zone unterliegt das Matrixpotential einer ständigen Veränderung durch Niederschlag, Evaporation, Transpiration und Versickerung. Dadurch ergibt sich eine Abhängigkeit des Matrixpotentials vom Wassergehalt $\Psi_m = f(\theta)$ und eine nichtlineare Abhängigkeit des Durchlässigkeitsbeiwerts vom Wassergehalt θ . In Kombination mit Gleichung 2-12 und der Kontinuitätsgleichung, die die Volumenbilanz eines Prismas einer inkompressiblen Flüssigkeit in einem volumenkonstanten Gesteinshohlraum beschreibt (BEAR et al., 1987: 156) ergibt sich die Richards-Gleichung:

$$C(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \nabla(k \nabla \Psi) \quad (2-14)$$

Diese Gleichung wird in QSOIL verwendet, um den Matrixfluß in vertikaler und horizontaler Richtung zu modellieren. Die nichtlineare partielle Differentialgleichung wird mit Hilfe der Finite-Elemente-Methode für verschiedenen Randbedingungen (Dirichlet und Neumann) gelöst.

2.3.3 Makroporenfluß

Die Modellierung des Makroporenflusses erfolgt in QSOIL in Abhängigkeit vom Füllungsgrad der Makroporen. Sind die Makroporen nur teilweise gefüllt, wird der Ansatz der kinematischen Welle verwendet. Kommt es zur vollständigen Füllung der Makroporen, so muß zusätzlich noch das Druckglied der Saint-Venant-Gleichungen miteinbezogen werden. Es gilt der Ansatz der Diffusionswelle. Es stellte sich als schwierig heraus, die Fließgeschwindigkeit in den Makroporen über einen Rauigkeitsbeiwert zu bestimmen. Somit wird direkt die Fließgeschwindigkeit in den Makroporen als Modellparameter eingegeben.

2.3.4 Fluß in bevorzugten Fließwegen

In QSOIL wird nur vertikaler Makroporenfluß modelliert. Um zusätzlich schnelle bevorzugte Fließwege in lateraler Richtung simulieren zu können, wird auf der Basis der Diffusionswelle ein Ansatz gewählt, der in Horizonten mit bevorzugten Fließwegen einen erhöhten Fluß erlaubt. Im Gegensatz zum Makroporenfluß wird davon ausgegangen, daß keine Druckdifferenz zur umliegenden Matrix besteht. Ein unterschiedlicher Durchfluß wird nur durch unterschiedliche Fließ- und Retentionsparameter verursacht.

2.3.5 Interaktion (Matrix - Makroporen)

Je nach Füllungsgrad des Makroporensystems und Bodenwasserpotentials der Matrix besteht ein Potentialgradient zwischen den Makroporen und der Bodenmatrix. In Abhängigkeit der Durchlässigkeit der Makroporenwandung und der Durchlässigkeit der Bodenmatrix entsteht je nach Potentialgradient ein Fluß zwischen Makroporensystem und Matrix. Dabei kommt insbesondere der Makroporenwandung eine große Bedeutung zu, da z.B. Regenwurmlöcher mit einem tonigen und somit geringer durchlässigen Material ausgekleidet sind (ZUIDEMA, 1985: 40).

In einer mikroskopischen Betrachtung kann eine röhrenförmige Makropore als langgestreckter Zylinder innerhalb einem repräsentativen Einheitsvolumen betrachtet werden. Die Interaktion wird als Strömung in radialer Richtung angesehen und mit der eindimensionalen Form der Richards Gleichung numerisch berechnet. Da diese Methode sehr rechenintensiv ist, hat FAEH (1997) eine Abschätzung für den Fluß zwischen röhrenförmigen Makroporen und Matrix in Abhängigkeit vom Durchmesser der Makroporen d , dem radialen Einflußbereich einer

Makropore im Einheitsvolumen b , dem Durchlässigkeitsbeiwert der Bodenmatrix k und der Makroporenwandung k_l , die Dicke der Makroporenwandung x_l und der Druckhöhe der Bodenmatrix h und der Makropore h_m entwickelt:

$$q_i = 2\pi \left(\frac{d}{2} + \frac{x_e}{2} \right) n_\Phi k_l \frac{\Delta h}{x_e}$$

mit

$$b = \sqrt{\frac{d^2}{4 n_{mak}}} \quad n_\Phi = \frac{1}{\pi b^2}$$

$$x_e = x_l + \frac{\left(\frac{d}{2} - b - x_l \right) \frac{k_l}{k}}{4 + 2 \sqrt[4]{h_m}} \quad (2-15)$$

und

$$\Delta h = h_m - h \quad \text{wenn } h \geq -0,05m$$

$$\Delta h = h_m - (-0,05) \quad \text{wenn } h < -0,05m$$

Der berechnete Interaktionsfluß pro Einheitsvolumen q_i wird als Interaktionsmatrix in Abhängigkeit von h und h_m direkt in QSOIL eingegeben. Für den Fall von Rissen als geometrische Form von Makroporen findet sich bei FAEH (1997) ebenfalls eine Abschätzung, die hier nicht explizit aufgeführt wird, da deren Verwendung nicht vorgesehen ist.

2.3.6 Modellparameter

Die Simulation der unterschiedlichen Modellkomponenten erfordert mehrere Parameter. Obwohl diese physikalisch begründet sind, ist ihre direkte Messung oft sehr schwierig oder nicht direkt möglich (FAEH, 1997: 27). Tabelle 2-2 stellt einen Überblick über die Modellparameter von QSOIL und deren bisherige Bestimmung dar.

Tabelle 2-2: Modellparameter für das Fließmodell QSOIL

Modellkomponente	
Parameter	Bezeichnung Bestimmung
Oberflächenabfluß	
k_{st}	<i>Rauhigkeitsbeiwert nach Strickler</i> Abschätzung über Werte aus der Literatur
Matrixfluß	
$k_{sat} *$	<i>gesättigter Durchlässigkeitsbeiwert</i> Ermittlung über Pedotransferfunktionen aus der Korngrößenverteilung (RAWLS UND BRAKENSIEK, 1985)
$\Psi(\theta)$	<i>Saugspannung-Wassergehalts-Funktion</i> Ermittlung der Parameter für die Ψ - θ -Funktion nach VAN GENUCHTEN (1980) mit Pedotransferfunktionen aus der Korngrößenverteilung (RAWLS UND BRAKENSIEK, 1985)
$k(\theta)$	<i>Durchlässigkeit-Wassergehalts-Funktion</i> Ermittlung der Parameter für die k - θ -Funktion nach MUALEM (1976) direkt aus den Parametern der Wasserspannungskurve nach VAN GENUCHTEN
Makroporenfluß	
$v_{mak} *$	<i>Fließgeschwindigkeit in den Makroporen</i> Mittlere Werte aus Literatur (4 cm/s)
$n_{mak} *$	<i>Makroporosität</i> Abschätzung oder Ermittlung visueller Makroporen im Graben
Interaktion	
$d *$	<i>Durchmesser einer Makroporen (Röhre)</i> Abschätzung aus Geländebeobachtung und Literaturwerten
$b *$	<i>halbe Kluftweite</i> siehe d
k_l, x_l	<i>Durchlässigkeitsbeiwert und Mächtigkeit der Makroporenwandung</i> Parameter in Bezug auf die Auskleidung der Makroporen sind kaum Daten aus der Literatur vorhanden und nicht direkt meßbar.
Fluß in präferentiellen Fließwegen	
$k_{sat} *$	<i>gesättigter Durchlässigkeitsbeiwert der präferentiellen Fließwege</i> Etwa eine Größenordnung größer als umgebende Matrix oder Literaturwerte $k_{sat} = 2 \times 10^{-4}$ m/s.

* schwierig zu ermittelnder Parameter, deren Bestimmung mit Tracerversuchen verbessert werden soll

2.4 Beregnungsanlage, Instrumentierung und Meßmethodik

Zur Durchführung der Beregnungsversuche stand die Beregnungsanlage der VAW zur Verfügung, mit der eine Fläche von 60 m² (4 m Breite und 15 m Länge) beregnet werden kann. Die Niederschlagsintensität ist direkt vom Wasserdruck abhängig, jedoch sind die Sprinkler für Intensitäten von 60-120 mm/h dimensioniert. Da das Tropfenspektrum bei diesen Versuchen eine untergeordnete Rolle spielt, wurde auf dessen Bestimmung verzichtet.

Die Anlage wird am Hang aufgestellt und am Fuß der Beregnungsfläche ein 5 m langer Graben ausgehoben. In diesem Graben findet die Erfassung der Abflußkomponenten statt. Der Oberflächenabfluß wird über Aluminiumplatten, die horizontal 2-5 cm unterhalb der Bodenoberfläche im Profil eingebracht sind, erfaßt. Das Wasser wird in einer Rinne gesammelt und der Oberflächenabfluß durch eine Kippschalenwippe oder einen Messkasten mit V-Profil gemessen. Der unterirdische Abfluß sammelt sich an der Grabensohle. Dieser wird aus dem Graben geleitet und gemessen. Außerdem kann an der Grabenwand der Abfluß von diskreten Makroporen bestimmt werden.

Die Beregnungsparzelle ist nicht künstlich vom umliegenden Terrain abgetrennt. Um seitliche Verluste zu minimieren bedarf es in erster Linie einer überlegten Standortwahl. Außerdem wird die Beregnungsfläche auf 5 m verbreitert, die Abflüsse jedoch nur auf einer 4 m breiten Fläche gemessen. Der 50 cm breite Randstreifen dient als Puffer. Außerhalb wird das Beregnungswasser mit Plastikfolien aufgefangen und gemessen, womit Intensitätsschwankungen durch Windeinflüsse bestimmt werden.

Zur Bestimmung des Bodenwasserhaushalts auf der Parzelle stehen acht Piezometer, 10 Tensiometer mit Current-Transducer und 10 TDR-Sonden (Time Domain Reflectometry) zur Verfügung. Mit einer automatischen Registriereinrichtung (Datalogger CR10 der Firma Campbell) kann in hoher zeitlicher Auflösung die Veränderung der Saugspannungen und die räumliche Ausdehnung der gesättigten Zone erfaßt werden.

Die Bestimmung der Bodenart und der Porosität erfolgt im Labor für unterschiedliche Tiefen. Im Gelände wird der pH-Wert und der Carbonatgehalt am Profil bestimmt.

2.5 Wahl der Tracermethoden zur Erfassung der Abflußprozesse

2.5.1 Einführung

Die Wahl eines geeigneten künstlichen Tracers und der Methodik hat sich als entscheidend für die Erfassung der Abflußbildungsprozesse herausgestellt. Auf diesem Gebiet liegen noch wenig Erfahrungen vor. Tabelle 2-3 zeigt eine Zusammenfassung der durchgeführten Arbeiten und der

jeweiligen Methodik im Bereich Tracermethoden bei Abflußbildungsuntersuchungen an Hängen.

Tabelle 2-3: Tracermethodik zur Untersuchung der Abflußbildung an Hängen (Literaturvergleich)

Autor	Vegetation	Textur	Tracer	Einspeigung	L [m]	Neigung [°]	Messung
TSUBOYAMA (1994)	Wald	toniger Lehm	NaCl	K, Li-OF, s	2	41	OF, SSF, Makro
TURTON (1995)	Wald	Lehm-Ton	NaBr	K, A-OF, ins	0-6,3	8,5	SSF
HORNBERGER (1991)	Wald	sandiger Lehm	NaBr	K, A-OF, s	0-9	11,3	OF, SSF
LANGE (1996)	Wald	sandiger Silt	LiBr	M, A-OF, s	3-50	5-35	OF, SSF
MIKOVARI (1993)	Wald	-	NaBr, NaCl Eosin	M, P-OF, s-ins	96	11	OF, SSF
BLATTNER & PETER (1993)	Wald	-	NaCl, KBr, Eosin, Naphtionat	M, P-OF u. SSF, s-ins	12	13,5-17	OF, SSF

K = kontinuierliche Einspeigung, M = momentane Einspeigung, A = Fläche, Li = Linie, P = Punkt, OF = Oberfläche, SSF = im Boden, Makro = TDK in Makroporen, s = stationär, ins = instationär

Auf Grund der diversen Methoden in der Literatur sollen in dieser Arbeit verschiedene Ansätze getestet und miteinander verglichen werden. Wichtig für die Konzeption der Tracerversuche war, daß die Abflußprozesse erfaßt werden können. Weiterhin sollte die Methodik der folgenden Verknüpfung und Übertragung der Transportmodellparameter auf das Fließmodell QSOIL gerecht werden. Deshalb gelten folgende Grundsätze:

- Mit den Tracerversuchen soll die gesamten Berechnungsparzelle erfaßt werden, mit der Option zur Registrierung von kleineren Einheiten,
- Laterale und vertikale Fließwege sollen getrennt betrachtet werden
- Eine zeitlichen Differenzierung in stationäre und instationäre Zeiträume soll erfolgen.

2.5.2 Tracerauswahl und Analytik

Die Verwendung von **Bromid** als künstlichem Tracer stand wegen der erfolgreichen Verwendung bei vielen anderen Tracerversuchen in der gesättigten und ungesättigten Bodenzone an erster Stelle. Außerdem ist die Analytik mit einer bromidselektiven Elektrode (Firma INGOLD) durch Verwendung der Potentiometrie über einen großen Meßbereich (5×10^{-6} mol/l bis 1 mol/l Bromid) möglich. Leider bleibt die Eichbeziehung zwischen der gemessenen Spannung und der Bromidkonzentration nicht konstant. Diese Schwierigkeit kann durch mehrmaliges

Nacheichen behoben werden. Nähere Ausführungen zur Problematik der Bromidanalyse finden sich in MIKOVARI (1993).

Des weiteren bietet die simultane Verwendung von **Uranin** große Vorteile. Eine Interferenz mit Bromid ist bisher nicht bekannt, so daß einem gleichzeitigen Einsatz nichts im Wege steht. Die zu erwartende höhere Adsorption ist in diesem Fall weniger von Bedeutung, da das zu markierende Wasservolumen nicht sehr groß ist. Zusätzlich ist die Analyse mit dem PERKIN ELMER Spektralfluorometer LS300 sehr schnell und exakt. Dies ist wichtig, da es eine große Anzahl Proben zu analysieren gilt. Im basischen Bereich liegt Uranin als Anion vor. Bei einem niedrigen pH-Wert liegt der Markierstoff als Kation in der Lösung vor, was zu einer höheren Sorption im sauren Bereich führt. Diese Problematik einer Verwendung von Uranin ist an den Versuchsstandorten nicht gegeben, da durch die CaCO_3 Pufferung des Gesteins ein neutraler bis schwach alkalischer pH-Bereich des Wassers gewährleistet ist.

Als dritter künstlicher Tracer kann bei Bedarf **Chlorid** eingesetzt werden. Dessen Verwendung ist jedoch eingeschränkt, da eine zu hohe Chloridkonzentration den Bromidnachweis behindert und größere Mengen das Bodengefüge zerstören. Dennoch stellt die einfache Verfügbarkeit von Chlorid als NaCl einen großen Vorteil dar.

Schließlich ist im Gelände die Messung der elektrischen Leitfähigkeit als Summenparameter aller Ionen an mehreren Probenahmestellen vorgesehen. Dadurch kann die Probenahme für die Salztracer besser koordiniert werden. Gleichzeitig ist eine zusätzliche Meßgröße vorhanden, um eventuelle Ausfälle rekonstruieren zu können. Zur kontinuierlichen Messung standen drei Leitfähigkeitsmeßgeräte in Verbindung mit mehreren Dataloggern und mehrere manuelle Leitfähigkeitsmeßgeräte zur Verfügung.

2.5.3 Einspeise- und Probenahmetechniken

Die Identifikation der Abflußprozesse erfordert eine außergewöhnliche Einspeise- und Probenahmetechnik. Abbildung 2-4 stellt die drei wichtigsten Techniken dar. Zur Einspeisung wurde neben einer Eingabe in die Piezometerrohre mit und ohne Abdichtung durch Packer der Versuch unternommen, künstlichen Tracer in den oberen Bodenhorizont linienhaft einzuspeisen. Dies gelang durch eine Anordnung von mehreren miteinander verbundenen Rohren, die ca. 15-20 cm tief in den Boden eingebracht wurden (T1). Außerdem wurden in der verbesserten Version 500 ml Spritzen verwendet, um den Tracer schneller in den dichten Boden am Standort Wald einzuspeisen. Dafür wurden vor Beregnungsbeginn perforierte PVC-Schläuche eingebracht, auf die zur Einspeisung die Spritzen mit dem Tracer gesteckt wurden (T2).

Die Probenahmen erfolgten außer an den Abflußmessstellen und direkt an den Makroporen des

3

Versuchsstandorte

3.1 Untersuchungsgebiet

3.1.1 Lage

Die Auswahl der Versuchsstandorte war an einige grundlegenden Faktoren gebunden:

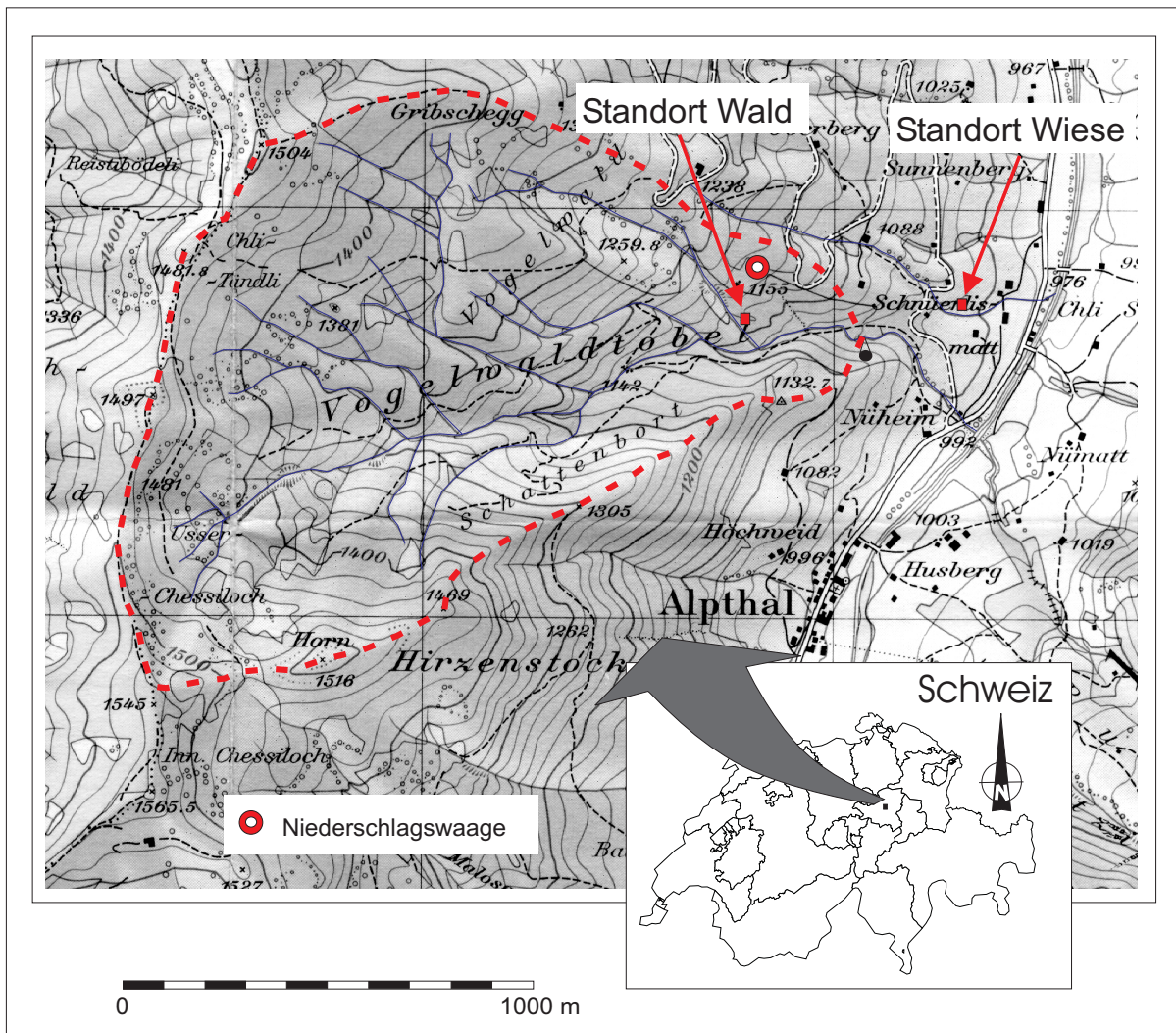
Durch die Zusammenarbeit mit der Forschungsanstalt für Wald Schnee Landschaft (WSL) war es möglich, die Versuche in einem Versuchseinzugsgebiet der WSL durchzuführen. Die Hochwassergefährdung im Einzugsgebiet der Alp südlich von Einsiedeln im Kanton Schwyz waren ausschlaggebend für die WSL, in diesem Gebiet mehrere Versuchseinzugsgebiete einzurichten. Das Alptal ist ein sich in nord-süd Richtung erstreckendes Voralpental, das von beiden Seiten von kleinen Einzugsgebieten mit typischem Wildbachcharakter entwässert wird. Die WSL unterhält an einigen dieser Untereinzugsgebiete verschiedene Testgebiete. Dadurch sind nun langjährige Meßreihen und hydrologisch detaillierte Kenntnisse über diese Einzugsgebiete vorhanden.

Wichtig war weiterhin, daß ein nicht unerheblicher Anteil des Abflusses im Boden stattfinden sollte. Zusätzlich sollte die Bodenentwicklung und das Ausgangsgestein der für diese Arbeit vorgesehenen Standorte ähnlich sein. Die endgültige Wahl fiel auf zwei Parzellen im Subeinzugsgebiet des Vogelbaches nördlich der Gemeinde Alpthal (Karte 3-1).

3.1.2 Hydrologie

Das Einzugsgebiet (EZG) des Vogelbaches ist 1,55 km² groß, wobei 63% der Gesamtfläche bewaldet sind. Der Pegel befindet sich 1060 m ü. NN, die maximale Höhendifferenz des EZG beträgt 495 m. Innerhalb eines Radius von 400 m zu den ausgewählten Parzellen befindet sich eine beheizte Niederschlagswippe der WSL. Die nächste Klimastation ist im EZG des Erlenbaches in 3,8 km Entfernung auf einer Höhe von 1200 m ü. NN installiert. Die Jahresmitteltemperatur beträgt 4,5 °C, die mittlere jährliche Niederschlagshöhe 2130 mm (1968-1993). Die saisonale Verteilung der Niederschläge zeigt ein leichtes Maximum in den Sommermonaten. Auffallend ist die große Bandbreite zwischen minimalen und maximalen monatlichen Niederschlägen. Aus der mittleren jährlichen Abflußhöhe von 1590 mm ergibt sich eine mittlere jährliche Evapotranspiration von 450 mm. Die Abflußspenden bei Hochwasserereignissen liegen im

Vogelbach seit Beginn der Messung 1968 bei 3000 l/s km². Diese hohen Abflußspenden und die hohen Niederschläge zeigen nochmals die Hochwassergefährdung der EZG im Alptal verbunden mit sehr hohen Niederschlags- und Abflußsummen für ein Gebiet im voralpinen Raum (BURCH, 1994:30).



Karte 3-1: Einzugsgebiet des Vogelbaches mit Lage der beiden Versuchstandorte *Wiese* und *Wald* (Ausschnitt aus der Landeskarte der Schweiz Nr. 1152 Ibergeregge)

3.1.3 Geologie

Im Untersuchungsgebiet sind Flyschseinheiten dominant, die im allgemeinen bestimmten ultrahelveticen Decken zugeordnet werden können. Diese marinen Ablagerungen sind im Eozän entstanden. In dieser Gegend tritt besonders der Wäggitaler-Flysch mit seiner Schichtreihe aus heterogenen Mergelkalken, schwarzen Schiefern, Kristallinkonglomeraten sowie Kalk- und Kalksandsteine auf. (BURCH, 1994:23). Dies führt zu einem unruhigen und wechselhaften Ausgangsgestein, dessen lehmige bis tonige Matrix eine stark heterogene, mit Gesteinsblöcken bis 100 cm durchsetzte, Korngrößenzusammensetzung aufweist.

3.2 Standort Wiese

Die Versuchsparzelle 'Wiese' (AW) befindet sich auf einer extensiv genutzten Mähwiese in südlicher Exposition (Karte 3-1). Es handelt sich um eine Feuchtwiese auf Dauergrünland. Die mittlere Hangneigung beträgt 23° (42%). Am Hangfuß wird ein etwa 8 m breiter flacher Talboden durch einen unbenannten Zufluß der Alp im Einzugsgebiet des Vogelbaches gebildet. Der Graben befindet sich 3 m oberhalb des Talbodens am Übergang vom konkaven Hangfuß zum Hang. Die gesamte Parzelle liegt in einer gering konkaven Horizontalwölbung, so daß seitliche Verluste minimiert werden. In Abbildung A-3 im Anhang ist eine Seitenansicht der Versuchsparzelle in nordöstlicher Blickrichtung abgebildet.

Die Bodenentwicklung an diesem Standort wird durch die hohen Jahresniederschläge, die Morphologie und die landwirtschaftliche Nutzung beeinflusst. Der Bodentyp ist ein Hangoxigley.

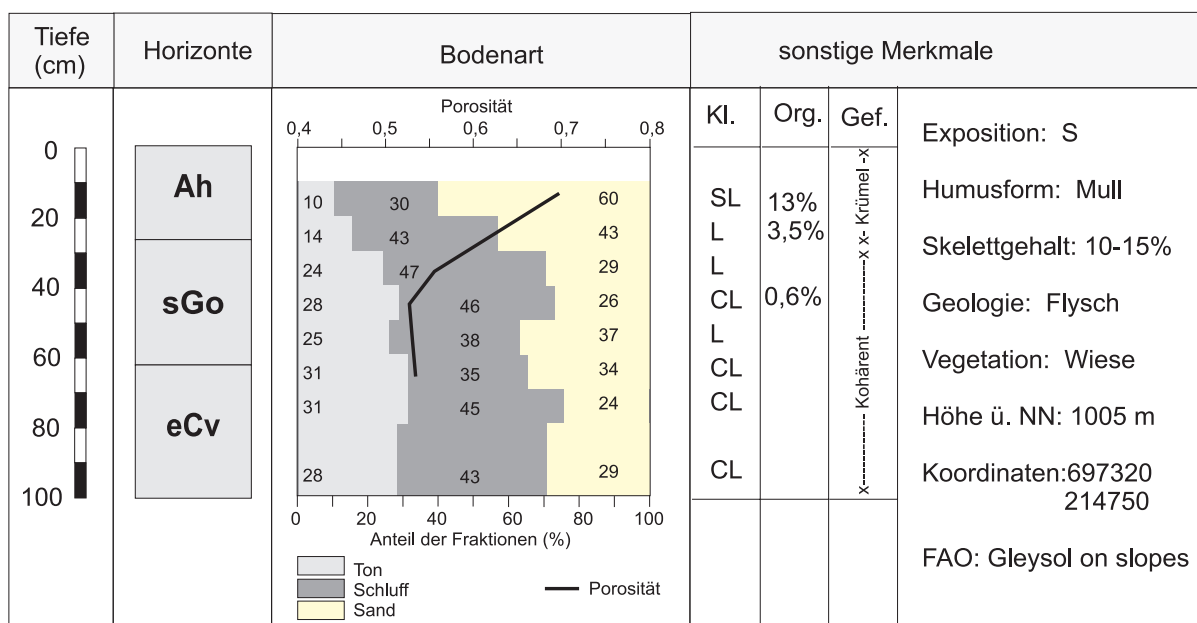


Abbildung 3-1: Bodenkennwerte für den Hangoxigley am Standort Wiese (Kl.= Bodenart nach U.S. Soil Conservation Service, SL = sandiger Lehm, L = Lehm, CL = toniger Lehm, Org. = Gehalt an organischer Substanz, Gef. = Gefüge)

Eine Übersicht über die Standorteigenschaften sowie die Horizonte und Textur des Hangoxigleys gibt Abbildung 3-1. Eine Besonderheit ist der recht mächtige und gut strukturierte Ah-Horizont über dem dichten tonigen Go (Abbildung A-4 im Anhang). In den tieferen Bereichen ist ein ausreichender CaCO_3 -Gehalt nachweisbar, wodurch der pH-Wert nicht unter 7 sinkt. Im Graben sind einige Makroporen in einem insgesamt recht heterogen Umfeld zu erkennen.

Einen Gesamtüberblick über den Standort Wiese in Grundriß, Seitenansicht und Aufbau des Grabens befindet sich in Abbildung A-1 im Anhang zum Aufklappen. Dadurch soll während des Lesens der Arbeit eine ständige Lokalisierung der Instrumente auf der Versuchsparzelle möglich sein.

3.3 Standort Wald

Der Versuchstandort 'Wald' (Wald) befindet sich am konkaven Unterhang eines 5-10 m tief eingeschnittenen nördlichen Zuflusses des Vogelbaches (Karte 3-1). Die vorhandene konvexe Horizontalwölbung erhöht die seitlichen Verluste, jedoch gibt es aufgrund des eng eingeschnittenen Tales, der Größe der Beregnungsanlage und der notwendigen Wasserversorgung aus dem Bach keinen besser geeigneten Standort in diesem Bereich. Der Graben befindet sich etwa 3 m oberhalb der steilen Erosionsflanke des Baches. Dieser Standort liegt in einem Mischwald aus Fichte (*Picea abies*) und Rotbuche (*Fagus silvatica*). Die Beregnungsanlage wurde in einer kleinen Lichtung installiert. Die Strauchschicht fehlt, wird aber durch eine Fichtendickung in den nahen Randbereichen der Lichtung ersetzt. Moose und

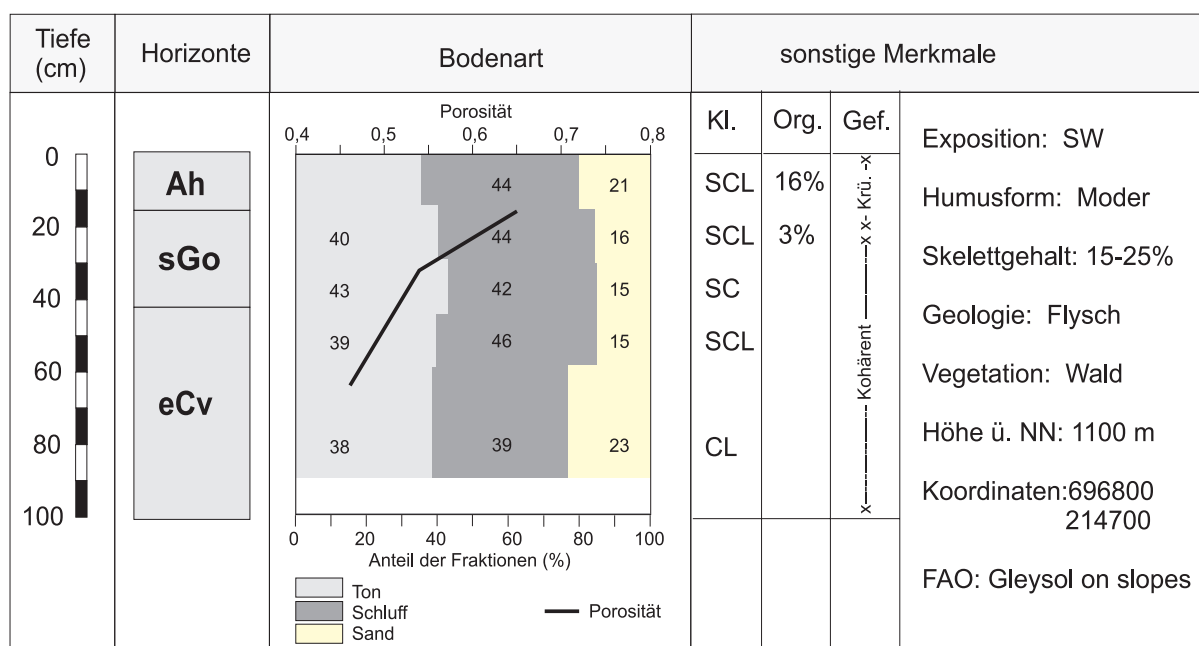


Abbildung 3-2: Bodenkennwerte für den Hangoxigley am Standort Wald (Kl.= Bodenart nach U.S. Soil Conservation Service, SiCL = siltig toniger Lehm, CL = toniger Lehm, Org. = Gehalt an organischer Substanz, Gef. = Gefüge)

hauptsächlich die gewöhnliche Pestwurz (*Petasites hybridus*), die in feuchten Wäldern zu finden ist, bilden die Krautschicht. Abbildung A-5 im Anhang zeigt eine Übersicht über den Versuchstandort mit südwestlicher Blickrichtung (hangabwärts). Im Vordergrund ist die Beregnungsanlage mit den seitlichen Verlustfolien, im Hintergrund der mit einem Plastikdach abgeschirmte Graben zu sehen.

Das Bodenprofil zeigt eine schwache Entwicklung zum Hangoxigley (Abbildung 3-2 und Abbildung A-6 im Anhang). Unter der 1-2 cm mächtigen Moderschicht hat sich nur ein gering mächtiger, toniger Ah-Horizont ausgebildet. Die Abgrenzung des Go-Horizontes in 40 cm Tiefe vom Ausgangsgestein ist sehr undeutlich und diffus. Die Bodenanalysen ergaben eine gleichmäßige Korngrößenverteilung zwischen den Horizonten und eine starke Abnahme des Gehaltes an organischer Substanz. Eine Gesamtübersicht der Standorte gibt Abbildung A-2 im Anhang.

3.4 Vergleich der beiden Standorte

In Tabelle 3-1 sind die Unterschiede und Gemeinsamkeiten der beiden Standorte gegenübergestellt:

Tabelle 3-1: Vergleich der Standorte Wiese und Wald

Merkmale	Standort	
	Wiese	Wald
Geologie	Sardona-Flysch	
Bodentyp	Hangoxigley	
Bodenart	Ah: sandiger Lehm Go: Lehm	Ah: siltig toniger Lehm Go: siltiger Lehm
	Cv: toniger Lehm	
Bodenentwicklung	stark, gute Horizont-differenzierung, strukturierter Ah mit hoher Porosität	geringe, schwache Horizontdifferenzierung, toniger, gering mächtiger Ah
Humusform	Mull	Moder
Skelettgehalt, -größe	10-15%, < 40 cm	15-25%, 10-100 cm
Makroporen	Regenwürmer, Maulwurf im A _h	Wurzeln
Hangneigung	23°	17-25°

Es zeigt sich ein einheitliches Bild der beiden Standorte in Bezug auf das Ausgangsgestein und den Bodentyp. Durch unterschiedliche Bodenentwicklungsintensitäten, die hauptsächlich durch

die Vegetation beeinflusst sind, treten auch markante Unterschiede auf.

3.5 Fazit

Die Versuchsstandorte befinden sich in einem hydrologisch aktiven Gebiet, das sich besonders durch seine Hochwassergefährdung auszeichnet. Die Untersuchungen zu den Abflußbildungsprozessen tragen somit dazu bei, dieses Gefährdungspotential besser abschätzen zu können.

Die Lage der Standorte und deren geologische, pedologische und klimatologische Kennwerte bilden eine gute Grundlage für einen Vergleich der Standorte, die sich nur aufgrund der Vegetation und der daraus ablaufenden Prozesse unterscheiden. Außerdem besteht die Möglichkeit, auf die langjährigen hydrologischen Datenreihen der WSL zurückzugreifen, um Informationen über mögliche Besonderheiten oder hydrologische Ereignisse im Untersuchungszeitraum zu erhalten.

4 Ergebnisse der Versuche

4.1 Einführung

4.1.1 Übersicht

Tabelle 4-1 gibt eine Übersicht über die durchgeführten Versuche mit Angaben zu Beregnungsdauer, Beregnungsintensität und der verwendeten Tracer.

Tabelle 4-1: Übersicht über die Beregnungsversuche

Datum	Stand-ort	Versuch	Beregnungsdauer (h:min)	Intensität (mm/h)	Tracer
19.8.96	Wiese	AW1	0:30	100	---
20.8.96	Wiese	AW2	3:00	75-90	---
5.9.96	Wiese	AW3	4:00	80-95	627g NaBr 3 g Uranin 500g NaCl
26.9.96	Wiese	AW4	2:30	95-100	390g NaBr
4.10.96	Wald	Wald1	1:30	95-105	---
15.10.95	Wald	Wald2	3:15	55-65	2 g Uranin 1700 g NaBr

Die Beregnungsintensitäten wurden auf Grund der Fragestellung zu Abflußprozessen bei Extremereignissen sehr hoch gewählt (siehe Kap.1). Die Dauer der Versuche richtete sich meist nach den Tracerversuchen. Diese sollten unter stationären Fließbedingungen durchgeführt werden, weshalb lange Versuchsdauern notwendig waren. Die Einspeisungsorte und -zeitpunkte für die Traceruntersuchungen wurden nach Auswertung der ersten Beregnungsversuche (AW1, AW2 und Wald1) nach den in Kapitel 2.5 genannten Kriterien festgelegt. Eine genaue Beschreibung der Einspeisetechniken und Probenahmestellen erfolgt jeweils bei der Betrachtung der Ergebnisse der beiden Standorte. Die Bestimmung der Tracereinspeisemengen wird im folgenden näher ausgeführt.

4.1.2 Berechnung der Tracereinspeisemengen

Auf Basis der Erfahrungen bei den Beregnungsversuchen ohne Einsatz von künstlichen Tracern und der Abmessungen der Versuchsparzelle war die Berechnung der Einspeisemengen sehr gut durchzuführen. Auf eine Durchführung von Batch-Versuchen zur Bestimmung der Sorptionsneigung der Fluoreszenztracer im Vorfeld der Versuche wurde aus folgenden Gründen verzichtet:

- Bisherige Untersuchungen in ähnlichen Böden zeigten eine sehr große Variabilität der ermittelten Verteilungskoeffizienten (PETER, 1993: 15).
- Die mit Hilfe der Batch-Versuche ermittelte Sorption überschätzt die Sorption im Feld oft um ein Vielfaches, da Kontaktzeit und Oberfläche bei den Versuchen sehr viel größer sind. Die zu erwartende Aufenthaltszeit bei den Beregnungsversuchen ist sehr kurz, so daß mit Batch-Versuchen keine vergleichende Aussage möglich ist.
- Beim Einsatz der Salztracer Bromid und Chlorid ist nur eine geringe Sorption zu erwarten, so daß deren Bestimmung nicht notwendig ist.
- Die große Differenz zwischen Makroporen und Mesoporen in Böden verändert das Sorptionsverhalten stark, so daß eine Bestimmung über Batch-Versuche nicht die wirklichen Vorgänge widerspiegelt.

Zur Berechnung der Tracereinspeisemengen wurde anhand von Literaturdaten (z.B. MIKOVARI, 1993) ein Verlust an Uranin durch Sorptionsprozesse von 95% angenommen, die Salztracer (Bromid und Chlorid) wurden als konservativ angesehen. Die Bestimmung erfolgte erstens mit einer Abschätzung der Tracermenge (Methode 1) nach LEIBUNDGUT & WERNLI (1982: 121) und zweitens durch Annahme des Dispersionsmodells und geschätzter Pecletzahl (Methode 2) (MALOSZEWSKI, 1991). Die daraus resultierenden Einspeisemengen sind in Tabelle 4-2 zusammengefaßt.

Tabelle 4-2: Berechnete Einspeisemengen je Standort für Uranin, Bromid und Chlorid

Ort	Berechnung	Uranin [mg]	Bromid (NaBr) [g]	Chlorid (NaCl) [g]
Standort Wiese	Methode 1	2250	579	280
	Methode 2	274	274	107
	Versuch	3000	627	500
Standort Wald	Methode 1	1700	Bromid über Beregnung: durchschnittliche C = 100 mg/l Beregnungsvolumen = 15600 l Tracermenge = 1560 g	
	Methode 2	610		
	Versuch	2000	1700	

Die kalkulierten Mengen wurden je nach Schwankungsbreite aufgerundet. Es zeigte sich bei den Versuchen, daß auch geringere Einspeisemengen ausreichend gewesen wären.

4.2 Standort Wiese

4.2.1 Übersicht

An diesem Standort wurden insgesamt vier Versuche durchgeführt. Der erste Versuch (AW1) wurde nach 30 Minuten abgebrochen, da unerwartete Wasseraustrittsstellen nicht gefaßt werden konnten. Die Ergebnisse dieses Versuches fließen nicht in die weitere Betrachtung ein. Versuch AW2 diente zur Postulierung der Abflußprozesse anhand der erhobenen Daten. Die daraus resultierenden Fragen sollten mit Hilfe der Tracerversuche beantwortet werden. Somit wurde in AW3 und AW4 die Infiltration (vertikale Flüsse) durch eine Einspeisung von Bromid zu Beginn der Beregnung in den oberen Bodenhorizont oberhalb des Schrägpiezometers untersucht. (siehe auch Abb. A-1 im Anhang). Laterale Fließwege wurden ebenfalls durch die Bromideinspeisung und durch eine Uranineinspeisung über die gesamte Bodenmächtigkeit in Piezometer P8 während stationärer Verhältnisse (Einspeisung 63 min nach Beregnungsbeginn) erkundet. Da beim Versuch AW3 die Messung der Tracerdurchgangskurve im Schrägpiezometer noch nicht zufriedenstellend war, wurde die Bromideinspeisung beim Versuch AW4 wiederholt, um bessere Resultate zu erzielen.

4.2.2 Abflüsse

Folgende Abflußkomponenten wurden gemessen:

- Oberflächenabfluß (A_o) in der Rinne (Anteil aus dem Ah Horizont erfaßt)
- Unterirdischer Abfluß im Graben (SSF)
- Return Flow rechts (R-rechts) aus einem Mauselloch rechts neben der Oberflächenauffangrinne
- Return Flow links (R-links) abseits der Beregnungsfläche (nur bei Versuch AW3)

Die einzelnen Messpunkte wurden je nach Auswertung zu den beiden Abflußkomponenten oberirdischer Abfluß (Q_o) und unterirdischer Abfluß (Q_u) zusammengefaßt. Dabei ist der oberirdische Abfluß die Summe aus Oberflächenabfluß und Return Flow rechts und links ($Q_o = A_o + R\text{-rechts} + R\text{-links}$). Die Bezeichnung oberirdischer Abfluß für diese Abflußkomponente ist nicht ganz korrekt. Aufnahmen der Bodenoberfläche der Beregnungsparzelle beim Versuch AW4 mit Hilfe einer Minivideokamera zeigten keinen kontinuierlichen Abfluß auf der Oberfläche. Lokale Markierungen des Beregnungswassers mit Lebensmittelfarbe erbrachten den Nachweis, daß auch bei Sättigung des gesamten Bodenprofils kein echter Oberflächenabfluß zu beobachten ist. Der auftreffende Niederschlag infiltriert nach kurzer Fließstrecke (1-5 cm) in den Ah-Horizont. Jedoch wurde andererseits mehrere Stellen mit Return Flow beobachtet. Zusammenfassend kann der oberirdische Abfluß am Standort Wiese als eine Art Abfluß in einem hochdurchlässigen Horizont (Ah) bezeichnet werden, der kurze Strecken auf der Oberfläche zurücklegt. Die Bezeichnung oberirdisch wird dennoch gewählt, weil diese Komponente

oberflächennah gemessen wurde.

Die graphische Darstellung der Versuchsergebnisse ist für jeden Versuch separat realisiert. Um einen besseren zeitlichen Vergleich der Abflußdaten und Bodenwasserhaushaltsdaten zu ermöglichen, sind die Abbildungen folgendermaßen aufgebaut (z.B. Abb. 4-1): Grafik a zeigt die beiden gemessenen Abflußkomponenten, den Niederschlagsinput und den gesamten Abfluß. Die Reaktion der Tensiometer in den oberen Bodenschichten ist in Grafik b, die in den tieferen Bodenschichten in Grafik c dargestellt. Die farbliche Abstufung bezieht sich auf die horizontale Lage der Meßpunkte am Hang. Dadurch ist ein vertikaler und horizontaler Vergleich möglich. Schließlich ist in Grafik d noch der gemessene Wasserstand der Piezometer relativ zur Geländeoberfläche aufgezeigt.

Die Ergebnisse für die Versuche AW2, AW3 und AW4 sind in den Abbildungen 4-1, 4-2 und 4-3 dargestellt. Da insgesamt keine großen Unterschiede zwischen den einzelnen Versuchen festgestellt werden konnten, erfolgt deren Beschreibung zusammenfassend. Nur bei hervorzuhebenden Besonderheiten wird auf einzelne Versuche eingegangen.

Die oberirdischen Abflußkomponenten erzeugen während stationären Bedingungen einen Anteil von 90-95% des Gesamtabflusses. 10-15 Minuten nach Beregnungsbeginn war der erste oberirdische Abfluß meßbar, danach folgte ein schneller Anstieg, bis nach 60 Minuten A_o konstant blieb. Das Verhalten der Return Flows (RFs) war instabiler und selten konstant. Nach Beregnungsende nahmen die RFs schnell ab, beim A_o war ein langsamer Rückgang zu beobachten. Insgesamt war der Verlauf der oberirdischen Abflüsse bei allen Versuchen sehr ähnlich. Es zeigten sich nur Unterschiede im maximalen Abfluß, die jedoch den unterschiedlichen Niederschlagsintensitäten zugeschrieben werden können. Die Retention, d.h. die Verzögerung im Abfluß durch die Größe der Aufnahmekapazität des Bodens, war bei AW3 am stärksten. Es zeigten sich bei diesem Versuch auch die höchsten Saugspannungen im gesamten Bodenprofil.

Das Verhalten des unterirdischen Abflusses ist zu Beginn ähnlich wie das des A_o , der Anstieg erfolgte jedoch langsamer und erreichte maximal 10 l/min während des Versuchs AW4. Nach Beregnungsende war eine langsame Abflußabnahme über mehrere Stunden (16-24) festzustellen.

Von Versuch zu Versuch fällt eine nennenswerte Zunahme des unterirdischen Abflusses auf. Ursache hierfür ist eine Auswaschung von Feinmaterial und eine damit verbundene Zunahme der Durchlässigkeit. Diese Auswaschung konnte bei den Versuchen im Graben direkt beobachtet werden.

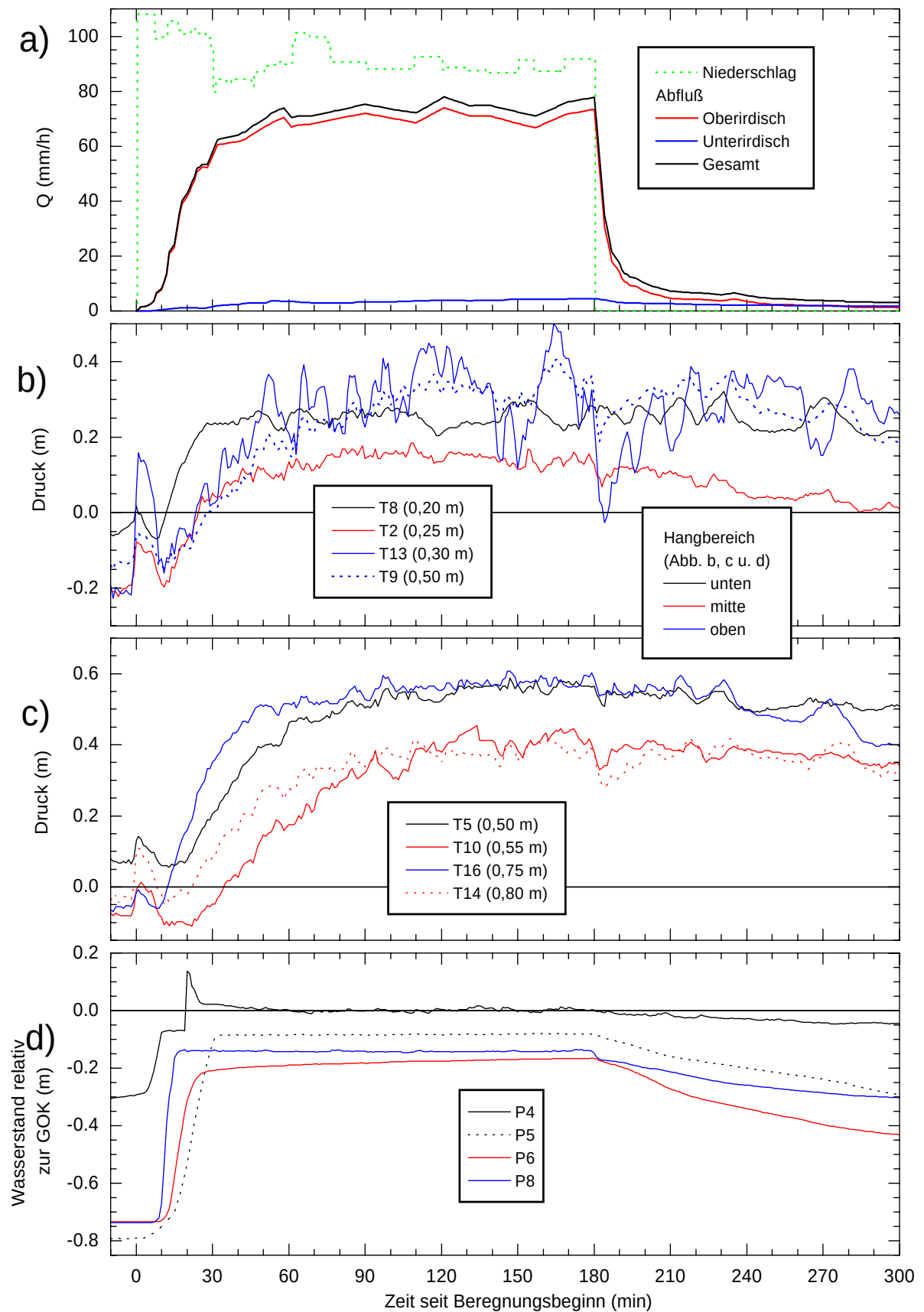


Abbildung 4-1: Zeitlicher Verlauf der Abflüsse und der Tensiometer- und Piezometermessungen während des Versuches AW2

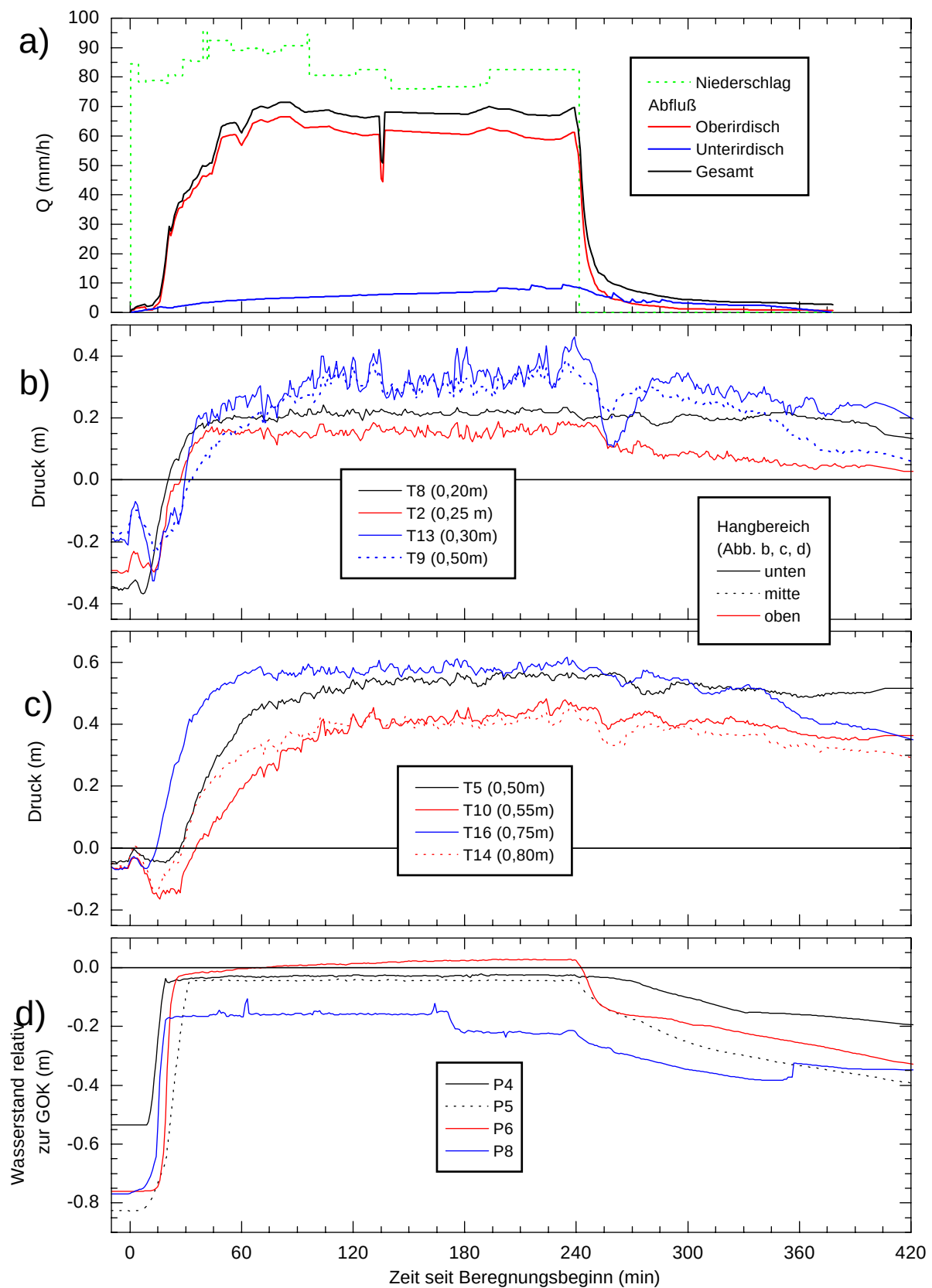


Abbildung 4-2: Zeitlicher Verlauf der Abflüsse und der Tensiometer- und Piezometermessungen während des Versuches AW3

4.2.3 Bodenwasserhaushalt

Die Beobachtungen des Bodenwasserhaushalts stellen bedeutende Größen zur Kalibrierung der Simulationen des Modells QSOIL dar. Wichtig ist deshalb, daß der zeitliche Verlauf und die räumliche Verteilung parallel erfaßt und beurteilt werden.

Wie die drei Versuche zeigen, weisen die Piezometer auf ein gleichartiges räumliches Verhalten hin (d). Nach 10-15 min reagieren alle mit einem schnellen Anstieg bis zur Geländeoberkante (GOK), außer P8, der 15 cm tiefer bleibt und bei Versuch AW2. Nach Versuchsende kommt es bei P5 und P6 bei den Versuchen AW3 und AW4 zu einem schnellen Abfall um 20-30 cm. P3 und P4 reagieren innerhalb 2 Stunden um 10-15 cm. Danach erfolgt ein langsamer Abfall bis auf 40-70 cm unter GOK. Dies deutet darauf hin, daß zuerst der A_h -Horizont recht schnell entwässert.

Die Tensiometer im Ah-Horizont reagieren einheitlich (b). Bei einigen Tensiometern ist eine große Schwankungsamplitude festzustellen. Nach 15 Minuten beginnt ein Anstieg der Saugspannung von 10 bis 30 cm auf maximale Sättigung (Wasserspiegel = GOK), der 20 Minuten dauert. Die Tensiometer im G_o -Horizont (50-80 cm) reagieren beim Anstieg zuerst im unteren und beim Abfall zuerst im oberen Hangbereich (c). Maximale Sättigung wird nur im unteren Hangbereich gemessen. Auffallend ist noch T5, der von Versuch zu Versuch eine schnelleren Druckanstieg zeigt. Bei AW4 ist sogar ein ähnlicher Verlauf wie der der Piezometer festzustellen.

Zu beachten ist noch die Reaktion fast aller Tensiometer bei Beregnungsbeginn. Nach einem initialen Abfall der Saugspannung kommt es nochmals zu einem kurzen Anstieg, bevor der zu erwartende langsame Saugspannungsabfall beginnt. Dieses Phänomen wurde bei allen Versuchen beobachtet und ist durch eine Zunahme des Druckes der Bodenluft zu erklären. Die hohe Infiltrationsrate zu Beginn verursacht eine Kompression der Bodenluft. Überschreitet diese eine bestimmte Größe, so entweicht Luft aus dem Boden und ein Druckabfall in den Tensiometern wird registriert.

Der Vergleich zwischen den Tensiometer- und Piezometer-Messungen verdeutlicht das Problem der Auswahl der Meßgeräte. Der schnelle Anstieg der Piezometer ist dadurch zu erklären, daß diese eher den Druckverlauf im schnell reagierenden Makroporensystem messen. Hingegen zeigen die Tensiometer aufgrund der Bauweise und der dort möglichen Abdichtung den zeitliche Verlauf des Matrixpotentials in der entsprechenden Tiefe an.

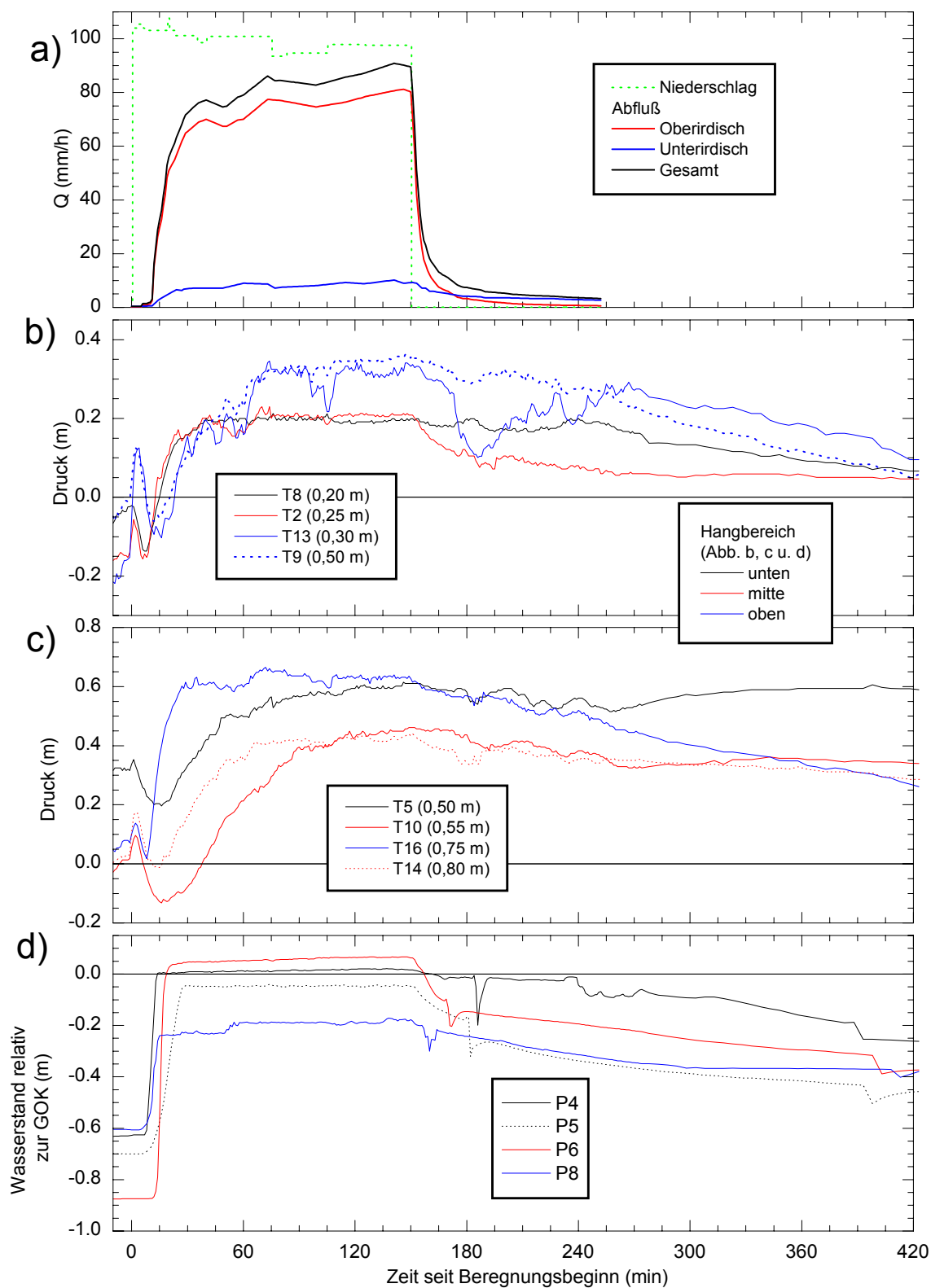


Abbildung 4-3: Zeitlicher Verlauf der Abflüsse und der Tensiometer- und Piezometermessungen während des Versuches AW4

4.2.4 Tracerversuche

Für die Traceranalyse wurden außer an den Abflußkomponenten noch diverse Makroporen im Graben (siehe Abb. A-1 (C) im Anhang) sowie das Schrägpiezometerrohr (siehe Kapitel 2.5.2) beprobt. Die ermittelten Rückholraten betragen für Uranin 18,5% und für Bromid 40,1%, bzw. 63% bei AW4. Die Verluste sind durch Adsorptionsprozesse und durch Diffusionsvorgänge in immobile Bereiche bedingt. Die Rückholrate für Bromid bei AW4 ist größer als bei AW3, da der Boden schon mit Bromid angereichert war.

Abbildung 4-4 stellt die wichtigsten Tracerdurchgangskurven (TDK) für Bromid (mitte) und Uranin (unten) für den Versuch AW3 bzw AW4 und die Leitfähigkeit (oben) ohne Tracereinsatz (AW2) dar. Die TDKs für Bromid zeigen einen sehr schnellen Anstieg und einen langsamen Abfall. In den Meßstellen R-rechts und einer Makropore in der Mitte des Grabens M3 wurden nur geringe Bromidkonzentrationen nachgewiesen. Dies deutet auf diskrete Fließwege und unterschiedlich abgegrenzte Einzugsbereiche der Meßstellen hin. Die Messung im Schrägpiezometer (P) zeigen ebenfalls einen schnellen Anstieg, jedoch geht der Konzentrationsabfall langsamer als bei den anderen Meßstellen vonstatten. Die Entnahmemenge aus P beeinflußt wahrscheinlich das Strömungsfeld im Umfeld des Piezometers.

Im Gegensatz zur Bromideinspeisung vor Beregnungsbeginn erfolgte die Uranineinspeisung in P8 erst während stationären Bedingungen nach 63 Minuten. Die TDKs sind wiederum durch einen sehr schnellen Anstieg und einen langsamen Abfall geprägt. Die absoluten Konzentrationen unterscheiden sich jedoch beträchtlich. So ist die Maximalkonzentration an der Meßstelle Return Flow links 6 mal größer als an den übrigen Meßpunkten. Der zweite Peak in den TDKs wurde durch einen versehentlich verursachten Uraninimpuls bei einer Kontrollmessung in P8 verursacht, bei der ein Rest Uranin an die Oberfläche gelangte.

Der zeitliche Verlauf der Leitfähigkeit (LF) als Summenparameter der Ionenkonzentration bei Versuch AW2 ist nicht ohne weiteres erklären. Durch die erhöhte LF von 307 $\mu\text{S}/\text{cm}$ des Beregnungswassers, die durch die Entnahme aus dem öffentlichen Wasserversorgungsnetz hervorgerufen wird, entstehen gegensätzliche Bedingungen wie bei natürlichen Niederschlägen, bei denen die LF sehr gering ist. Die LF des Bodenwasser ist größer 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Diese LF des Bodenwassers zeigt sich bei der Messung des SSF im Graben, da zu Beginn des unterirdischen Abflusses die LF größer ist und dann abfällt. Im Gegensatz dazu ist die LF des oberirdischen Abflusses zu Beginn geringer als bei stationären Abflußbedingungen. 80 Minuten nach Beregnungsbeginn ist die LF des ober- und unterirdischen Abflusses identisch, d.h. die Aufenthaltszeiten und Fließwege der beiden Abflußkomponenten müssen sehr ähnlich sein. Nach Beregnungsende kommt es nach einem unterschiedlich starken Abfall der LF zu einem langsamen Anstieg. Die Leitfähigkeitsdifferenz zwischen Beregnungswasser und den Abflußkomponenten kann durch Sorptionsprozesse einiger Ionen im Ah-Horizont erklärt werden.

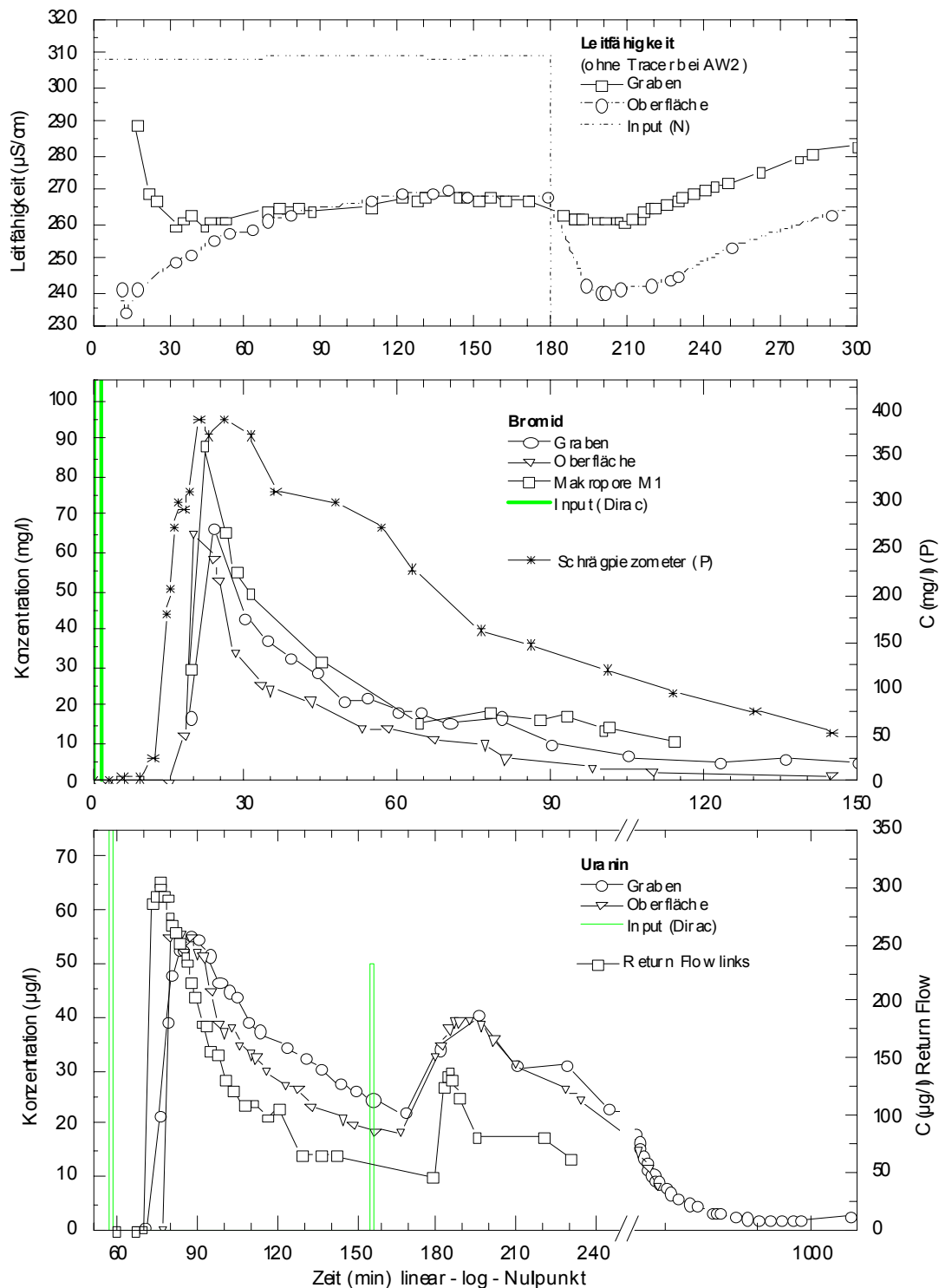


Abbildung 4-4: Zeitlicher Verlauf der Leitfähigkeit bei AW2 und der Bromid- und Uranikon-
zentrationen bei den Tracerversuchen während den Beregnungsversuchen

4.3 Standort Wald

4.3.1 Übersicht

An diesem Standort wurden zwei Versuche durchgeführt. Der frühe Wintereinbruch verhinderte die geplante Durchführung eines dritten Versuchs. Die dominierenden Abflußprozesse wurden im ersten Versuch (Wald1) identifiziert. Die Tracermethoden für den Versuch Wald 2 wurden daraufhin konzipiert, um die Abflußprozesse näher zu beschreiben und Unklarheiten und Zuordnungsprobleme zu lösen.

Die Bromideinspeisung wurde kontinuierlich und flächenhaft über die ganze Parzelle vorgenommen. Hierfür diente ein Düngemischer, der das Bromid in konstantem Verhältnis dem Niederschlagswasser zugab. Dadurch sollte das Infiltrationsverhalten erkundet werden und die Anteile von Vorereignis- und Ereigniswasser der einzelnen Abflußkomponenten bestimmt werden. Die Uranineinspeisung fand nach 83 min unter stationären Abflußverhältnissen in die obere Bodenschicht statt (zur Einspeisetechnik siehe Kapitel 2.5.2).

4.3.2 Abflüsse

Folgende Abflußkomponenten wurden am Standort Wald erfaßt:

- Oberflächenabfluß in der Rinne (A_o)
- Unterirdischer Abfluß im Graben (SSF)
- Wurzel links (W-links) aus mehreren Wurzelkanälen neben der Oberflächenauffangrinne

Der oberirdische Abfluß (Q_o) setzt sich aus A_o und W-links zusammen.

Der oberirdische Abfluß setzt beim Versuch Wald1 nach 11 Minuten ein, bei Wald2 erst nach 20 Minuten (Abb. 4.5 und 4.6). Der Aufbau der Grafiken gleicht dem der Grafiken in Kapitel 4.2. Der Unterschied ist hauptsächlich ein Ergebnis der unterschiedlichen Niederschlagsintensitäten. Innerhalb von 40 Minuten war in beiden Versuchen der maximale oberirdische Abfluß erreicht. Nach Beregnungsende versiegte der Abfluß bereits nach 40-50 Minuten. Die seitliche oberirdische Abflußkomponente Wurzel-links reagierte viel später. Die Besonderheit dieser Komponente wurde bei der Leitfähigkeitsmessung deutlich. Mit 60-70 $\mu\text{S}/\text{cm}$ war sie kontinuierlich halb so groß wie die des direkt benachbarten A_o (Abb. 4-7).

Der unterirdische Abfluß zeigt einen ähnlichen Verlauf wie A_o . Mit einem schnellen Anstieg auf 15 l/min und einem im folgenden konstanten Abfluß zeigt die Ganglinie den gleichen zeitlichen Verlauf bei beiden Versuchen, trotz unterschiedlicher Niederschlagsintensität. Nach Beregnungsende war ein langsamer Abflußrückgang in 8-12 Stunden meßbar.

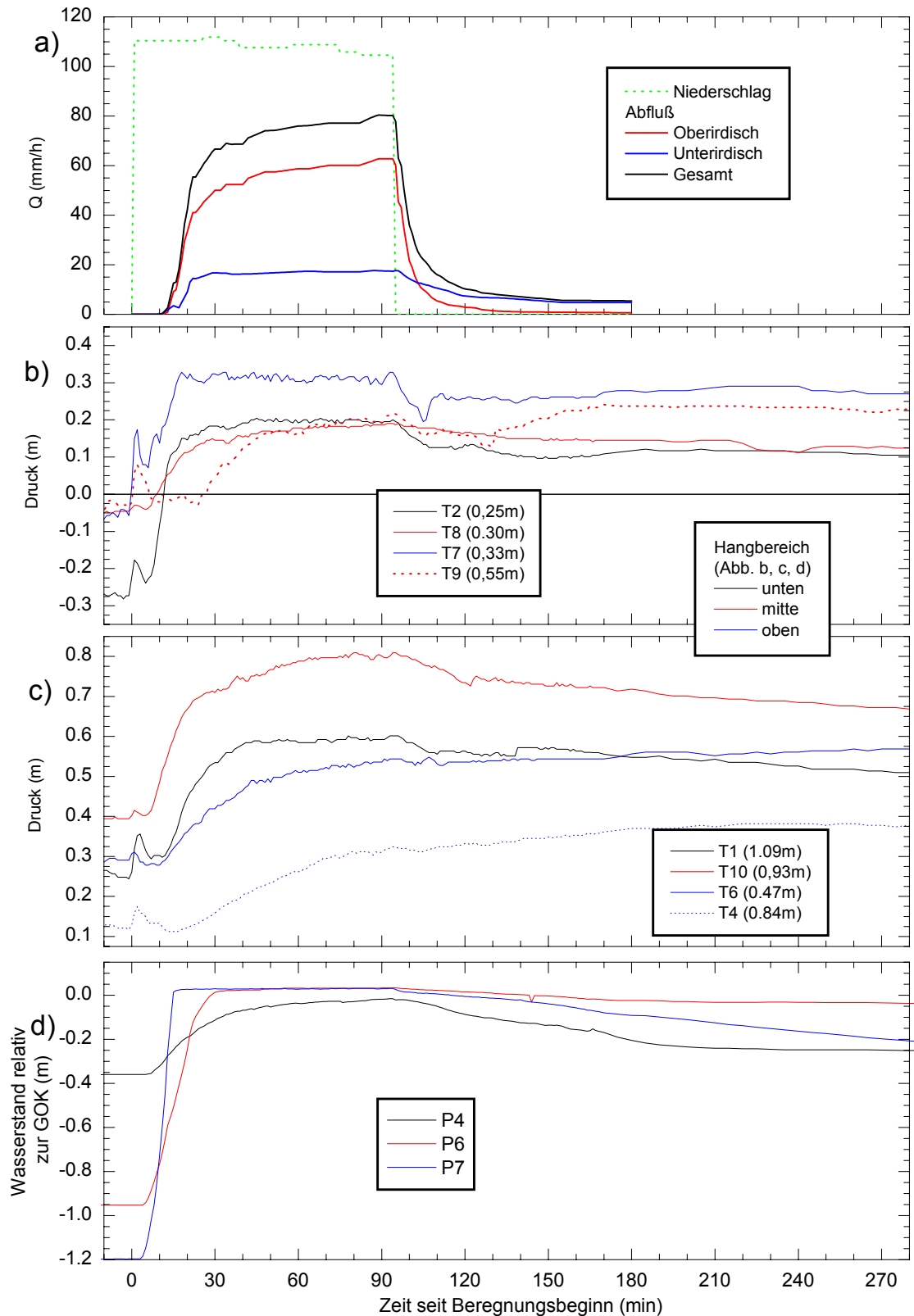


Abbildung 4-5: Zeitlicher Verlauf der Abflüsse und der Tensiometer- und Piezometermessungen während des Versuches Wald1

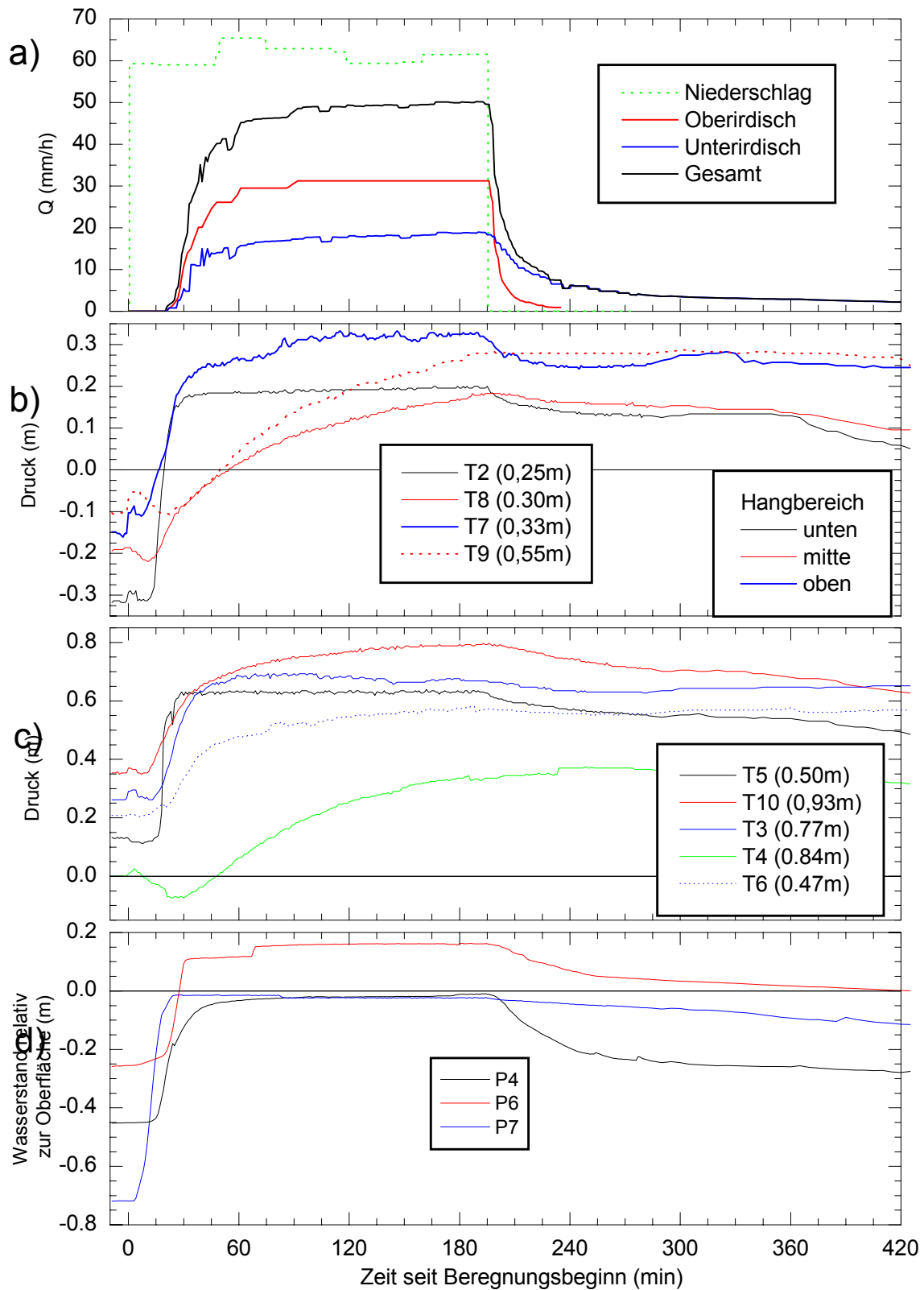


Abbildung 4-5: Zeitlicher Verlauf der Abflüsse und der Tensiometer- und Piezometermessungen während des Versuches Wald2

4.3.3 Bodenwasserhaushalt

Der zeitliche Verlauf der Tensiometer- und Piezometerdaten war sehr unterschiedlich. Ein räumlicher Zusammenhang ist nicht direkt ersichtlich. Werden die Tensiometer und Piezometer in drei Gruppen (Cluster) unterteilt, die den unteren (in Grabennähe), den mittleren und oberen Hangbereich repräsentieren, kann ein Zusammenhang in vertikaler Richtung besser analysiert werden (vgl. Abb A-2 im Anhang).

Untersucht man nun das Infiltrationsverhalten der drei Clusterbereiche, z.B. bei Versuch Wald2, so stellt man einen erstaunlichen Zusammenhang fest. Der untere und obere Cluster reagieren schnell nach Beregnungsbeginn mit einem Druckanstieg, zuerst im A_h Horizont, dann aber über das ganze Profil. Nach 25-30 Minuten ist der gesamte Boden in diesen Bereichen gesättigt. Dieser Zeitpunkt korreliert exakt mit dem Beginn des ober- und unterirdischen Abflusses am Hangfuß. Im Gegensatz dazu steht der mittlere Cluster, der sich um P6 gruppiert. Der Wasserspiegel des Piezometers ist vor Beregnungsbeginn nur 25 cm unter GOK, gemäß der Tensiometerdaten ist er 30 cm tiefer. Die Reaktion der Tensiometer (T8, T9, T10) nach dem Beregnungsbeginn ist außerordentlich langsam. Erst nach 80 Minuten ist das gesamte Profil gesättigt. Andererseits steigt der Wasserspiegel in P6 30 Minuten nach Beregnungsbeginn auf 20 cm über die GOK. Dieser artesische Effekt ist durch undurchlässige Schichten in diesem Bereich zu erklären, wodurch der Niederschlag, wie die Tensiometer und TDR-Sonden aufdecken, sehr langsam infiltriert. Durch die geringere Durchlässigkeit in mittleren Hangbereich ist der Druckabfall der Tensiometer und Piezometer nach Beregnungsende hangaufwärts (Cluster oben) sehr langsam. Zum Teil steigt in T4 der Druck nach Beregnungsende noch weiter an. Somit wird die Entwässerung des oberen Hangbereichs stark gehemmt.

Dies bedeutet, daß es in dieser Parzelle Bereiche gibt, die sofort gesättigt sind (Makroporenfluß) und andere, in denen nur sehr langsam eine Sättigung eintritt (langsamer Matrixfluß).

4.3.4 Tracerversuche

Außer den erwähnten Abflußkomponenten wurden noch diverse Makroporen im Graben und P3 beprobt (Abbildung A-2 (C) im Anhang).

Die berechneten Rückholraten liegen mit 27% für Uranin und 80% für Bromid deutlich über den Werten am Standort Wiese. Die Unterschiede können auf geringere Anteile an organischen Stoffen und verbesserte bzw. unterschiedliche Einspeisetechniken zurückgeführt werden.

Abbildung 4-7 zeigt die Tracerdurchgangskurven des Versuchs Wald2 an verschiedenen

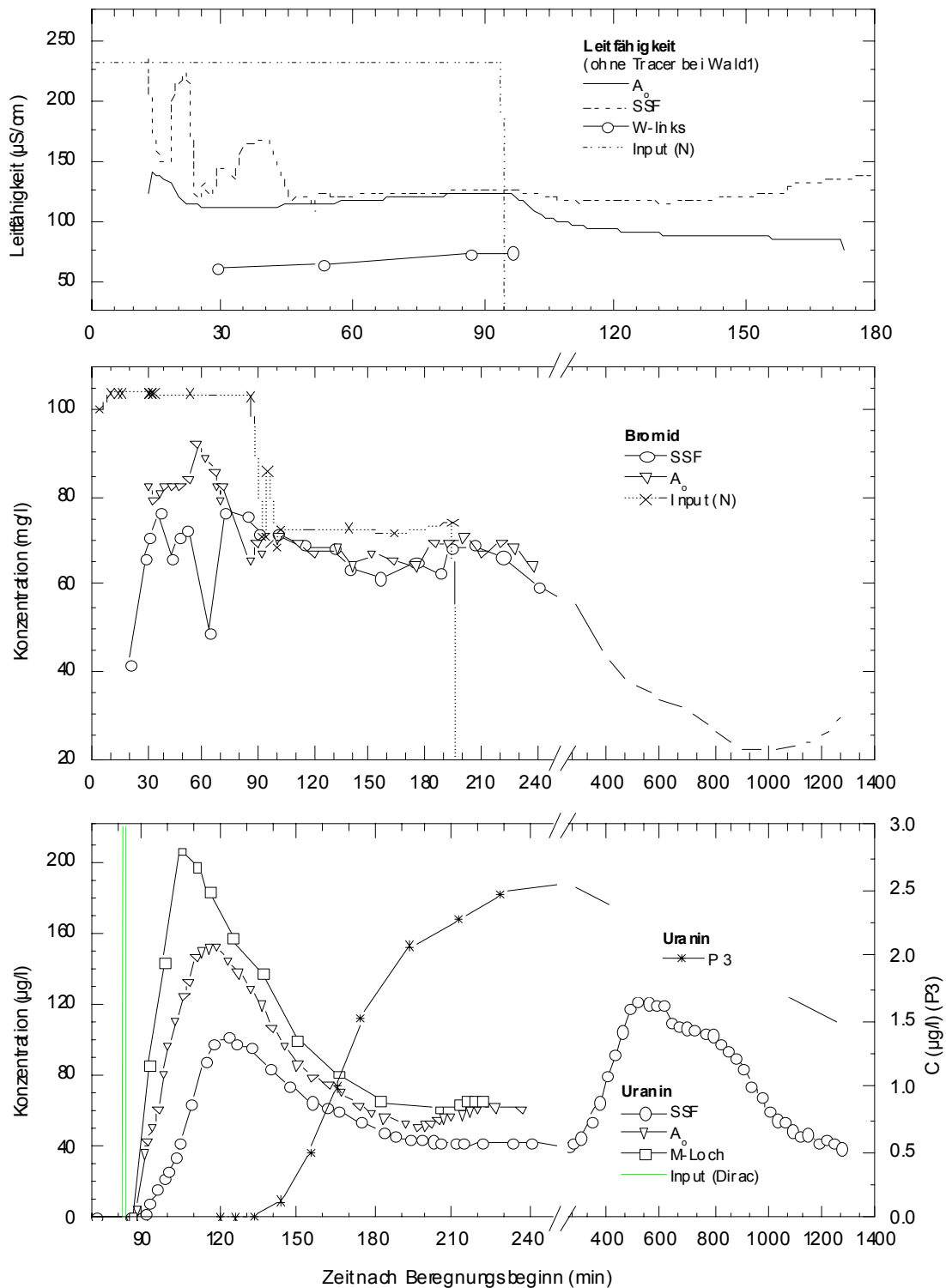


Abbildung 4-7: Zeitlicher Verlauf der Leitfähigkeit bei Wald1 und der Bromid- und Uraninkonzentrationen bei den Tracerversuchen während des Beregnungsversuches Wald2 (ausgewählte Meßpunkte).

ausgewählten Meßpunkten. Insgesamt ergibt sich ein recht ähnliches Bild der TDKs mit geringen zeitlichen Verschiebungen der Maxima. Nur P3 und M-rechts (nicht dargestellt) zeigten ein davon abweichendes Verhalten. Die weitere Beprobung des SSF nach Beregnungsende ergab einen zweiten Peak nach etwa 9 Stunden, der jedoch unter instationären Bedingungen registriert wurde.

Die Bromid-TDKs (mittlere Grafik) des SSF und Ao sind sehr ähnlich. Nur zu Beginn wurden geringere Bromidkonzentrationen im SSF gemessen. Der treppenartige Verlauf der Inputkonzentration ist durch zwei unterschiedliche Einspeisungen in den Düngemischer verursacht worden, da die Konzentrationsregelung nicht sehr genau ist.

Die Registrierung der Leitfähigkeit bei Versuch Wald1 ergibt einen sehr ähnlichen Verlauf für die ober- und unterirdische Abflußkomponente. Wie schon erwähnt zeigt nur die Meßstelle Wurzel links (W-links) einen sehr geringen Wert für die LF.

4.4 Fazit

Die Ergebnisse der Beregnungsversuche mit und ohne Tracereinsatz charakterisieren das Abflußverhalten der Parzellen auf Starkniederschläge hervorragend. Die Messung der Abflüsse und Bodenwasserhaushaltsdaten erfolgte problemlos und zuverlässig. Die Bestimmung der Tracerdurchgangskurven war auf Grund der guten Abtrennung der einzelnen Abflußkomponenten und gleichzeitigen Abflußbestimmung gut durchzuführen. Die simultane Messung der Leitfähigkeit verbesserte die Probenahme für Bromid. Die Analysen der künstlichen Tracer ergaben kaum Probleme. Leider war die Beprobung des Schrägpiezometers beim Versuch Wald2 nicht aufschlußreich, da die Entnahmeintervalle auf Grund der langsamen Auffüllung des Rohrs zu groß waren.

Die Messungen des Bodenwasserhaushalts deuten auf ein heterogenes Bodensubstrat hin. Die Unterschiede sind am Standort Wiese durch die Bodenentwicklungsprozesse in vertikaler Richtung ausgeprägt. Der Standort Wald ist in lateraler Richtung, wahrscheinlich durch morphologische Prozesse (z.B. Rutschungen), aufgeteilt. Die Tracerdurchgangskurven beschreiben effektiv den Bereich zwischen Einspeisung und Probenahme. Die Abflüsse werden durch den ganzen Hang oder nur einzelnen Bereichen charakterisiert. Diese Bereiche können Bodenhorizonten zugeordnet werden (oberirdischer Abfluß beim Standort Wiese) oder anderen Einheiten.

Die Abflußbildungsprozesse sind an beiden Standorten in ihrem zeitlichen und räumlichen Auftreten sehr variabel. Die Ergebnisse aus den Beregnungsversuchen und Tracerversuchen müssen vergleichend analysiert werden, um weiter Einblicke in die Prozesse zu erhalten.

5 Vergleich der Standorte

5.1 Einführung

In diesem Kapitel werden konventionelle Methoden zur Auswertung und zum Vergleich der Beregnungsversuche benutzt. Konventionell deshalb, weil die Ergebnisse der Tracerversuche noch nicht berücksichtigt werden (siehe Kapitel 6). Diese Unterteilung ist sinnvoll, um die unabhängig voneinander gewonnenen Ergebnisse vergleichen zu können und die einzelnen Auswertungsmethoden abzusichern.

5.2 Abflußkoeffizienten und Infiltration

Die gemessenen Abflüsse der einzelnen Fließwege sind am besten mit Hilfe der Abflußkoeffizienten vergleichbar. Die Bestimmung der Abflußkoeffizienten war jedoch nicht exakt möglich, da einige Verluste nicht genau erfaßt wurden. Für einen Standortvergleich ist der Volumenabflußkoeffizient ψ_V besser geeignet als der momentane Abflußkoeffizient, da kurze Schwankungen ausgeglichen werden und somit nach einer bestimmten Zeit der Anteil des Abflußvolumen am Niederschlagsvolumen abgelesen werden kann. Für ψ_V gilt zum Zeitpunkt T mit dem Gesamtabfluß Q_{ges} und der Niederschlagshöhe N :

$$\psi_V(T) = \frac{\sum_{t=0}^T Q_{ges}(t)}{\sum_{t=0}^T N(t)} \quad (5-1)$$

In Abbildung 5-1 werden der zeitlichen Verlauf des Volumenabflußkoeffizienten für den Gesamtabfluß Q_{ges} und den unterirdischen Abfluß Q_u einander gegenübergestellt. Die Variationen der Koeffizienten des gesamten Abflusses zwischen den Versuchen sind relativ gering. Der Standort Wald tendiert zu Beginn zu einer größeren Retentionswirkung und einem verzögerten Anstieg. Beim Standort Wiese kommt es zu einer Reaktion nach 20 mm Niederschlag, im Wald erst nach 30 mm. Diese Differenz kann entscheidend sein bei geringeren und somit häufigeren Niederschlagsereignissen. In diesem Fall würde der Standort Wald eine dominante Rolle bei der Retention spielen. Die Differenz beider Versuchspartellen ist beim Volumenabflußkoeffizient des Q_u stärker ausgeprägt. Der Standort Wiese zeigt einen verzögerten und kleineren Koeffizienten.

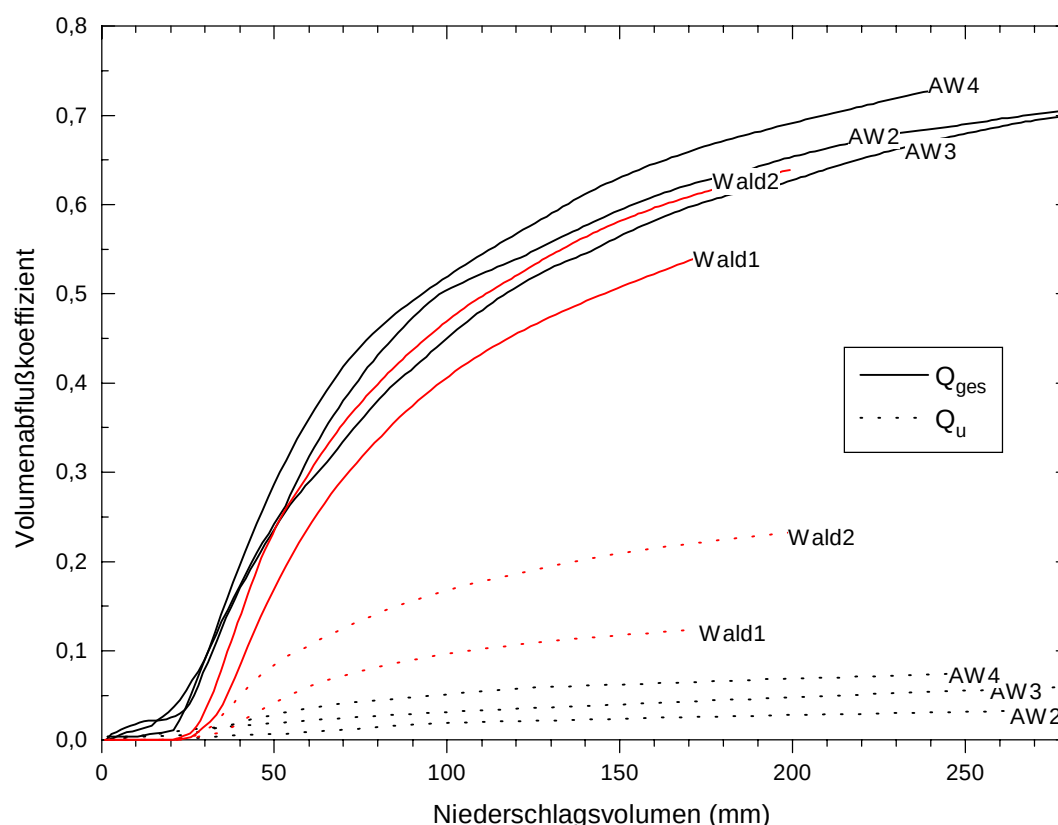


Abbildung 5-1: Vergleich der Volumenabflußkoeffizienten für den Gesamtabfluß Q_{ges} und den unterirdischen Abfluß Q_u in Abhängigkeit vom Niederschlagsvolumen.

Die Bedeutung des unterirdischen Abflusses beim Standort Wald wird durch den größeren Volumenabflußkoeffizienten deutlich. Dies steht im Gegensatz zu der häufig festgestellten Dominanz des oberirdischen Abflusses (SCHERRER, 1996). Jedoch wurden diese Versuche hauptsächlich auf Freilandflächen durchgeführt. Dies zeigt die hervorzuhebende Rolle von Waldgebieten für die unterirdische Abflußbildung. Ein Vergleich des unterirdischen Abflusses zwischen den Versuchen am Standort Wald kann aufgrund der unterschiedlichen Niederschlagsintensität nicht durchgeführt werden.

Werden die Volumenabflußkoeffizienten bei Berechnungsende verglichen, zeigt sich, daß am Standort Wiese 70 bis 75% des Niederschlags zum Abfluß gelangt sind, hingegen im Wald nur 55-65%. Die Unterschiede bei den Verlustvolumen in der Wasserbilanz sind geringer. Der Grund ist methodisch bedingt durch die insgesamt kürzere Versuchsdauer am Standort Wald.

Die beiden Standorte können außerdem durch ihr Infiltrationsverhalten unterschieden werden. Die Infiltrationsrate ist in diesem Fall als Differenz aus aktueller Niederschlagsintensität und aktuellem oberirdischen Abfluß pro Zeiteinheit definiert. Nach einer maximalen Infiltrationsrate bei beiden Standorten zu Beginn, die der Niederschlagsintensität entspricht, kam es beim Standort Wiese schneller zum Absinken der Infiltrationsrate. Nach etwa 80 Minuten erreicht diese den konstanten Wert von etwa 10 mm/h. Im Gegensatz dazu kann der Waldstandort den

Niederschlag länger infiltrieren. Außerdem ist die Infiltrationskapazität am Waldstandort etwa zwei- bis dreimal so groß. Dieses Verhalten ist auf die höhere Makroporosität durch stärkere Durchwurzelung und den höheren Skelettanteil am Standort Wald zurückzuführen.

5.3 Speicherverhalten

Nach Berechnungsende ist bei den verschiedenen Abflußkomponenten eine unterschiedliche Abnahme der Abflüsse festzustellen. Werden die Abflüsse logarithmisch zur Zeit aufgetragen, können je nach Komponente ein bis zwei Geraden lokalisiert werden, d.h. die Abnahme des Abflusses kann durch ein oder zwei Einzellinearspeicher beschrieben werden. Die Anpassung an die Speicherkonzeption soll dazu dienen, die Abflußkomponenten noch besser zu erfassen und zu vergleichen. Die Gleichung für m parallel geschaltete Einzellinearspeicher lautet:

$$Q(t) = \sum_{i=1}^m Q_{0_i} e^{-\frac{t}{k_i}} \quad (5-2)$$

Dabei ist Q_{0_i} der Anfangsabfluß des i -ten Einzellinearspeichers und k_i dessen Speicherkonstante. Außerdem ist es sinnvoll, das Speichervolumen V_{S_i} und den Kluftfaktor n_{k_i} für den i -ten Speicher zu bestimmen. Allgemein ist der sogenannte Kluftfaktor definiert als (HÖLTING, 1996: 90):

$$n_{k_i} = \frac{Q_{0_i} k_i}{V_{ges}} = \frac{V_{S_i}}{V_{ges}} \quad (5-3)$$

Der Kluftfaktor beschreibt somit den Porenraum im Boden, der durch den Einzellinearspeicher entwässert wird. Je nach Größe der Speicherkonstante sind dies meist große Porenräume, d.h. Meso- und Makroporen.

Tabelle 5-1: Anpassung der Einzellinearspeicher an die Abflußkomponenten

Abfluß- komponente	Spei- cher	k_1	CV	k_2	CV	V_S	CV	Q_{0-ges}	CV
	Anzahl	<i>min</i>	%	<i>min</i>	%	<i>l</i>	%	<i>l / min</i>	%
AW-Ao	2	3,9	19	68,7	41	460	22	49,9	13
AW-Ret-L	1	4,1	-	-	-	68	-	16,9	-
AW-Ret-R	2	4,8	29	33,9	41	187	19	22,3	59
AW-SSF	2	19,2	29	549,8	3	1649	21	7,6	38
Wald-Ao	2	4,7	5	35,5	22	304	44	50,7	49
Wald-SSF	2	25,6	8	295,8	5	1716	1	15,5	15
Wald-Wurz	1	6,5	26	-	-	24	54	3,6	30

(CV = Variationskoeffizient aus den Anpassungen aller Versuche, $Q_{0-ges} = Q_{01} + Q_{02}$)

Tabelle 5-1 gibt eine Zusammenfassung über die Anpassung der Einzellinearspeicher an die Abflußkomponenten (k_1 und k_2 sind die jeweiligen Speicherkonstanten). Auffallend ist, daß beim Standort Wiese für den A_0 und den SSF eine größere Speicherkonstante k_2 bestimmt wurde als im Wald, obwohl die Speichervolumina V_S an beiden Standorten etwa gleich groß sind. Dies deutet auf ein schnelleres Auslaufen des Bodenwassers in gut durchlässigen Bereichen im Wald hin. Das Bodenwasservolumen V_S ist jedoch etwa gleich groß, was in Kapitel 5.5 noch näher dargelegt wird.

Die in Kapitel 4.2.2 erwähnte oberirdische Abflußkomponente am Standort Wiese, die den Ah-Horizont entwässert, wird durch die Auswertung der Rezessionsäste betont. Im Vergleich zum Standort Wald ist das Speichervolumen und die Speicherkonstante k_2 des A_0 deutlich größer. Da die Versuchsfläche bei beiden Standorten gleich groß ist, erklärt sich der länger andauernde und größere Oberflächenabfluß auf der Wiese durch die Entwässerung eines größeren Bodenvolumens. Dieses ist zu einem großen Teil dem Ah-Horizont zuzuordnen.

Die Berechnung der Kluftfaktoren kann außer für den gesamten Einzellinearspeicher auch für jeden Zeitpunkt erfolgen, wenn das abgeflossene Volumen in Beziehung zum Bodenvolumen des Hanges gesetzt wird, das in dieser Zeit entwässert wurde. Das abgeflossene Wasservolumen zu einem Zeitpunkt wird über die Summe des kumulierten Abflusses aller Einzellinearspeicher an diesem Zeitpunkt berechnet. Das in Bezug stehende Bodenvolumen wurde mit Hilfe der Piezometermessungen bestimmt. Dabei wurde davon ausgegangen, daß die Abnahme des Hangwasserspiegels in einem Zeitraum dem drainierten Bodenvolumen entspricht. Daraus ergibt sich für den Standort Wiese folgendes Bild (Abb. 5-2).

Die Bodenvolumenberechnung erfolgte unter der Annahme, daß die Piezometer einen repräsentativen Wert für die gesamte Hangbreite liefern und daß der Wasserspiegel zwischen den Punktmessungen mit einer linearen Interpolation bestimmt werden kann. Für den Standort Wiese zeigt sich eine deutliche Differenz der Kluftfaktoren zwischen Ah- und Go-Horizont. Die sprunghafte Abnahme der Kluftfaktoren stimmt mit der Horizontgrenze Ah/Go überein. Diese Werte spiegeln die hohe Makroporosität im Ah-Horizont im Vergleich zu geringeren Makroporosität in den tieferen Bodenschichten wieder.

Für den Standort Wald war eine Berechnung nicht möglich, da die Abnahme der Piezometerhöhen sehr ungleichmäßig verläuft und der Wasserstand im Piezometer P6 über der Geländeoberkante liegt. Jedoch ergibt eine Abschätzung der Kluftfaktoren für diesen Standort in der Anfangsphase der Rezession deutlich höhere Werte zwischen 10 bis 15%. Diese Werte gelten für die stark durchwurzelten oberen Bodenschichten.

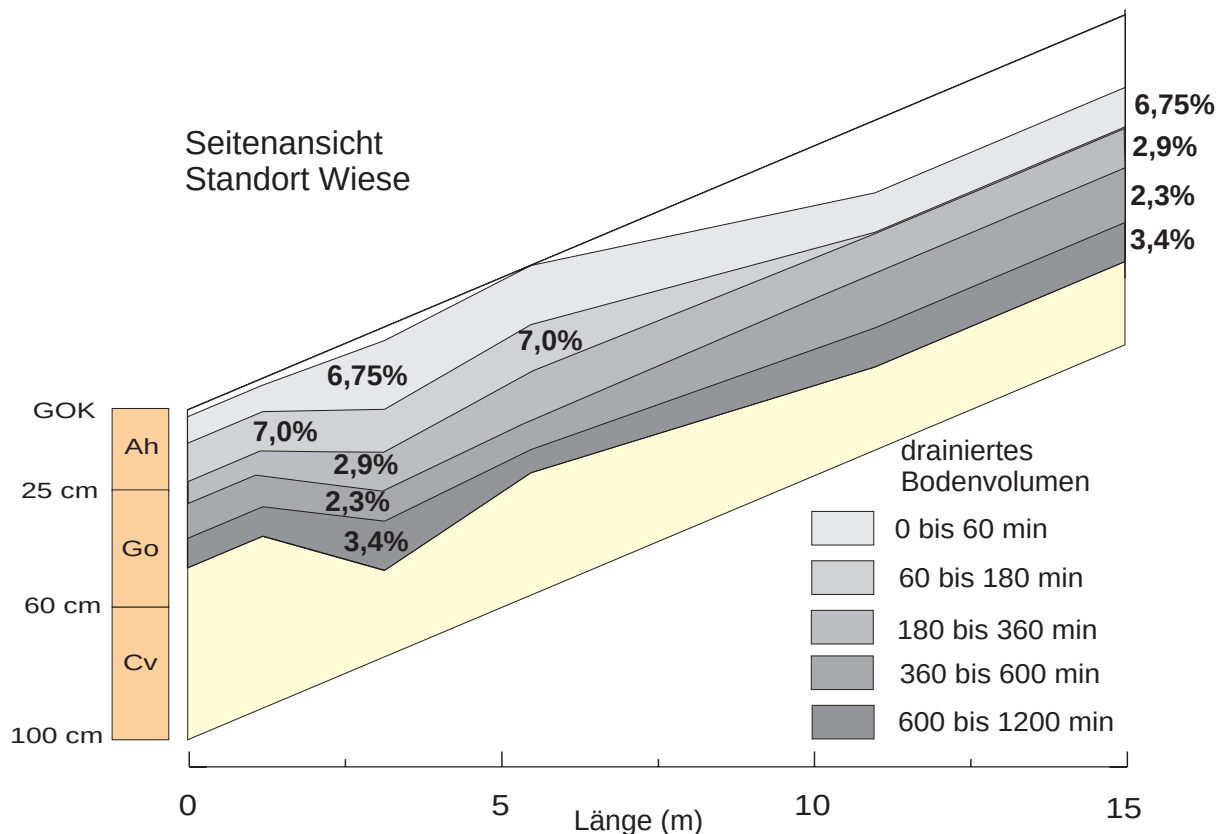


Abbildung 5-2: Kluftfaktoren für bestimmte Hangbereiche beim Standort Wiese (Bestimmung nach Versuch AW3)

5.4 Durchlässigkeitsbeiwert k_{sat}

In vielen Untersuchungen wurde eine große räumliche Variation des gesättigten Durchlässigkeitsbeiwerts festgestellt (RUSSO & DAGAN, 1993; DAGAN, 1989). Um einen Eindruck der Variabilität auf und zwischen den beiden Standorten zu gewinnen, wurden verschiedene Methoden angewandt:

- Bestimmung des k_{sat} aus dem Darcy-Gesetz während stationärer Abflußbedingungen bei den Beregnungsversuchen. Diese Werte beschreiben eine mittlere Durchlässigkeit des gesamten Versuchshangs. Sie beinhalten auch Fließvorgänge, für die das Darcy-Gesetz nicht mehr gültig ist. Diese k_{sat} sind somit die Obergrenze. Tabelle 5-2 listet die ermittelten Werte auf.

Tabelle 5-2: Durchlässigkeitsbeiwerte für die Standorte Wiese und Wald (Ermittlung mit Darcy-Gesetz)

Standort	Bereich	Q	A	I	k_{sat}
		l/min	m ²		m/s
Wiese	Lateral im Ah - Horizont	30 - 40	1	0,43	$1,1 \times 10^{-3}$ bis $1,5 \times 10^{-3}$
	Lateral im Go/C- Horizont	3 - 8	3,5	0,43	$6,0 \times 10^{-6}$ bis $8,9 \times 10^{-5}$
	Vertikal im Ah - Horizont	100	60	1	$> 2,7 \times 10^{-5}$
	Vertikal im Go/C- Horizont	10	60	1	$2,7 \times 10^{-6}$
Wald	Lateral im Boden	15	3	0,34	$2,5 \times 10^{-4}$
	Vertikal im Boden	20	60	1	$5,5 \times 10^{-6}$

(Bestimmung von Q in vertiakler Richtung aus der Infiltrationskapazität)

- Bestimmung des k_{sat} mit Hilfe von Bail (Slug) Tests. Dabei wird der Wasserspiegel im Piezometerrohr abgesenkt und der Wiederanstieg gemessen. Für den Durchlässigkeitsbeiwert gilt (MAIDMENT, 1992: 6.42):

$$k_{sat} = \frac{r_p^2 \ln\left(\frac{x_p}{r_p}\right)}{2 x_p T_0} \quad (5-4)$$

Das Piezometerrohr wird durch seinen Radius r_p und die perforierte Länge unter dem Wasserspiegel x_p beschrieben. Die Zeit T_0 entspricht der Zeit seit Absenkung des Wasserspiegels, wenn der Wasserspiegel wieder auf 37% des Niveaus vor der Absenkung angestiegen ist. Voraussetzung für die Anwendung des Tests ist ein Verhältnis von x_p zu r_p von größer 8 und ein linearer Anstieg bei logarithmischer Skalierung des Wiederanstiegs. Nach den Versuchen AW3 und Wald2 wurde dieser Test bei stationären Bedingungen durchgeführt. Dabei ergaben sich folgende gesättigte Durchlässigkeitsbeiwerte (Tabelle 5-3):

Tabelle 5-3: Ermittlung des Durchlässigkeitsbeiwerts mit Bail (Slug)- Tests

Piezometer Standort Wiese	k_{sat} in m/s	Piezometer Standort Wald	k_{sat} in m/s
P3	$3,6 \times 10^{-8}$	P4	$1,8 \times 10^{-6}$
P4	$3,8 \times 10^{-8}$	P5	$1,9 \times 10^{-6}$
P5	$8,5 \times 10^{-7}$	P6	$4,4 \times 10^{-7}$
P8	$4,8 \times 10^{-7}$		

Die Ergebnisse signalisieren eine deutlich höhere Durchlässigkeit der tieferen Bodenschichten (>30 cm) am Standort Wald. Dies steht in Übereinstimmung mit den höheren unterirdischen Abflüssen im Wald. Weiterhin ist die Variationsbreite am Standort Wiese um ein Vielfaches größer als im Wald. Zwei Gruppen von Piezometern mit unterschiedlichem k_{sat} können auf der Wiese lokalisiert werden. P3 und P4 im unteren Hangbereich zeigen eine deutlich geringere Durchlässigkeit als P5 und P8 im oberen Teil. Im Vergleich zur ersten Bestimmungsmethode sind die Durchlässigkeitsbeiwerte im Wald um zwei Größenordnungen und auf der Wiese um zwei bis drei Größenordnungen in lateraler Richtung kleiner. Diese Tatsache deutet auf Heterogenitäten, bzw. präferentielle Fließwege in der Hangskala hin, die bei den Bail-Tests nicht erfaßt werden.

5.5 Wasserbilanz

Als integratives Werkzeug zum Standortvergleich bietet sich ein Vergleich der Wasserbilanzen an. Diese können aus den gemessenen Abflußkomponenten berechnet werden. Das Restvolumen, d.h. Niederschlagsvolumen abzüglich Volumen des oberirdischen und unterirdischen Abflusses dient entweder zur Auffüllung des Bodenspeichers oder muß den Verlusten zugeschrieben werden, die Versickerung in tiefere Bodenschichten, seitlichen Abfluß und Meßungenauigkeiten

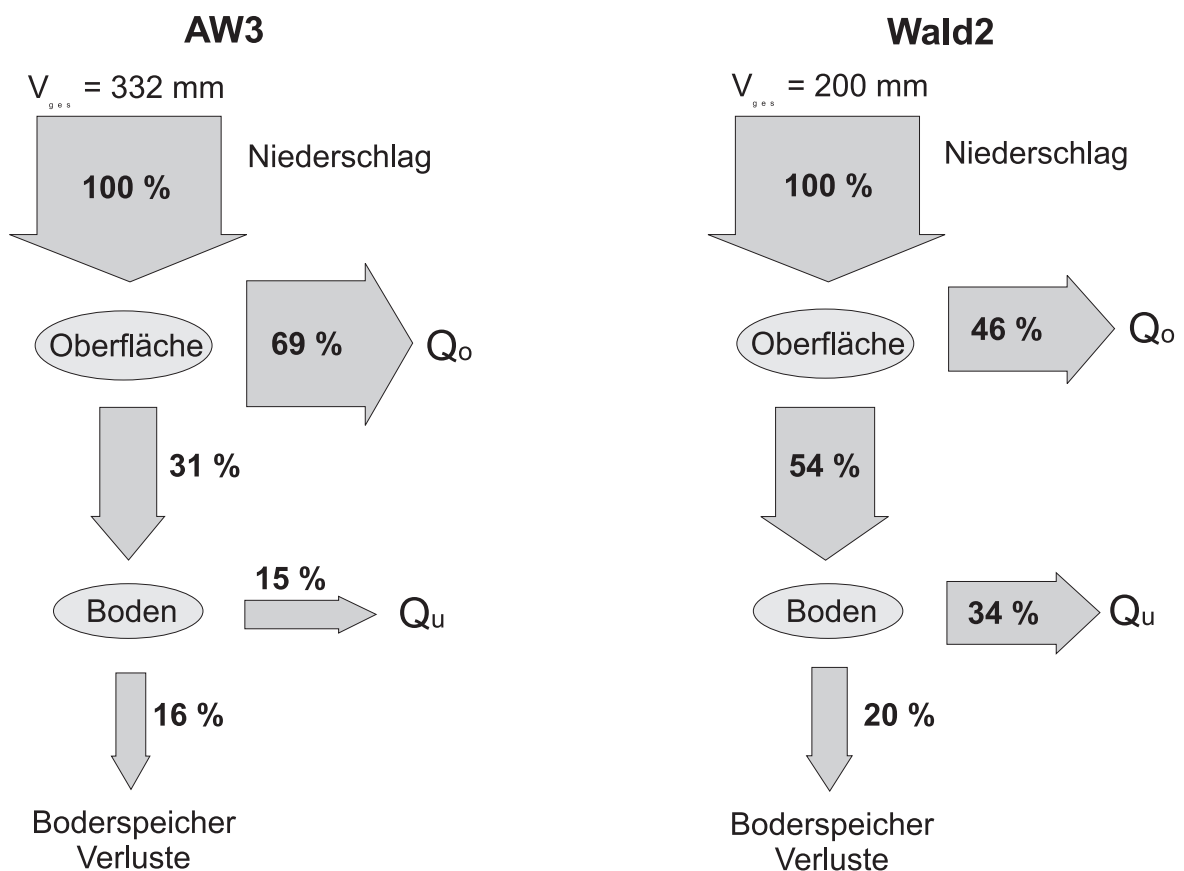


Abbildung 5-3: Aufteilung der Abflußvolumina bei den Beregnungsversuchen AW3 (links) und Wald2 (rechts)

beinhalten.

Der Vergleich der Wasserbilanzen der Versuche AW3 und Wald2 in Abbildung 5-3 verdeutlicht repräsentativ die unterschiedliche Abflußreaktion. Am Standort Wiese fließt das größte Abflußvolumen oberirdisch ab. Im Gegensatz dazu infiltriert ein höherer Volumenanteil am Standort Wald. Diese Reaktion ist unabhängig von der Niederschlagsintensität (von 60 bis 110 mm/h). Das höhere Infiltrationsvolumen am Standort Wald ist verantwortlich für das höhere unterirdische Abflußvolumen.

Die Bestimmung der Abflußanteile ergibt ein sehr ähnliches Bild. Dazu wurden die gemessenen Abflüsse bei stationären Verhältnissen von jedem Beregnungsversuch gemittelt und ausgewertet (siehe Abb. 5-4). Der Unterschied zwischen den beiden Ansätzen liegt im zeitlichen Bezug zum Beregnungsversuch. Während die Aufteilung der Abflußvolumina für die gesamte Beregnungszeit und der darauf folgenden Rezession der Abflußkomponenten der Hangparzelle gilt, ist die Aufteilung der Abflüsse nur unter stationären Bedingungen gültig.

Der Anteil des oberirdischen Abflusses nimmt bei beiden Standorten im Vergleich zum Abflußvolumen auf Kosten des unterirdischen Abflusses zu. Überraschend ist die Tatsache, daß die Verlustanteile unter stationären Bedingungen fast gleich groß sind wie über den gesamten Zeitraum. Der Grund dafür ist die zeitliche Veränderung der Verlustanteile. Zu Beginn der

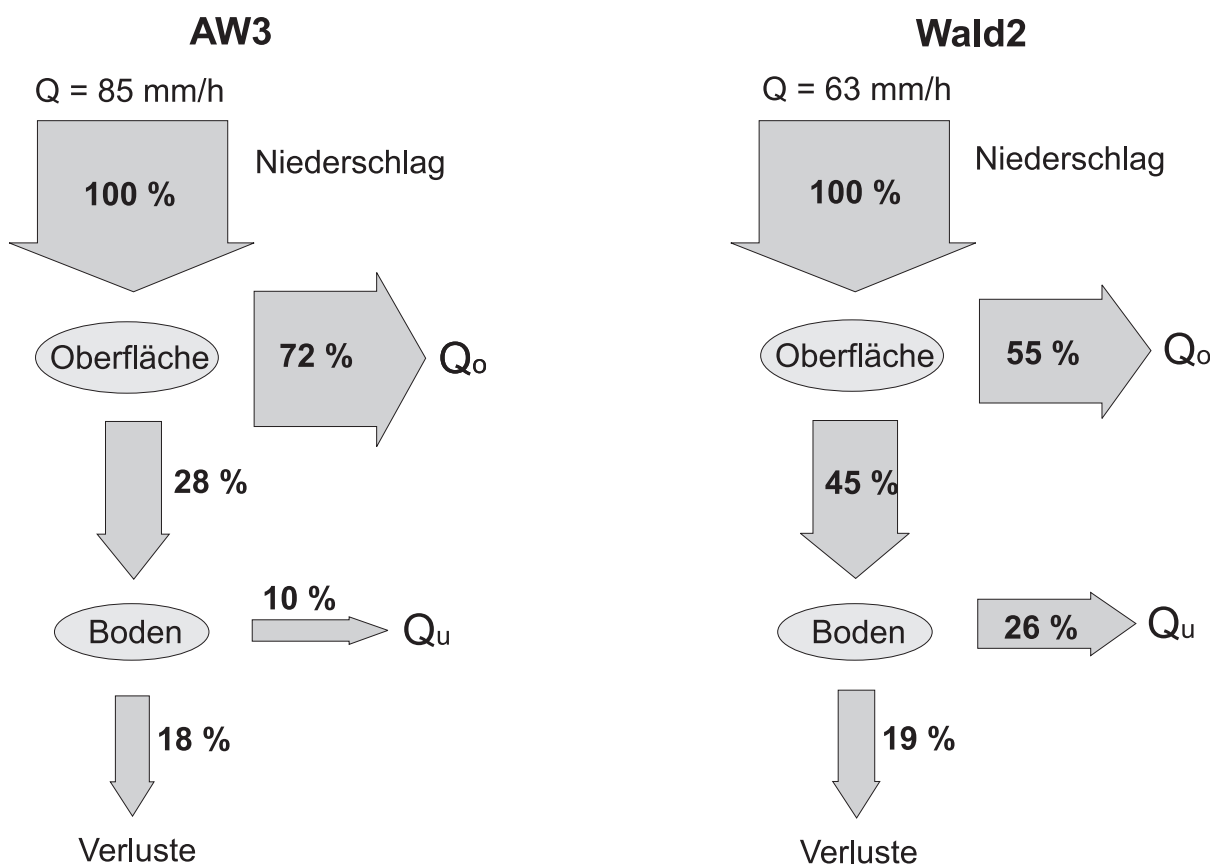


Abbildung 5-4: Aufteilung der Abflüsse unter stationären Bedingungen bei den Beregnungsversuchen AW3 (links) und Wald2 (rechts).

Beregnungsversuche gelangt der größte Anteil des Niederschlags in den Boden und führt zu dessen Sättigung. Während stationären Abflußbedingungen nehmen die ‘wirklichen’ Verluste (Versickerung, seitlicher Abfluß) zu. Nach Beregnungsende nehmen diese Verluste schnell ab und die Entleerung des Bodenspeichers beginnt.

Wertet man die Abflußabnahme der einzelnen Abflußkomponenten aus, kann das Speichervolumen bestimmt werden (siehe auch Kapitel 5.3). Dieses Volumen entspricht dem minimalen Bodenspeichervolumen V_B der Versuchsparzelle. Die Verlustanteile unter stationären Abflußbedingungen können verwendet werden, um die Gesamtverluste abzuschätzen. Es ist anzunehmen, daß zu Beginn der Versuche während der Bodenspeicherauffüllung keine Verluste auftreten. In Tabelle 5-4 werden die ermittelten Werte verglichen. Die geringen Unterschiede des Bodenspeichervolumens V_B zwischen den Versuchen ist sehr auffällig. Ist die Bestimmung des Einzellinearspeichervolumens V_S vergleichbar zwischen den Versuchen, ergibt die Differenz von V_B und V_S einen Wert, der Aussagen über die Bodenfeuchte vor Versuchsbeginn macht. Durch die Unsicherheit in der Bestimmung von V_S können nur qualitative Vergleiche gezogen werden. Die Ausgangsbedingungen beim Versuch Wald2 und AW3 waren im Vergleich zu den anderen Versuchen trocken mit hohen Saugspannungen im Oberboden. Die berechneten Gesamtverluste sind stark von der Niederschlagsintensität und der Versuchsdauer abhängig. Wird das Gesamtverlustvolumen von Wald 1 auf 1 Stunde normiert, ergibt sich 24,5 mm/h, für den Versuch Wald2 nur 9,2 mm/h. Der Grund ist, daß beim Versuch ein größerer Niederschlagsanteil oberflächlich seitlich abfloß. Durch weitere Maßnahmen konnten diese Verluste beim Versuch Wald2 verhindert werden.

Tabelle 5-4: Aufteilung des Infiltrationsvolumen bei den Versuchen

Versuch	AW2	AW3	AW4	Wald1	Wald2
	mm				
Volumen ($N-Q_{ges}$) (bis Beregnungsende)	82	95	66	79	72
Bodenspeichervolumen (V_B)	38	42	40	42	42
Einzellinearspeichervolumen (V_S)	35	34	39	37	33
Differenz (V_B-V_S)	3	8	1	5	9
Gesamtverlustvolumen	44	53	26	37	30

Die beiden Standorte können mit Hilfe der Wasserbilanz gut differenziert werden. Das Bodenspeichervolumen ist trotz unterschiedlicher Bodenarten sehr ähnlich. Die Größe der Verluste hängt stark von der Niederschlagsintensität und weiteren meteorologischen Faktoren (Wind) ab.

Die zeitliche Veränderung der Verluste bei den Versuchen ist problematisch in Bezug auf die Modellierung mit QSOIL, da diese zeitliche und räumliche schwer quantifizierbare Abflußvariabilität kaum in das Modell implementiert werden kann.

5.5 Fazit

Aus der Berechnung der Abflußkoeffizienten zeigt sich eine größere Retention des Standorts Wald als des Standorts Wiese. Dies ist überraschend, da am Standort Wald ein höherer Hangwasserspiegel festgestellt wurde und folglich ein kleineres Bodenvolumen eine höhere Retentionskapazität besitzen muß, was nur durch ein größeres Meso- und Makroporenvolumen zu erklären ist. Ursache dafür ist die erhöhte Durchwurzelung und der hohe Skelettanteil am Standort Wald. Diese Feststellung bestätigt sich ebenfalls in der größeren Infiltrationskapazität am Standort Wald.

Die Auswertung der Rezessionsäste nach den Beregnungsversuchen zeigt insgesamt ein schnelleres Auslaufen des Bodenvolumens, d.h. eine schnellere Abnahme der Abflüsse nach Beregnungsende am Standort Wald im Vergleich zum Standort Wiese. Dieses Verhalten resultiert zum einen wieder aus der erhöhten Durchlässigkeit des Bodens auf der Parzelle im Wald und zum anderen aus dem sehr langsamen Entwässern des oberen Hangbereichs. Dadurch ist es nicht möglich, die Kluftfaktoren für den Standort Wald im gleichen Maße zu bestimmen wie für den Standort Wiese. Dort ergibt sich eine Übereinstimmung der Änderung der Kluftfaktoren mit den Horizontgrenzen.

Die Ermittlung des Durchlässigkeitsbeiwertes ergibt höhere Werte in den tiefen Bodenschichten am Standort Wald. Hohe Diskrepanzen zwischen den Ergebnissen der verschiedenen Bestimmungsverfahren erschweren eine Übertragung des gesättigten Durchlässigkeitsbeiwertes auf QSOIL.

Die Wasserbilanzen differenzieren die beiden Standorte gut. Unterschiede zeigen sich besonders bei den Anteilen der ober- und unterirdischen Abflußkomponenten. Das Bodenspeichervolumen ist ähnlich, ebenso die Verluste durch Tiefenversickerung und seitliche Abflüsse. Probleme ergeben sich bei der Modellierung der Beregnungsversuche durch die zeitlich und räumliche Variabilität der Verluste, dessen Modellierung nicht in QSOIL implementiert sind.

Die Auswertung der Beregnungsversuche, ohne die Tracerversuche zu berücksichtigen, erleichtern den Vergleich der beiden Standorte bezüglich ihres Abflußbildungsverhaltens.

6

Auswertung der Tracerversuche

6.1 Auswahl der Transportmodelle und Tracerdurchgangskurven

Um einen objektiven Vergleich bei der Auswertung der Tracerversuche zu gewährleisten, wurde die Vorgehensweise bei der Modellierung mit den Transportmodellen vereinheitlicht. Die Auswahl der Tracerdurchgangskurven (TDK) richtete sich hauptsächlich danach, Aussagen über die verschiedenen Fließwege machen zu können. Wichtige Fließwege und daraus ermittelte TDKs, die für die Auswertung verwendet werden, sind in Tabelle 6-1 zusammengestellt (siehe auch Kap. 2.1):

Tabelle 6-1: Ausgewählte TDKs zur Auswertung der Tracerversuche

Standort	Fließwege		Versuch	Meßpunkt	Tracer	Nr.
Wiese	oberirdischer Abfluß (Q_o)	im Ah und Oberfläche	AW3	A_o	Bromid	1
			AW4	A_o	Bromid	2
		Return Flow	AW3	R-links	Uranin	3
	unterirdischer Abfluß (Q_u)	Matrix und Makroporen	AW3	SSF	Uranin	4
			AW4	SSF	Bromid	5
		Makroporen	AW3	M1	Bromid	6
		vertikal	AW4	P	Bromid	7
Wald	oberirdischer Abfluß (Q_o)	Oberfläche	Wald2	A_o	Uranin	8
		Return Flow	Wald2	M-Loch	Uranin	9
	unterirdischer Abfluß (Q_u)	Matrix und Makroporen	Wald2	SSF	Uranin	10
			Wald2	P3	Uranin	11

Die Auswahl der Transportmodelle entspricht weitgehend den in Kapitel 2.2 vorgestellten Modellen. Das Konvektions-Dispersions-Modell (CDM) wurde als 2- und 3-Parameter-Modell angepaßt. Bei der 3-parametrischen Anpassung wird außer v und D noch die Masse M als 3. Parameter verwendet. Dies soll mögliche Fehler bei der Bestimmung der Masse nach der

Momentenmethode aufzeigen. Das log-normale Transferfunktionsmodell (CLT) wird hauptsächlich bei TDKs verwendet, die unter instationären Bedingungen gemessen wurden. Die kinetischen Modelle MIM und SFDM werden im allgemeinen vorrangig zur Auswertung eingesetzt.

Um das Problem der Modellabhängigkeit bei der Auswertung der TDKs zu entschärfen, wurde zuerst für alle gemessenen Konzentrationsverläufe deren Momente berechnet. Das n -te normierte Moment μ_n für eine Entfernung L ist bei einer Dirac'schen Inputfunktion (z. B. MALLANTS, 1996: 204):

$$\mu_n = \frac{M_n}{M_0} = \frac{\int_0^\infty t^n c(x,t) dt}{\int_0^\infty c(x,t) dt} \quad (6-1)$$

Das nullte Moment M_0 bezieht sich auf die Fläche unter der Tracerdurchgangskurve und somit auf die Masse M des Rückerhalts. Zur weiteren Auswertung wurden die TDKs mit dem nullten Moment normiert. Dies ist notwendig, um ein Vergleich der einzelnen Meßstellen unabhängig vom Durchfluß zu ermöglichen. Dadurch können zusätzlich Meßpunkte verglichen werden, für die keine Abflußmessung vorliegt. In Abhängigkeit von den normierten Momenten können weiter effektive Parameter berechnet werden, die die TDKs beschreiben (MALLANTS, 1996: 227):

$$v_{eff} = \frac{L}{\mu_1} \quad D_{eff} = \frac{\mu_2 v_{eff}^3}{2L} \quad SK = \frac{\mu_3}{\mu_2^{3/2}} \quad (6-2)$$

Diese Parameter beziehen sich auf das eindimensionale CDM, nehmen aber keine Parameteranpassung an ein Transportmodell vor, sondern beziehen sich direkt auf die gemessene TDK. Zur effektiven Geschwindigkeit v_{eff} und des effektiven Dispersionskoeffizienten D_{eff} kann mit dem Schiefemaß SK eine Aussage über die Symmetrieeigenschaften der TDK gemacht werden. Je positiver das SK ist, um so linkssteiler ist die TDK oder um so größer deren 'Tailing'. Die Ergebnisse der Momentenmethode sind nur plausibel und somit vergleichbar mit anderen Transportmodellen, wenn die gesamte TDK erfaßt wurde. Bei den Tracerversuchen in dieser Arbeit ist dies grundsätzlich nicht gegeben. Eine Auswertung wurde dennoch durchgeführt, um Parameter der verschiedenen Transportmodelle mit diesen effektiven Werten zu vergleichen und die TDKs zu normieren.

6.2 Direkte Ergebnisse der Tracerversuchsauswertung

Die Parameterbestimmung der einzelnen Modelle erfolgte mit der Levenberg-Marquardt Parameterschätzmethode (TORIDE et al, 1995: 54). Das Bestimmtheitsmaß r^2 charakterisiert die Güte der Anpassung. Außerdem bezeichnet der Standardfehler SF der einzelnen

Anpassungsparameter die Anpassungsgenauigkeit. Um den Standardfehler zu vergleichen, wird der relative Standardfehler rSF berechnet. Eine Übersicht über r^2 , SF und rSF ist in Anhang C zu finden.

Im folgenden sind in den Tabellen 6-2 bis 6-6 die direkten Ergebnisse der einzelnen Anpassungen an die Transportmodelle CDM mit 2 Parametern, CDM mit 3 Parametern, SFDM, MIM und den Ergebnissen aus der Momentenmethode aufgezeigt. Ein Vergleich und eine Analyse der Ergebnisse erfolgen im Kapitel 6.4.

Tabelle 6-2: Ergebnisse der Tracerauswertung mit der Momentenmethode

Nr	Mess- werte	M_0 -	μ_1 min	SK -	L m	v_{eff} m/min	D_{eff} m ² /min	Bemerkung
1	20	167902,0	58,3	1,81	8,3	0,142	0,933	
2	17	2497,0	72,6	1,69	8,3	0,114	0,806	
3	31	12467,3	48,2	1,56	12,5	0,259	2,490	
4	22	3396,5	54,1	1,29	12,1	0,224	1,696	
5	25	5176,3	481,2	1,62	8,3	0,017	0,131	gesamter Zeitraum
6	15	2845,9	53,8	1,33	8,3	0,154	0,824	
7	37	108784,1	695,5	1,32	1,0	0,001	0,001	gesamter Zeitraum
7a	24	29207,8	70,7	1,57	1,0	0,014	0,011	stationärer Zeitraum
8	30	10012,3	54,9	1,30	7,7	0,141	0,690	
9	12	13182,4	58,0	1,36	7,7	0,134	0,687	
10	25	6758,8	62,8	1,22	7,7	0,123	0,566	stationärer Zeitraum
10a	62	29827,6	262,1	1,80	7,7	0,030	0,223	gesamter Zeitraum
11	11	218,8	142,5	1,07	8,0	0,056	0,236	

Die Momentenmethode liefert insgesamt ein homogenes Bild der verschiedenen TDKs. Die effektive Geschwindigkeit liegt abgesehen von wenigen Ausnahmen zwischen 0,1 und 0,25 m/min. Der effektive Dispersionskoeffizient zeigt eine größere Variation, die auf unterschiedliche Transportmechanismen der künstlichen Tracer schließen lassen. Das Schiefemaß bewegt sich zwischen 1 und 1,9, d.h. alle TDKs sind linkssteil, besitzen also ein Tailing. Es fällt auf, daß alle TDKs, die für den gesamten Meßzeitraum ausgewertet werden, eine lange Verweilzeit μ_1 haben. Der Grund ist die Verschiebung des ersten Moments durch das lange Tailing.

Die Ergebnisse der Anwendung des CDMs in seiner zwei- und dreiparametrigen Form sind in den Tabellen 6-3 und 6-4 aufgezeigt. Dabei zeigt sich eine deutlich bessere Anpassung mit dem dreiparameterigem CDM, bedingt durch die Anpassung der relativen Masse. Die relative Masse ist die Masse M dividiert durch das nullte Moment M_0 . Bei den TDKs Nr. 5, 7a und 9 ist die in Tabelle 6-4 dargestellte Anpassung fragwürdig. Der hohe relative Standardfehler bei sehr geringen Geschwindigkeiten läßt auf einen falschen Parametersatz der drei Parameter des CDM schließen.

Tabelle 6-3: Transportparameter durch Anpassung an das CDM mit 2 Parametern

Nr	v m/min	rSF %	D m ² /min	rSF %	r^2
1	0,210	3,56	0,239	3,13	0,669
2	0,173	2,65	0,427	1,07	0,817
3	0,266	0,93	1,628	0,15	0,927
4	0,196	1,10	0,754	0,29	0,854
5	0,000	>100,00	0,350	0,27	0,778
6	0,174	2,87	0,268	1,86	0,741
7	0,006	42,50	0,012	21,05	0,861
8	0,118	1,58	0,274	0,68	0,868
9	0,114	1,52	0,394	0,44	0,908
10	0,111	1,59	0,161	1,10	0,899
10a	0,031	2,05	0,240	0,26	0,935
11	0,057	4,33	0,018	13,50	0,797

Tabelle 6-4: Transportparameter durch Anpassung an das CDM mit 3 Parametern

Nr	v m/min	rSF %	D m ² /min	rSF %	M/M_0	rSF %	r^2
1	0,313	2,59	0,085	10,33	0,523	1,78	0,739
2	0,277	2,39	0,297	1,54	0,638	0,95	0,873
3	0,289	29,61	1,589	0,21	0,953	0,82	0,928
4	0,043	47,30	0,916	0,25	2,036	0,92	0,964
5	0,000	>100,00	0,401	0,29	0,829	34,81	0,823
6	0,162	5,88	0,282	2,05	1,091	0,78	0,744
7	0,011	13,60	0,005	13,90	0,304	0,38	0,897
7a	7,8E-06	>100,00	0,012	28,59	1,303	>100,00	0,873
8	0,057	12,15	0,332	0,54	1,577	0,39	0,953
9	4,7E-07	>100,00	0,453	0,42	2,166	>100,00	0,974
10	0,081	3,10	0,195	0,64	1,392	0,15	0,976
10a	0,075	1,24	0,195	0,30	0,672	0,12	0,957
11	0,036	10,47	0,035	3,64	2,482	0,13	0,991

Obwohl das SFDM für Kluftgrundwässer entwickelt wurde, wird es in dieser Untersuchung zur Modellierung von TDKs unter gesättigten Verhältnissen im Boden angewendet. Die Idee war, ein Modell zu verwenden, welches von einem geometrisch definierten schnellen Fließsystem ausgeht, das dann in Bezug zum Makroporensystem im Boden gesetzt werden kann. Die Anpassungen des

Tabelle 6-5: Transportparameter durch Anpassung des SFDM mit 3 Parametern

Nr	v m/min	rSF %	D m ² /min	rSF %	a 1/min	rSF %	r^2
1	0,473	0,14	0,001	2,92	0,137	0,68	0,958
2	0,811	0,99	0,008	20,09	0,317	1,77	0,975
3	2,250	1,34	0,065	10,26	0,662	1,90	0,953
4	2,420	1,06	0,134	>100,00	1,141	1,23	0,964
5	0,700	2,17	0,073	7,75	0,433	2,53	0,914
6	0,542	0,31	0,002	22,42	0,230	0,93	0,922
7	0,087	0,67	0,001	15,25	0,462	7,69	0,908
7a	0,384	7,32	0,031	6,53	2,160	6,14	0,971
8	0,765	3,28	0,020	31,04	0,555	3,75	0,798
9	2,178	1,87	0,785	15,49	1,668	17,97	0,959
10	0,509	41,90	0,056	>100,00	0,401	47,46	0,955
10a	0,301	10,44	0,176	13,45	0,228	11,86	0,957

SFDM an die TDKs in Tabelle 6-5 lassen auf eine richtige Modellstruktur schließen. Es zeigt sich oft ein hohes Bestimmtheitsmaß verbunden mit geringen relativen Standardfehlern. Die geringen Werte des Dispersionskoeffizienten zeigen einen dominierenden konvektiven Transport des Markierstoffes auf. Diese Tatsache läßt sich ebenfalls durch die gute Anpassung einiger TDKs an das Single Fissure Piston Flow Modell (SFPFM) belegen, das nur von konvektiven Transportmechanismen in den Klüften ausgeht. Da das SFDM bei Dispersionskoeffizienten, die gegen Null konvergieren in das SFPFM übergeht (MALOSZEWSKI, 1994: 25), wurde auf dessen explizite Darstellung verzichtet.

Schließlich zeigt Tabelle 6-6 die Anpassungsergebnisse mit dem Mobile-Immobile Modell (MIM). Dieses vierparametrische Transportmodell liefert sehr gute Übereinstimmungen mit den gemessenen Daten. Nur in wenigen Fällen (Nr. 3 und 7) sind die relativen Standardfehler sehr groß, so daß grundsätzlich von deren weiteren Verwendung zur Interpretation abgesehen wird. Die Anteile an mobilem Wasser am Wassergehalt β sind relativ groß und liegen meistens zwischen 30 % bis 50 %. Bei einigen TDKs war es notwendig, die relative Masse zu vergrößern, um eine Anpassung zu ermöglichen. Dieser Faktor korrespondiert mit der relativen Masse des 3-parametrischen CDM. Der schon erwähnte Grund ist, daß die gemessene TDK nicht den gesamten abfallenden Ast darstellt und deshalb eine gewisse Tracermenge in M_0 nicht bestimmt wurde.

Tabelle 6-6: Transportparameter durch Anpassung des MIM mit 4 Parametern

Nr	v m/min	rSF %	D m ² /min	rSF %	β	rSF %	ω	rSF %	M/M_0	r^2
1	0,178	6,18	0,007	25,68	0,471	2,22	1,501	0,10	1,0	0,990
2	0,141	4,99	0,052	6,99	0,377	1,90	1,311	0,25	1,0	0,972
3	0,400	1,69	0,000	>100,00	0,316	0,54	1,585	0,84	1,0	0,972
4	0,105	0,51	0,236	0,88	0,403	0,56	1,882	0,04	1,7	0,996
5	0,020	3,18	0,026	4,76	0,137	1,00	2,056	0,02	1,0	0,967
6	0,143	6,27	0,009	24,22	0,405	1,98	1,788	0,14	1,0	0,976
7	0,001	67,54	0,001	>100,00	0,145	2,15	3,609	0,02	1,0	0,956
7a	0,013	58,75	0,008	43,51	0,480	0,44	9,759	0,03	1,0	0,973
8	0,105	0,90	0,251	0,58	0,022	41,81	51,280	0,02	1,2	0,982
9	0,067	2,52	0,405	0,31	0,391	0,98	59,420	0,01	1,4	0,985
10	0,080	1,80	0,123	5,39	0,743	1,19	0,776	0,53	1,4	0,979
10a	0,024	6,92	0,062	2,77	0,352	0,81	0,734	0,07	1,0	0,978

Die Ergebnisse der Transportmodell Anpassung zeigen die sich im folgenden ergebenden Schwierigkeit auf, das am besten geeignete Modell auszuwählen. Dabei darf nicht vergessen werden, daß ein 4-parameteriges Modell (MIM) immer eine bessere Anpassung ermöglicht als ein zweiparametriges Modell (CDM). Das muß hingegen nicht bedeuten, daß das Modell mit der besten Anpassung an die TDK das 'richtige' Modell ist. JURY (1990) wies darauf hin, daß Modellannahmen nur getestet werden können, wenn TDKs in unterschiedlichen Entfernungen zur Einspeisestelle erhoben werden. Das gilt insbesondere für mögliche skalenabhängigen Phänomene, wie z.B. die Zunahme des Dispersionskoeffizienten mit der Entfernung.

6.3 Auswahl der Transportmodelle für einzelne Fließwege

Die Auswahl der Transportmodelle zur Beschreibung der einzelnen TDKs findet durch eine Verknüpfung mehrerer Überlegungen und Vergleiche der Modelle statt:

- Vermeidung von physikalisch nicht begründbaren Parameterkombinationen
- Auswahl von Transportmodellen nur unter der Bedingung eines hohen Bestimmtheitsmaßes und geringen relativen Standardfehler der einzelnen Transportparameter.
- Vergleich der Peclet-Zahl zwischen den kinetischen Transportmodellen und dem CDM hinsichtlich der Fragestellung, ob die Dispersion in der Mikroskala vernachlässigbar ist (MALLANTS, 1996: 290).
- Überprüfung der Abhängigkeit des Austauschparameter α (MIM, siehe Tabelle 2-1) bzw a (SFDM) von der Aufenthaltszeit t_0 (KOOL et al, 1987; 270).
- Feststellung beim MIM, ob der Anteil der mobilen Phase β mit längerer Aufenthaltszeit t_0 zuinimmt (MALLANTS, 1996: 291).

Werden diese Kriterien konsequent überprüft, verringert sich die Anzahl der 'gültigen' Modellannahmen für einzelne TDKs drastisch. Beispielsweise ist keines der bisher verwendeten Transportmodelle in der Lage, die TDK über den gesamten Beobachtungszeitraum, also unter instationären Verhältnissen, zu beschreiben. Die Notwendigkeit einer Auswahl wird an diesem Beispiel deutlich, da die Lösungen einzelner Transportmodelle nur für stationäre Verhältnisse als Randbedingung gelten.

Nach der Auswahl liegen für einzelne TDKs keine gültigen Modellannahmen mehr vor. Um dennoch eine Transportmodellierung zu realisieren, wurde das Transfer-Funktions-Modell (TFM) verwendet. Dieses Modell kann zusätzlich unter instationären Bedingungen verwendet werden, da es nur den stochastisch konvektiven Transport beschreibt, ohne einen direkten physikalischen Hintergrund anzunehmen (siehe Kapitel 2.2.3). Um die Modellierung von zwei-gipfeligen TDKs (z.B. SSF bei Wald2) zu ermöglichen, wird die Annahme getroffen, daß der Transport des künstlichen Tracers in zwei unterschiedlichen Fließwegen stattfindet. Dadurch ist die Anpassung mit zwei additiv verknüpften Lognormal-Verteilungen als Wichtungsfunktion möglich.

Für ausgewählten TDKs ergibt sich folgendes Bild (Tabelle 6-8):

Tabelle 6-7: Transportparameter durch Anpassung des lognormalen TFM

Nr	μ_1	rSF %	σ_1	rSF %	μ_2	rSF %	σ_2	rSF %	M/M_0	ϵ	r^2
3	2,69	2,39	0,42	24,16	3,92	4,43	0,72	30,64	1,07	0,242	0,961
5	3,50	1,13	0,41	12,06	5,95	1,63	1,18	15,52	1,04	0,161	0,957
7	3,77	2,14	0,61	6,60	6,72	3,29	1,04	24,72	1,00	0,201	0,938
8	4,11	0,67	0,80	2,02					1,29		0,980
9	4,04	1,81	0,90	4,59					1,25		0,976
10	4,32	0,85	0,71	3,29	6,50	0,26	0,54	2,70	1,25	0,094	0,964
10a	4,25	0,58	0,66	2,27	6,21	1,65	0,53	17,89	1,05	0,581	0,982
11	5,23	1,17	0,44	6,61					2,24		

wobei ϵ der Anteil der ersten TFM-LN am nullten Moment der TDK mit μ_1 und σ_1 ist

Damit ergibt sich eine Liste mit den ausgewählten Transportmodellen, die jede TDK optimal beschreiben. Wie schon erwähnt, ist dadurch noch immer nicht gewährleistet, daß das 'richtige' Transportmodell benutzt wird. Gleichzeitig kann eine einzelne TDK mit einem oder mehreren Fließwegen verknüpft sein. Dadurch beschreiben meistens mehrere TDKs einen Fließweg, was zu einem Wertebereich von Transportparametern (Unschärfe) führt. In Tabelle 6-8 sind die in der weiteren Auswertung verwendeten Transportmodelle der jeweiligen TDK aufgeführt, mit Verweisen zu den möglichen Fließwegen und Fließbedingungen und den ermittelten Abstandsgeschwindigkeiten und Dispersionskoeffizienten. Um einen visuellen Vergleich der gemessenen Konzentrationen mit den ausgewählten Transportmodellen zu erhalten, sind diese in den Abbildungen 6-1 bis 6-3 dargestellt.

Tabelle 6-8: Ausgewählte Transportmodelle für die TDK und Fließwege

Nr	Ort	Tracer	s/i	Modell	Fließweg	v 10^{-3} m/s	D $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$
1	AW3-Ao	Bromid	s	MIM	AW-Ao	6,3	0,2
2	AW4-Ao	Bromid	s	MIM	AW-Ao	6,2	2,3
3	AW3-R-links	Uranin	s	SFDM	AW-Ao	37,5	1,1
				TFM		15,4	18,9
				TFM-2		5,3	22,5
4	AW3-SSF	Uranin	s	MIM	AW-SSF	4,4	9,8
5	AW4-SSF	Bromid	i	TFM	AW-SSF	4,5	3,5
				TFM-2	AW-SSF	0,7	9,2
6	AW3-M-links	Bromid	s	MIM	AW-SSF	5,9	0,4
				SFDM		9,0	0,028
7	AW4-P	Bromid	i	TFM	AW-Inf	0,46	0,11
				TFM-2		0,034	0,034
7a	AW4-P	Bromid	s	SFDM	AW-Inf	6,4	0,5
8	Wald2-Ao	Uranin	s	TFM	Wa-Ao	2,9	10,3
				SFDM		12,7	0,3
9	Wald2-M-mitte	Uranin	s	MIM	Wa-Ao	2,9	17,2
				TFM		3,4	16,7
10	Wald2-SSF	Uranin	s	CDM2	Wa-Ao	1,9	2,7
				MIM		1,8	2,8
10a	Wald2-SSF	Uranin	i (gew)	TFM	Wa-Ao	2,3	4,8
				TFM-2	Wa-SSF	0,3	0,37
			i	TFM	Wa-Ao	2,2	5,7
				TFM-2	Wa-SSF	0,22	0,29
11	Wald2-P3	Uranin	s-i	CDM3	Wa-SSF	0,6	0,6
				TFM		0,8	0,7

mit s stationäre und i instationäre Bedingungen, TFM-2 als langsames lognormales TFM und gew für abflußgewichtete TDK

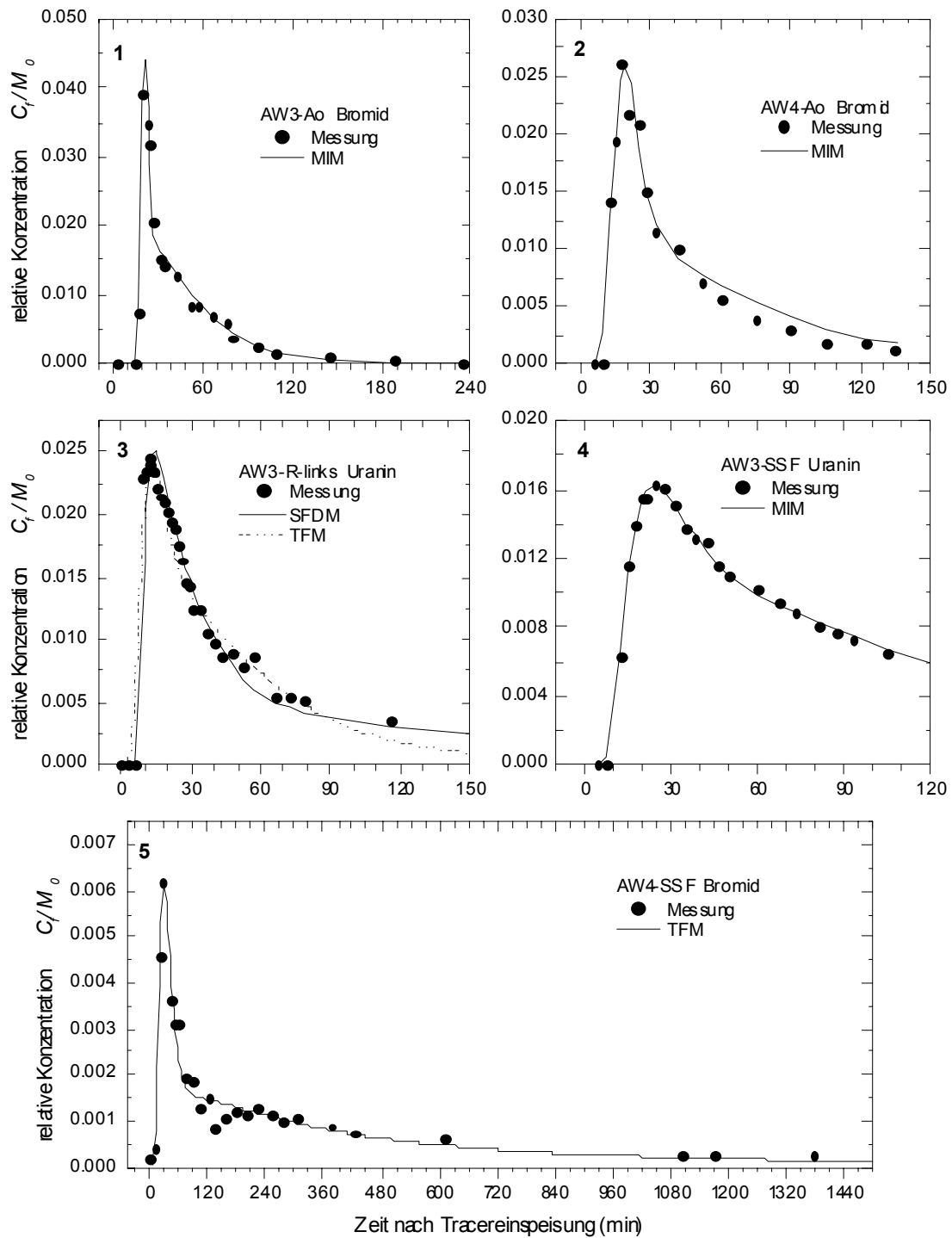


Abbildung 6-1: Anpassung ausgewählter Transportmodelle an die Tracerdurchgangskurven Nr.1 bis Nr. 5

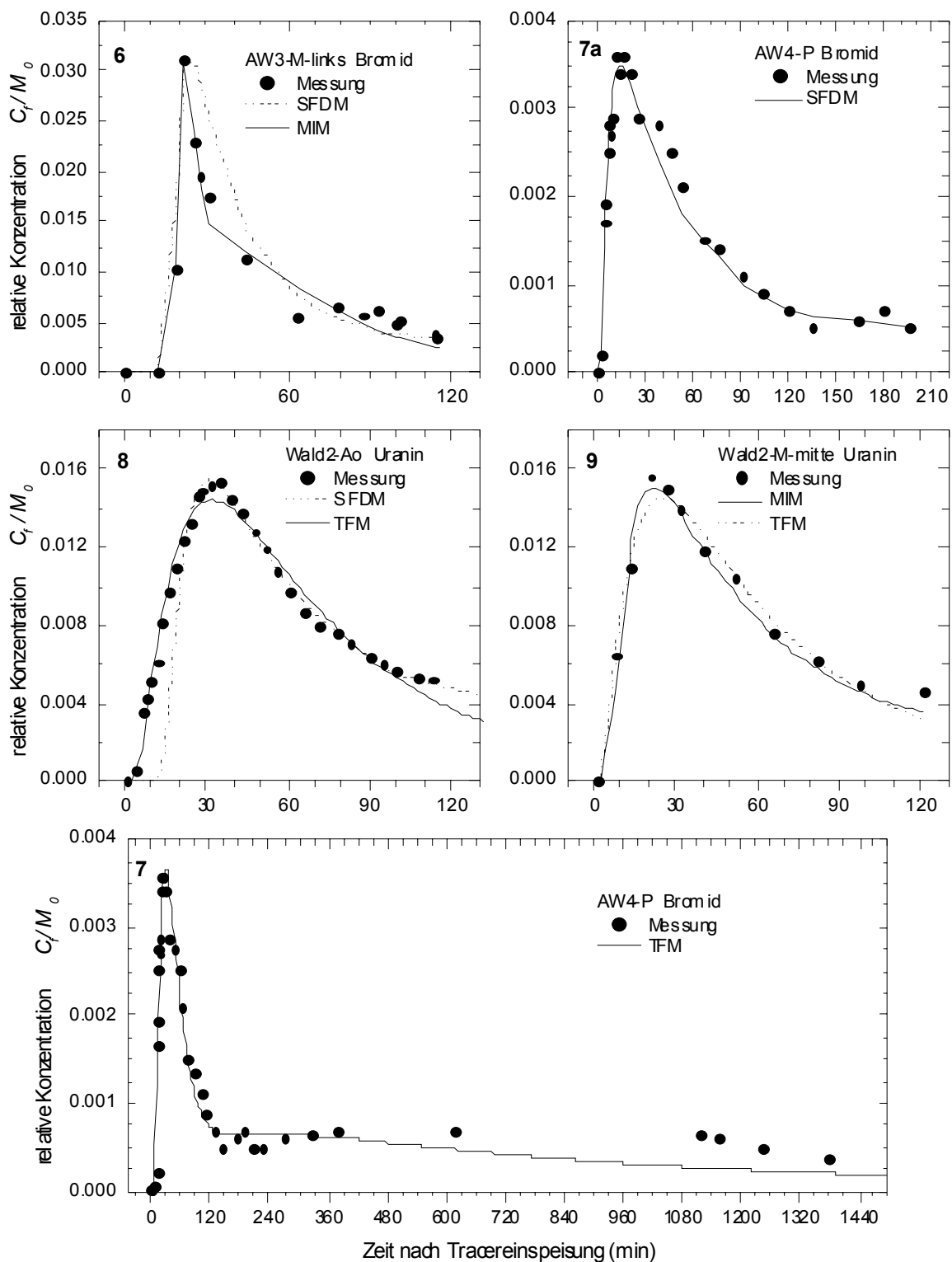


Abbildung 6-2: Anpassung ausgewählter Transportmodelle an die Tracerdurchgangskurven Nr.6 bis Nr. 9

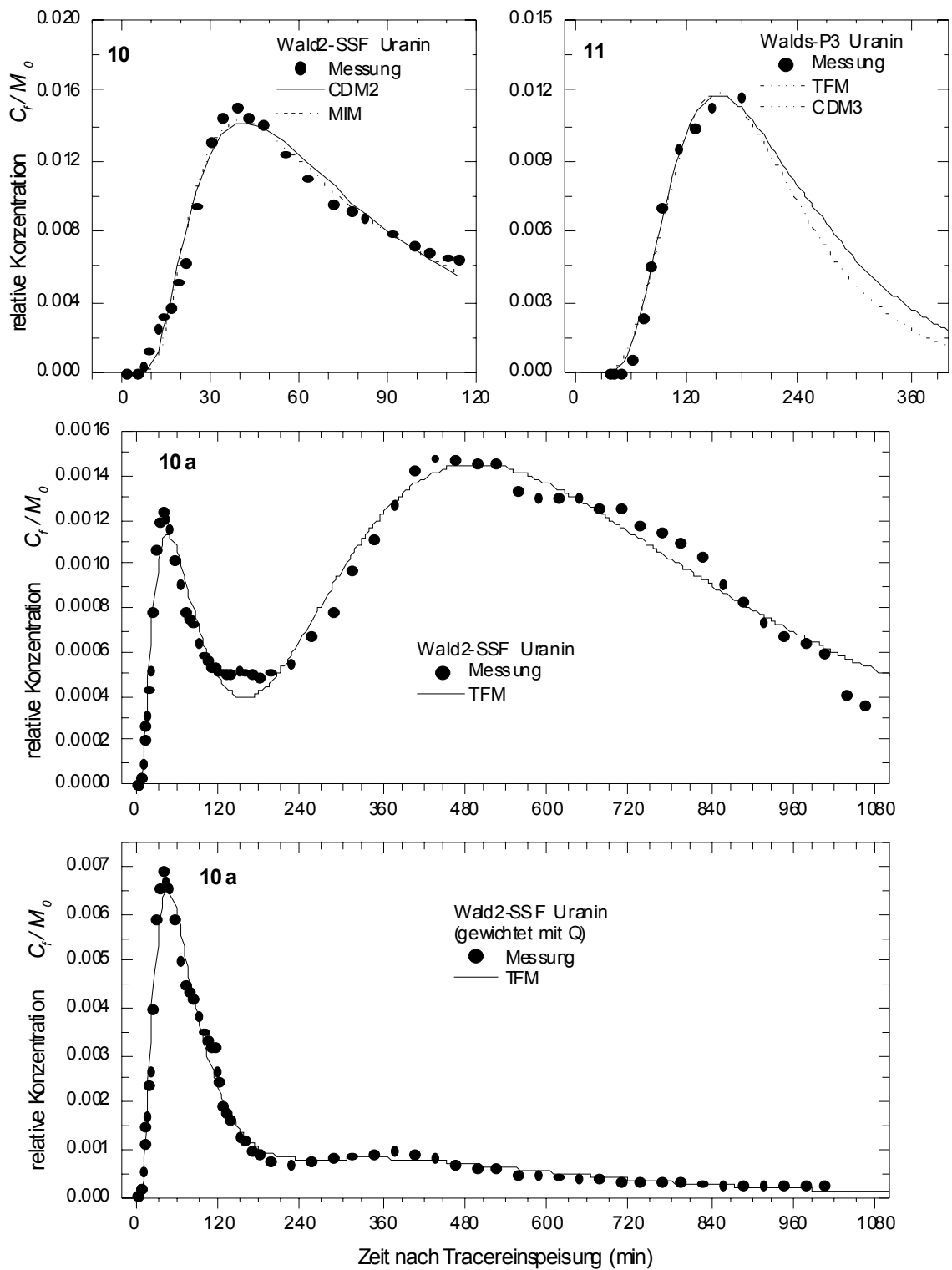


Abbildung 6-3: Anpassung ausgewählter Transportmodelle an die Tracerdurchgangskurven Nr.10 bis Nr. 11

6.4 Vergleich und Analyse der Transportparameter

6.4.1 Oberirdischer Abfluß

Abfluß auf der Oberfläche konnte nur am Standort Wald nachgewiesen werden. Wie schon mehrfach erwähnt, fand der oberirdische Abfluß auf der Wiese hauptsächlich im Ah-Horizont statt. Um die Transportparameter für die Analyse des Oberflächenabflusses zu nutzen, wurde davon ausgegangen, daß die Abstandsgeschwindigkeit gleich der mittleren Oberflächenabflußgeschwindigkeit v_0 ist. Der Rauigkeitsbeiwert nach Strickler k_{st} wurde damit folgendermaßen bestimmt:

Aus der Oberflächenabflußgeschwindigkeit $v_0 = 0,0127$ m/s und dem mittleren Oberflächenabfluß von 30 l/min wurde die mittlere Oberflächenabflußhöhe $h = 1,5$ mm bestimmt. Dabei wurde davon ausgegangen, daß der Oberflächenabfluß die Oberfläche vollständig bedeckt. Bei den Versuchen wurde allerdings beobachtet, daß ca. 50% des Bodens wegen seiner Mikrotopographie nicht vom Oberflächenabfluß bedeckt waren. Daraus ergibt sich eine mittlere Abflußhöhe von 3,1 mm auf 50% der Fläche. Der Rauigkeitsbeiwert berechnet sich daraus zu $k_{st} = 1,6$ m^{1/3}/s bzw $k_{st} = 1,0$ m^{1/3}/s mit dem Gefälle $I = 0,34$.

Mit Hilfe des Tracerversuchs konnte der Rauigkeitsbeiwert zwischen $k_{st} = 1,0$ und $1,6$ m^{1/3}/s für den Standort Wald eingegrenzt werden. FAEH (1997) und ZUIDEMA (1985) verwendeten in ihren Arbeiten einen Rauigkeitsbeiwert von $k_{st} = 4$ m^{1/3}/s für eine Wiesenfläche. Der hier ermittelte Wert liegt um den Faktor 0,3 darunter. Aufgrund der starken Mikrotopographie und dem hohen Anteil abgestorbenen Holzes ist dieser Wert dennoch realistisch. Die Kalibrierung dieses Parameters in QSOIL kann somit entfallen. Außerdem bietet die ermittelte Oberflächenabflußgeschwindigkeit noch weitere Vorteile, da Erosionsuntersuchungen besser durchgeführt werden können.

6.4.2 Fließgeschwindigkeit

Im Hinblick auf die Modellierung mit QSOIL ist die Geschwindigkeit in den Makroporen ein wichtiger Parameter, der mit konventionellen Methoden nur schwer zu bestimmen ist. Um für die Versuchstandorte eine mittlere Größe für die vertikale und laterale Geschwindigkeit zu erhalten, sind erstens die Ergebnisse aus den Anpassungen der kinetischen Transportmodelle von Bedeutung. Deren Modellstruktur nimmt einen gewissen Porenraum im Boden an, in dem sich der Markierstoff bewegt. Wird dieser Porenraum den Makroporen oder präferentiellen Fließwegen gleichgesetzt, kann hierfür eine mittlere Geschwindigkeit bestimmt werden. Zweitens kann die erste lognormale Transferfunktion ebenfalls mit der Geschwindigkeit in den Makroporen in Bezug gesetzt werden. In Abbildung 6-4 werden die ermittelten 'Makroporengeschwindigkeiten' aus den Transportmodellen mit der berechneten effektiven Geschwindigkeit aus der Momentenmethode verglichen. Diese Werte sind auch repräsentativ für die

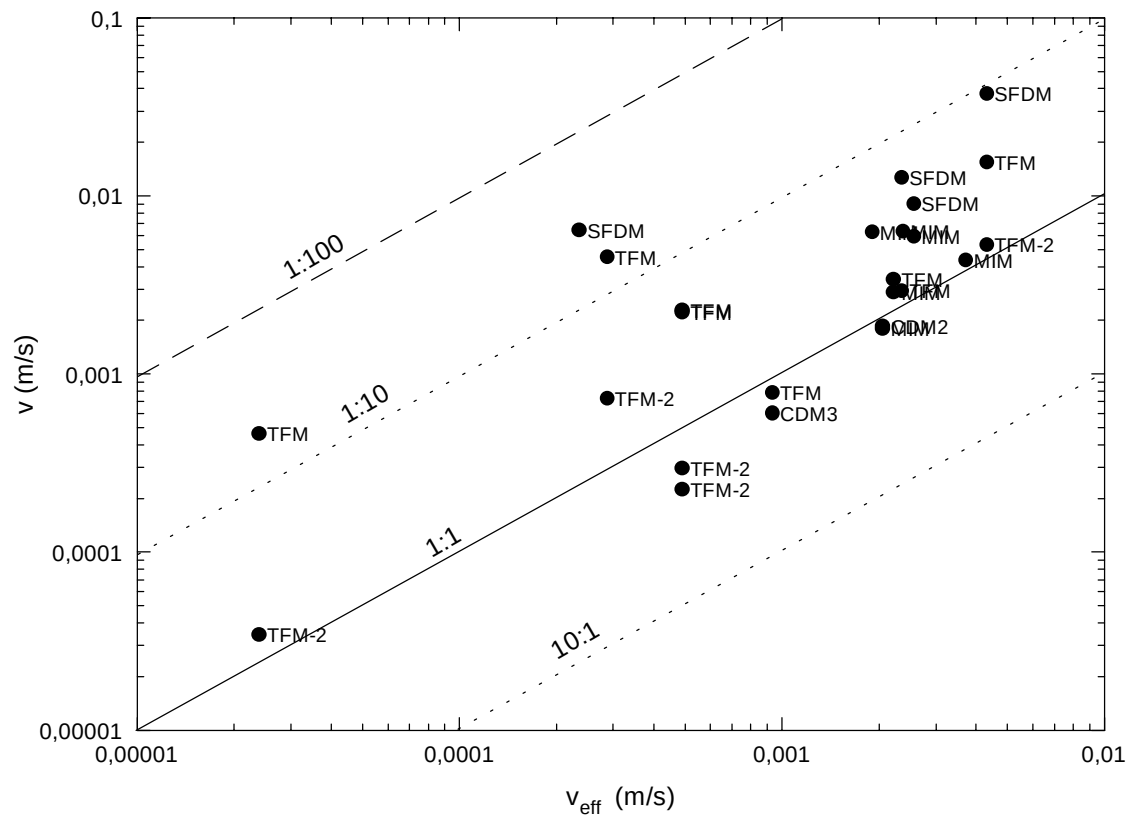


Abbildung 6-4: Vergleich des Transportparameters Geschwindigkeit v mit der effektiven Geschwindigkeit v_{eff} für die ausgewählten Transportmodelle.

Geschwindigkeiten, die mit dem CDM bestimmt wurden. Es zeigt sich, daß v aus dem SFDM und TFM-1 (Wichtungsfunktion mit der größeren Geschwindigkeit) die größte Differenz zu v_{eff} aufweist. Dagegen ist die Geschwindigkeit des mobilen Bereichs aus dem MIM nur 1 bis 3 mal größer.

Dieser Unterschied ist nicht einfach zu begründen. Wahrscheinlich ist er auf die unterschiedliche Beschreibung des mobilen Bereichs im Modell zurückzuführen. Die Modellstruktur des SFDM simuliert einen geometrisch definierten mobilen Bereich (Fissure), in dem der Stofftransport stattfindet. Aufgrund dieser Geometrie muß die Kluftwassergeschwindigkeit größer sein als beim MIM. Dort ist der mobile Bereich nur als ein Teil des gesamten Wassergehalts des Bodens definiert.

In Tabelle 6-9 ist die maximale und minimale Geschwindigkeit in den Makroporen für einzelne Fließwege zusammengestellt. Der Unterschied ergibt sich aus den verschiedenen Transportmodellen und TDKs für einen Fließweg. Der Vergleich der beiden Standorte zeigt eine höhere Geschwindigkeit bei allen Fließwegen am Standort Wiese. Diese ist nicht nur durch das größere Gefälle zu erklären, darüber hinaus spielen die Bodenentwicklung und -struktur eine wichtige Rolle.

Die gemessenen TDK im Graben (SSF) und an der Oberflächenabflusssammelfrinne (Ao) sind an beiden Standorten auffallend ähnlich und das Konzentrationsmaximum fast zeitgleich. Es ist zu vermuten, daß sich dieses Ergebnis nicht durch zeitgleichen ober- und unterirdischen Transport des Markierstoffes erklären läßt, sondern eher durch gemeinsamen oberflächennahen Transport und Infiltration über vertikale und schräge Makroporen vor dem Graben. Gründe dafür sind die geringe laterale Durchlässigkeit in tieferen Bodenschichten, die hydraulischen Verhältnisse (Makroporenfluß beginnt mit oberirdischen Abfluß), die Ergebnisse aus der Bromideinspeisung bei Wald2 (Kap. 6.4.6) und die an beiden Standorten beobachtete langsame laterale Transportkomponente des unterirdischen Abflusses. Die beobachtete geringe zeitliche Verschiebung zwischen SSF und Ao ergibt sich somit durch den vertikalen Transport vor dem Graben. Die Geschwindigkeit für diesen vertikalen SSF vor dem Graben (SSF-Graben) wurde aus der Verweilzeitdifferenz zwischen der mittleren Verweilzeit des Ao und des SSF ermittelt.

Tabelle 6-9: Maximale v_{max} und minimale v_{min} Fließgeschwindigkeit in den Makroporen für einzelne Fließwege aus den Parametern der Transportmodelle

Standort	Fließweg	v_{max} m/s	v_{min} m/s	v_{max} m/h	v_{min} m/h
Wiese	Ao	0,0063	0,0053	22,7	19,2
	Return Flow	0,0375	0,0154	135,0	55,6
	SSF-Graben	0,0100	0,0014	36,0	5,0
	Infiltration	0,0064	0,0005	23,1	1,7
Wald	Ao	0,0033	0,0029	11,9	10,5
	Return Flow	0,0363	0,0127	130,7	45,9
	SSF-Graben	0,0018	0,0013	6,3	4,6
	SSF-lateral	0,0008	0,0002	2,8	0,8

Die ermittelten mittleren Fließgeschwindigkeiten an den Austrittsstellen von Wasser aus einem Loch (Return Flow) mit einem Durchmesser von etwa 2-5 cm, sind fast eine Größenordnung höher als die mittleren Geschwindigkeiten des Oberflächenabflusses. Diese Dynamik und die hohen Geschwindigkeiten in den zum Return Flow beitragenden Gängen und Röhren zeigen erstens deren Bedeutung für den Stofftransport und das Abflußverhalten bei diesen Versuchen und zweitens eine allgemein nicht zu unterschätzende Bedeutung schneller Abflußprozesse in oberflächennahen Bereichen. Diese Fließwege sind deshalb interessant, weil deren chemisches Signal auf Grund der kurzen Verweilzeit als Abfluß auf der Oberfläche gedeutet werden kann, die Fließwege jedoch unterirdisch verlaufen. Dies zeigen auch die sehr hohen Konzentrationen der TDKs für die gemessenen Return Flows an den Standorten Wiese und Wald. Diese sind nur durch schnelle Transportprozesse erklärbar, welche normalerweise als typisch für oberirdischen Abfluß angesehen werden. Die Abflußbildungsmechanismen, die zur Entstehung von Return Flow führen, sind jedoch andere als die, die Oberflächenabfluß verursachen.

6.4.3 Effektive Porosität (Makroporosität)

Die Bestimmung der effektiven Porosität n_{eff} ist zum einen mit Hilfe der Abstandsgeschwindigkeit möglich. Deshalb sind die kalkulierten Werte direkt abhängig von den Modellparametern. Es sind mehrere Wege möglich um n_{eff} zu berechnen, fast alle benötigen jedoch als effektive Eingangswerte den Durchfluß Q am Tracerentnahmepunkt und die dazu gehörende Querschnittsfläche A . Für die effektive Porosität gilt dann:

$$n_{eff} = \frac{Q t_0}{V} = \frac{Q}{v A} = \frac{k_{sat} I}{v} \quad (6-3)$$

In dieser Arbeit wurden noch drei weitere Methoden gewählt, um die effektive Porosität zu bestimmen.

Erstens wurde mit den Ergebnissen des MIM-Modells die sogenannte mobile Porosität n_m ermittelt. Dazu wurde der Bodenwassergehalt θ der einzelnen Hangbereiche abgeschätzt und n_m aus dem Anteil der mobilen Phase β berechnet:

$$n_m = \theta \beta \quad (6-4)$$

Da sich der Bodenwassergehalt, wie sich in vielen Untersuchungen (ABBASPOUR & SCHULIN, 1996; BUTTERS et al, 1989;) zeigte, sehr variabel verhält, ist der ermittelte Wert als mittlerer Bodenwassergehalt eines Fließbereiches anzusehen. Die Bestimmung von θ erfolgte zum einem mit den Aufzeichnungen der TDR-Sonden und andererseits aus der Bestimmung der Bodenfeuchte in den Stechzylinderproben.

Zweitens bietet sich nach der Berechnung der halben Kluftbreite b des SFDM bzw. des Makroporendurchmessers aus dem MIM (siehe Kapitel 6.4.4) die Möglichkeit, mit dem Durchlässigkeitsbeiwert k_{sat} die effektive Porosität zu ermitteln (MALOSZEWSKI, 1994:20):

$$n_{eff} = \frac{k_{sat} (1260 \tau)^2}{(2b \cdot 10^6)^2} \quad (6-5)$$

Für die Tortuosität τ wird ein Wert zwischen 1,5 und 2 angegeben (MALOSZEWSKI, 1994:20 und BEAR & BUCHLIN, 1987: 34). Die Bestimmung von k_{sat} erfolgte in Kapitel 5.4.

Die dritte Methode bietet einen Vergleich zu den anderen Methoden. Über das Auslaufverhalten der Einzellinearspeicher, die in Kapitel 5.2 beschrieben sind, wird der Kluftfaktor berechnet. Er wird als die Porosität des Bodens angesehen, die schnell entwässert.

In der Tabelle 6-10 sind die effektiven Porositäten der unterschiedlichen Bestimmungsverfahren zusammengestellt.

Tabelle 6-10: Effektive Porosität mit unterschiedlichen Berechnungsmethoden für verschiedene Fließwege

Standort	Fließwege	n_{eff} (%) 6-3*	n_m (%) 6-4*	n_{eff} (%) 6-5*	n_k (%) 5-2*
Wiese	Ao	9	24	-	7
	Return Flow	3	-	0,07	7
	SSF-Graben	0,3	20	0,2	-
	Infiltration	0,6		0,1	-
Wald	Ao	-	-	2,1	
	Return-Flow	2,4	19	0,05	
	SSF-Graben	4	33	-	
	SSF-lateral	10	-	-	10?

* Berechnung nach Formel

Die Werte sind auf des ersten Blick ernüchternd, da sich kaum eine einheitlicher Wert oder wertebereich für die effektive Porosität der einzelnen Fließwege angeben läßt. Gründe dafür liegen in der unterschiedlichen Struktur der Transportmodelle, der Abhängigkeit der effektiven Porosität vom zu ermittelnden zugehörigen Gesamtbodenvolumen, bzw. Durchflußquerschnitt und den teilweise vorkommenden instationären Abflußbedingungen. Die größte Unsicherheit liegt wahrscheinlich in der Bestimmung des Gesamtbodenvolumens. Dieses ist stark abhängig von der transversalen Dispersion des künstlichen Tracers. Die transversale Dispersion ist bei diesen Versuchen relativ gering, was sich in geringen Konzentrationen des Tracers an bestimmten Meßstellen im Graben (z.B. Return Flow rechts, AW3) zeigt. Somit sind die nach Gleichung 6-3 berechneten effektiven Porositäten minimale Angaben, da das gesamte Bodenvolumen des Hanges von der Einspeisestelle bis zur Probenahme mit einer mittleren Breite von 4 m und einer mittleren Mächtigkeit je nach Fließweg in Beziehung gesetzt wurde. Wird eine keilförmige Aufweitung der Tracerwolke angenommen, ist das Gesamtbodenvolumen um 50% geringer und somit die effektive Porosität doppelt so groß. Dies ergibt eine etwas bessere Übereinstimmung zu der einzigen volumenunabhängigen Bestimmungsmethode mit Gleichung 6-4. Bei dieser Methode besteht die Schwierigkeit, den Bodenwassergehalt korrekt zu ermitteln. Er wird durch den hohen Skelletanteil, besonders am Standort Wald, sicher überschätzt. Dadurch wird die mobile Porosität n_m überschätzt. Könnte der Skelletanteil in die Kalkulationen miteinbezogen werden, wäre somit die mobile Porosität geringer. Bei den Methoden 6-5 und 5-2 besteht die gleiche Problematik wie bei 6-3, da der Durchflußquerschnitt bzw. das entwässerbare Bodenvolumen in die Berechnung miteingeht.

Das MIM scheint weniger geeignet zu sein, um die Makroporosität eines Fließweges zu ermitteln. Die Gründe sind zum einen die Modellkonzeption des MIM, in der kein geometrisch definierter Makroporenraum (mobiler Bereich) festgelegt ist und zum zweiten die Variabilität des effektiven Wassergehalt des Bodenvolumens, in dem die Transportvorgänge stattfinden. Die

Vermutung liegt nahe, daß nur deshalb ein so großer Anteil des mobilen Bereichs auftritt, weil die Fließgeschwindigkeiten bei den Beregnungsversuchen relativ hoch sind. Dadurch ist nicht das ganze Bodenvolumen an den Austauschvorgängen beteiligt. Der Wassergehalt, der für das MIM relevant ist, entspricht nicht dem volumetrischen Wassergehalt des Bodens, sondern ist geringer. Dadurch wird die Makroporosität überschätzt (MALLANTS, 1996: 285).

Im Vergleich kann festgestellt werden, daß der Ah-Horizont am Standort Wiese und das Substrat, durch das der laterale SSF am Standort Wald fließt, die höchsten effektiven Porositäten besitzen, was anhand der Bodenproben und Geländebeobachtungen (Aggregation des Ah-Horizonts auf der Wiese) belegt wird. Danach folgen die anderen Fließwege im Wald und zuletzt die tieferen Horizonte am Standort Wiese. Die Unterschiede zwischen Wald und Wiese sind in den tieferen Horizonten auf die höhere Durchwurzelung und den höheren Skelettanteil am Standort Wald zurückzuführen. In den Ah-Horizonten ist die größere effektive Porosität am Standort Wiese durch dessen starke Aggregation bedingt.

6.4.4 Größe der Makroporen

Bei Verwendung von kinetischen Transportmodellen kann die Annahme getroffen werden, daß die Geschwindigkeit im mobilen Bereich bzw. in der Kluft gleich der mittleren Geschwindigkeit in den Makroporen ist. In Untersuchungen über Abflüsse und Geschwindigkeiten in vertikalen und lateralen Makroporen stellte sich heraus, daß die Beziehungen nach Manning-Strickler und Darcy-Weisbach die Fließprozesse in diesem Porensystem beschreiben können (SIDLE, 1995:208). Für diese Untersuchungen soll die mittlere Makroporengröße, d.h. unter Annahme eines runden Querschnitts der Durchmesser, aus der Fließgeschwindigkeit der Tracermodelle bestimmt werden. Für den Durchmesser d einer Makropore gilt dann:

$$d = 4 \left(\frac{v}{k_{st} I^{1/2}} \right)^{3/2} \quad (6-6)$$

Problematisch ist es, den Rauigkeitsbeiwert k_{st} festzulegen. SIDLE (1995) gibt einen Bereich für Messungen an natürlichen Makroporen von $k_{st} = 1,5$ bis $24 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ an. FAEH (1997) verwendet in seinen Untersuchungen einen mittleren Wert von $k_{st} = 7,7 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$. Das Ergebnis von Gleichung 6-6 ist sehr stark vom Rauigkeitsbeiwert abhängig, so daß es notwendig ist, für mehrere Werte von k_{st} den Durchmesser zu berechnen.

Für geringere Geschwindigkeiten berechnen sich mit der Gleichung 6-6 sehr kleine Durchmesser ($1\text{-}10\mu\text{m}$), die keinem Makroporensystem mehr zugeordnet werden können. Andererseits ergeben die Auswertung der Abstandsgeschwindigkeit in Kapitel 6.3.2 eine höhere Geschwindigkeit für das SFDM, folglich ergibt sich ein größerer Durchmesser. Vergleiche mit dem Gesetz von Hagen-Poiseuille ergeben, daß ab einem Porendurchmesser von $200 \mu\text{m}$ die Manning-Strickler Gleichung in dieses Gesetz übergeht, entsprechend einem Wechsel von turbulentem Fließen zu

laminarem Fließen. Je nach Rauigkeitsbeiwert und Gefälle entspricht das etwa einer Makroporengeschwindigkeit von 0,005 m/s. Aufgrund der Tatsache, daß sich die ermittelten Fließgeschwindigkeiten in diesem Größenbereich bewegen, erscheint es sinnvoll, den Durchmesser simultan mit der Gleichung nach Hagen-Poiseuille zu berechnen:

$$d = 2 \sqrt{\frac{8 \nu v_v}{g I}} \quad (6-7)$$

Dabei ist ν_v die kinematische Viskosität, die für Wasser bei 20°C $\nu_v = 1,01 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ beträgt.

Die Tatsache, daß das SFDM eine stärkere Berücksichtigung eines Makroporensystems in die Modellstruktur einbindet, führt zu dessen besonderer Berücksichtigung bei der Berechnung des mittleren Makroporendurchmessers. Außerdem kann aus dem SFDM mit dem Parameter a die Kluftbreite b aus dem molekularen Diffusionskoeffizienten D_m , der Matrixtortuosität τ_p und der Matrixporosität n_p bestimmt werden (MALOSZEWSKI, 1994: 30)

$$2b = \sqrt{\frac{n_p^2 \delta D_m}{\tau a^2}} \quad (6-8)$$

Mit dem Begrenzungsfaktor $\delta = 1$, der Matrixtortuosität $\tau_p = 1,5$ und $D_m = 4,5 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ für Uranin und $D_m = 2,0 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ für Bromid kann die Kluftbreite berechnet werden.

Die Ergebnisse der Berechnung der Makroporendurchmesser mit den Gleichungen 6-6, 6-7 und 6-8 sind in Abbildung 6-5 dargestellt. Auf Grund der hohen Variation der Eingangsdaten für jeden Fließweg ist der Median und der Bereich zwischen minimalen und maximalen Durchmesser aufgetragen. Es zeigt sich eine teilweise sehr große Spannbreite der berechneten Werte. Der größte Wert tritt mit einem Makroporendurchmesser von 3 mm am Return Flow am Standort Wiese auf. Insgesamt sind die Werte am Standort Wald geringer als am Standort Wiese. Eine Aussage kann nur insofern getroffen werden, als die berechneten Durchmesser für den Standort Wiese im Bereich der Meso- und Makroporen liegen, für den Standort Wald im Bereich der Mesoporen.

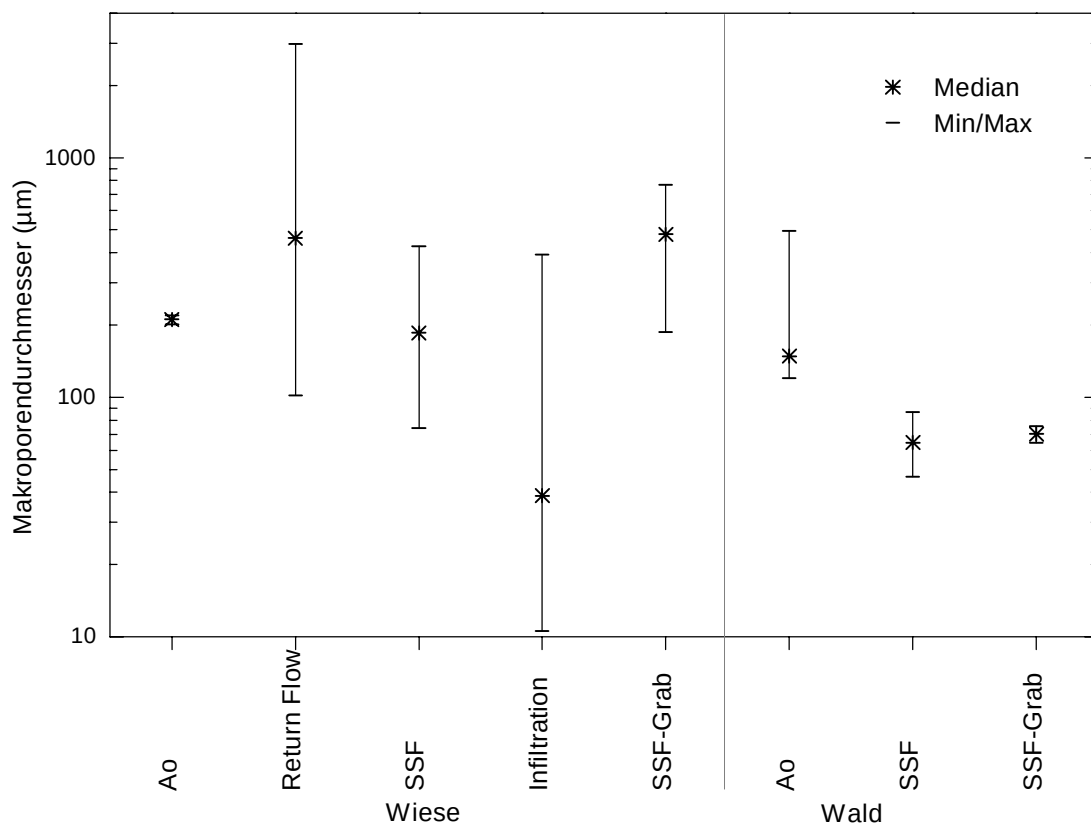


Abbildung 6-5: Durchmesser der Makroporen für verschiedenen Fließwege am Standort Wald und Wiese

6.4.5 Dispersionskoeffizient und Dispersivität

Um den Zusammenhang zwischen der Porenwassergeschwindigkeit v und dem Dispersionskoeffizient D nach Gleichung 2-1 unter Vernachlässigung der Diffusion zu untersuchen, wurde eine Regressionsanalyse durchgeführt. Damit kann die Dispersivität α und der Exponent n für jeden Standort anhand der Transportparameter bestimmt werden. Der Exponent n bewegt sich normalerweise zwischen 1 und 2, er wurden aber schon kleinere und größere Werte ermittelt (MALLANTS, 1996: 291). Für relativ homogene, gesättigte Systeme ist n etwa 1 (NIELSEN et al., 1986: 99) und für heterogene, teils ungesättigte und nicht im Gleichgewichts stehenden Systeme näher bei 2 (MALLANTS, 1996:292). In Abbildung 6-6 ist der festgestellte Zusammenhang für die beiden Standorte Wiese und Wald dargestellt. Die Verwendung des SFDM ist in diesem Zusammenhang nicht möglich, da der ermittelte Dispersionskoeffizient nur die Dispersion in der Kluft beschreibt.

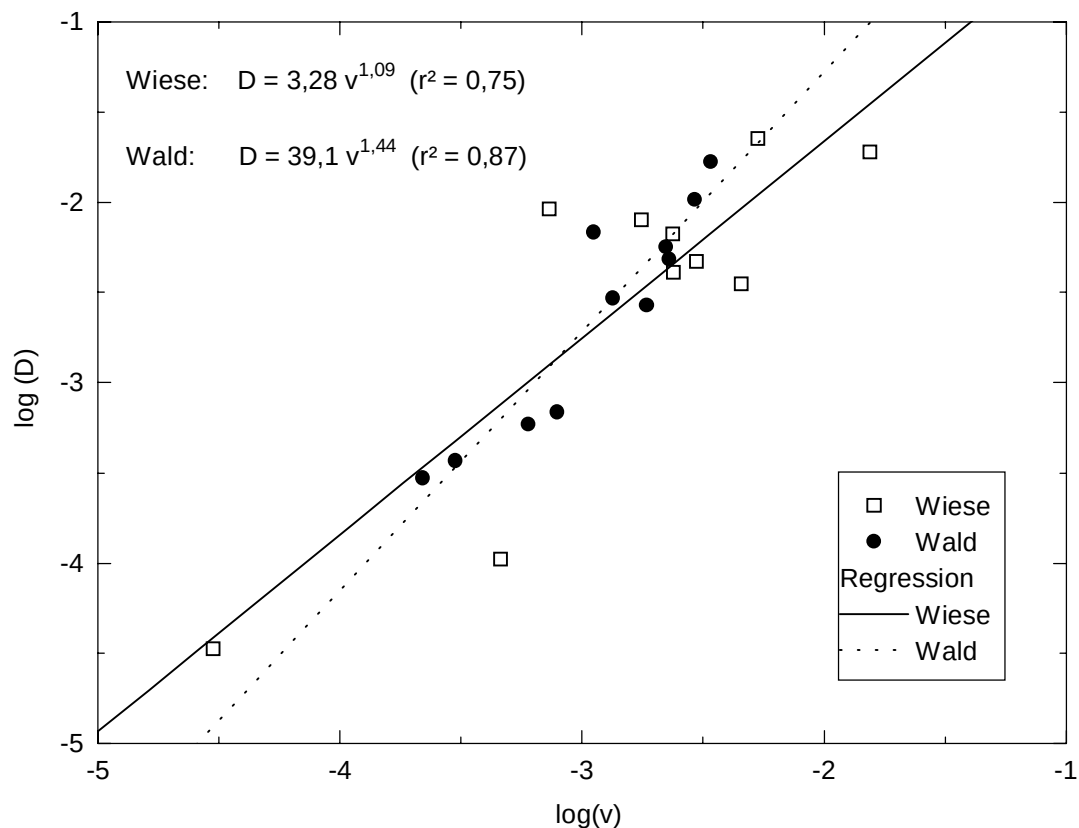


Abbildung 6-6: Korrelation zwischen den Transportparametern v und D der ausgewählten Modelle (ohne SFDM).

Der ermittelte Exponente $n = 1,44$ für den Standort Wald gegenüber $n = 1,09$ für den Standort Wiese deutet stark auf die schon mehrmals hervorgehobene starke Heterogenität und den nur teilweise gesättigten Boden am Standort Wald hin. Die Intrapartikeldiffusion, d.h. die Diffusion von Stoffen in das innere von Partikeln oder Aggregaten, ist am Standort Wald im Vergleich zur Wiese bedeutender. Das bedingt das stärkere Tailing der TDKs am Standort Wald.

Für die mittlere Dispersivität α ergibt sich für den Standort Wiese einen Wert von 3,28 m, im Wald von 39,1 m. Beide Ergebnisse bewegen sich in einem Bereich, wie sie bei anderen Studien ermittelt wurden (LEGE et al., 1996: 70). Der Unterschied zwischen den beiden Standorten ist interessanter. Die Differenz ist nicht durch die Skalenabhängigkeit der Dispersivität zu erklären, da der Größenmaßstab bei beiden Versuchen identisch ist. Die Ursache kann die unterschiedliche Heterogenität der beiden Standorte sein. In neueren Untersuchungen (BRUSSEAU, 1990: 172) ist die Abhängigkeit der Dispersivität von den Bodeneigenschaften festgestellt worden. Somit ist die größere Dispersivität im Wald durch die größere Heterogenität des Bodens bedingt.

6.4.6 Vorereignis- und Ereigniswasser beim Versuch Wald2

Die Tracertechnik bzw. Einspeisetechnik von Bromid beim Versuch Wald2 war darauf angelegt, die Anteile von Ereigniswasser (*new water*) und Vorereigniswasser (*old water*) zu bestimmen. Obwohl die Analytik von Bromid nicht zur vollen Zufriedenheit verlief, brachte die Auswertung gute Ergebnisse. Unter der Voraussetzung, daß im Boden die Bromidkonzentration vor dem Versuch vernachlässigbar gering ist (die Bromidkonzentration lag unter der Nachweisgrenze für die Analyse mit der bromidsensitiven Elektrode), kann mit Hilfe der allgemein anerkannten Zwei-Komponenten-Mischungsgleichung die Anteile von Vorereigniswasser Q_B oder Ereigniswasser Q_N im zeitlichen Verlauf bestimmt werden:

$$Q_B(t) = \frac{(C(t) - C_N)}{(C_B - C_N)} Q(t) \quad (6-9)$$

Hierbei ist Q eine beliebige Abflußkomponente. Der Index N bezieht sich auf das Ereigniswasser oder Niederschlagswasser, der Index B auf das Vorereigniswasser. Die Bromidkonzentration des Niederschlagswassers ist in dieser Untersuchung zeitabhängig, da die Einspeisung mit Hilfe des Düngemischers keine absolut konstanten Werte liefert. In Abbildung 6-7 ist das Verhalten der Abflußkomponenten Ao und SSF dargestellt.

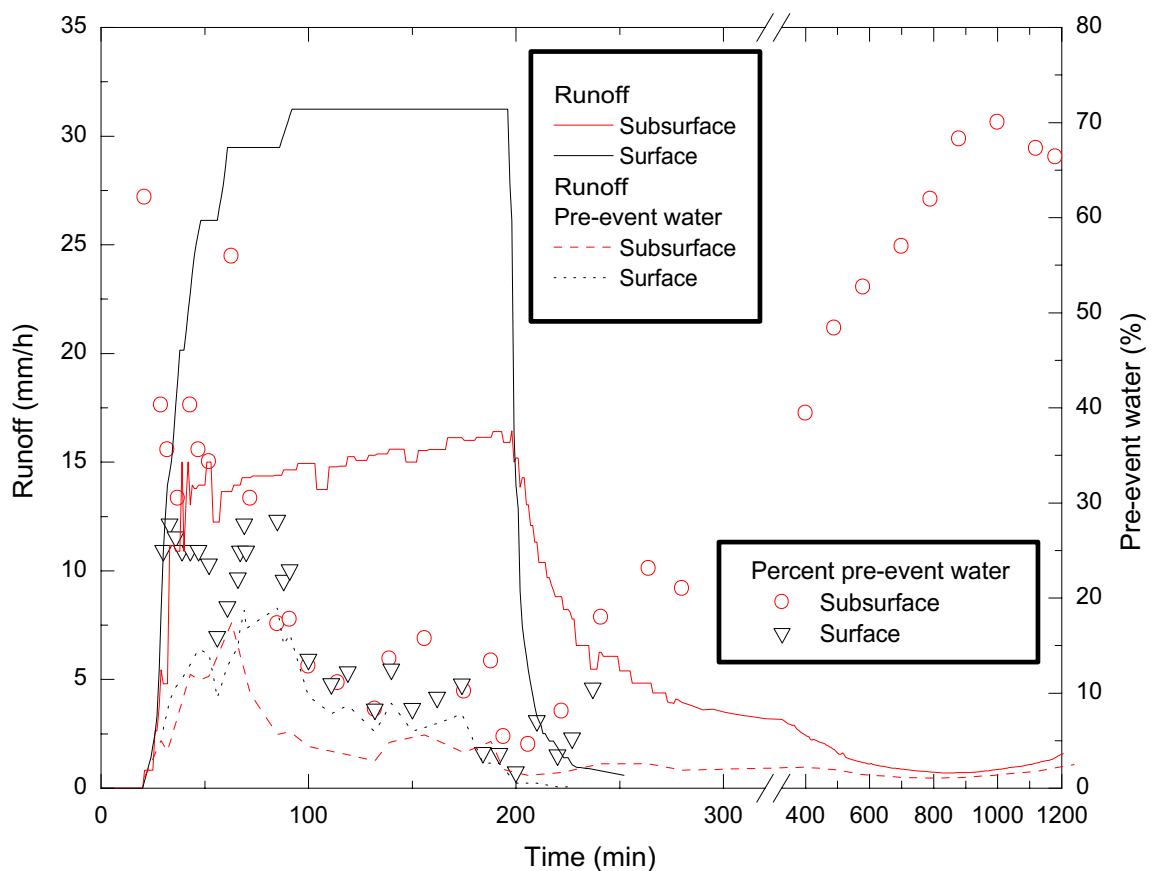


Abbildung 6-7: Ganglinienseparation mit Bromid beim Versuch Wald2

Überraschend ist der parallele Verlauf der Anteile von Vorereigniswasser im Ao und SSF während stationärer Abflußbedingungen. Nur zu Beginn der Abflußreaktion ist im SSF noch ein relevanter Anteil an Vorereigniswasser festzustellen. Dieses Verhalten ist zusätzlich durch die in Kapitel 6.4.2 erwähnten Fließwege des gemessenen SSF zu erklären.

Außerdem verdeutlicht dieses Ergebnis die Problematik, anhand der Mischungsgleichung Aussagen über die Fließwege der einzelnen Komponenten zu machen. Da die Anteile an Vorereigniswasser in der oberirdischen und unterirdischen Abflußkomponente fast gleich groß sind, läßt in diesem Fall eine Separation des gesamten Abflusses keine Rückschlüsse auf den unterirdischen Abflußanteil zu.

6.5 Parameterübertragung auf das Fließmodell QSOIL

6.5.1 Überlegungen

Die Bestimmung der Fließgeschwindigkeit in den Makroporen, der Makroporosität und des Makroporendurchmessers zeigen deutlich die Problematik der Bestimmung von physikalischen Parametern für das Fließmodell QSOIL auf. Es ist zu erwähnen, daß kaum Untersuchungen vorliegen, die eine Übertragung von Transportparameter in Fließparameter vorgenommen haben. Die Ursachen für die großen Abweichungen und die Inkonsistenz zwischen den Transportmodellen sind folgende:

1) Die effektiven Transportparameter erzeugen wiederum nur effektive physikalische Parameter, die einen effektiven Wert für den gesamten Fließweg darstellen. Wären diese effektiven Parameter einem mittleren Wert für den Raum zwischen Einspeisung und Probenahme gleichzusetzen, würde deren Einbeziehung in QSOIL keine Schwierigkeiten bereiten. Überlegungen führen jedoch dahin, daß dies nicht der Fall ist. Folgende Beispiele sollen dies illustrieren:

- a) Wird der künstliche Tracer nicht direkt in das Makroporensystem eingespeist, so muß dieser erst dorthin gelangen. Die Fließgeschwindigkeit ist somit zuerst geringer, im Makroporensystem dann größer. Die resultierende Geschwindigkeit wird mit Hilfe der Transportmodelle ermittelt. Eine Aussage über die einzelnen Geschwindigkeiten ist nicht möglich und folglich nicht über physikalische Parameter, die das Makroporensystem beschreiben.
- b) Die Fließprozesse an den Grenzschichten Boden-Vegetation-Atmosphäre und Makroporen-Mesoporen-Mikroporen sind nicht stabil. Das heißt, der Stofftransport findet nicht kontinuierlich in einem Transportsystem statt, sondern er kann zwischen den Systemen wechseln. Konkret bedeutet das zum Beispiel, daß ein ständiger Austausch des Oberflächenabflusses mit dem Abfluß in den oberen Bodenschichten stattfindet. Jeder

Transportprozeß müßte separat beschrieben werden. Dies ist aber insgesamt nicht möglich, da der zeitliche und räumliche Ablauf und das zugehörige Muster nicht bekannt sind.

- c) Bei der Bestimmung der Infiltration bei den Beregnungsversuchen kann folgendes Problem auftreten. Die vertikalen Fließwege sollen mit künstlichen Tracern untersucht werden. Bei optimalen technischen und methodischen Versuchsbedingungen kann dennoch die gemessene TDK nicht die vertikalen Fließprozesse beschreiben, weil durch laterale Fließwege am Hang ein Verlust (Abtransport) des Tracers aus der Vertikalen geschieht. Dieses Verhalten kann nicht in einem Transportmodell simuliert werden.

2) Der Transport der künstlichen Tracer bei simulierten Starkniederschlägen findet unter extremen hydraulischen Fließbedingungen statt. Es stellt sich somit die Frage, ob die vorhandenen Transportmodelle diese Prozesse wirklich modellieren oder ob andere Mechanismen wirken, die mit anderen Modellansätzen beschrieben werden müßten. Das zielt gleichfalls auf die Auswahl der Modelle. Die zum Teil systematischen Abweichungen der Transportparameter zwischen den Modellen müssen Ursachen in der Modellstruktur haben. Welcher Modellansatz beschreibt laterale und vertikale Fließprozesse bei diesen extremen Verhältnissen?

Ist daraus zu folgern, daß eine Übertragung der Transportparameter auf QSOIL nicht möglich ist?

Trotz der oben angeführten Probleme ist es möglich, die Unterschiede zwischen den einzelnen Fließwegen und Standorten klar zu beschreiben. Es muß jedoch akzeptiert werden, daß für jeden ein Wertebereich, besser gesagt eine Unschärfe existiert. Ein Unschärfebereich kann mit QSOIL nicht modelliert werden. Deshalb wird im folgenden eine zum Teil subjektive Entscheidung für einen Parametersatz, der in QSOIL zur Modellierung verwendet wird, getroffen. Dieser Entschluß war notwendig, um erstens einen grundsätzlichen Vergleich zwischen der Simulationsergebnissen von QSOIL und den Messungen zu erlauben und zweitens die Möglichkeiten der Tracerverfahren bei der Abflußprozeßforschung in Hinblick auf die Übertragbarkeit auf ein Fließmodell in einem vorgegebenen Zeitrahmen abzuschließen.

6.5.2 Auswahl und Festlegung der Parameter

In der Abbildung 6-8 sind die Fließwege für den Standort Wiese, die mit den Tracerversuchen beobachtet wurden, dargestellt. Die Informationen dazu stammen außerdem aus den Ergebnissen von Kapitel 4 und 5. Die einzelnen Fließwege für den Standort Wiese können folgendermaßen beschrieben werden:

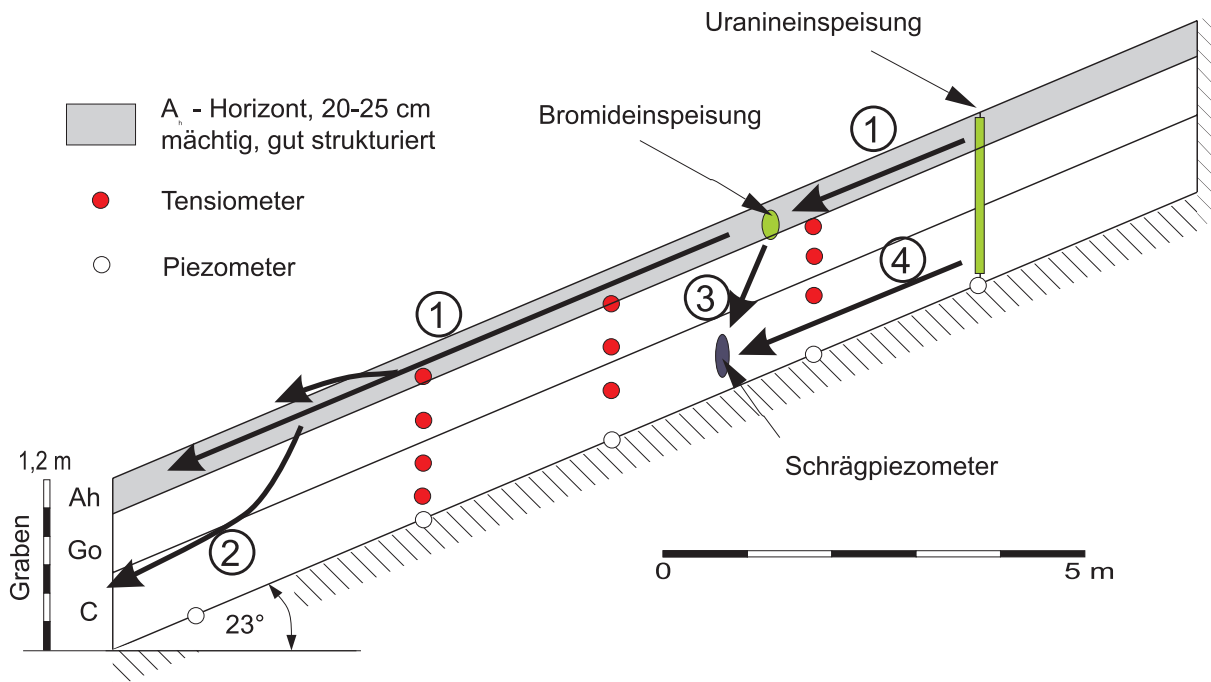


Abbildung 6-8: Aus den Tracerversuchen ermittelte Fließwege für den Standort Wiese

① Ein sehr dynamischer und variabler Fließweg im gut durchlässigen Ah-Horizont. Zeitlicher und räumlicher Wechsel zwischen Transport in lateralen Makroporen (Röhren), aggregiertem Oberboden und kurzen Abschnitten auf der Oberfläche. Die mittleren Abstandsgeschwindigkeiten in den Röhren liegen bei 4 cm/s mit einem mittleren Durchmesser von 3 mm. Für den gesamten Fließweg liegt die Geschwindigkeit bei 0,6 cm/s mit einer effektiven Porosität von 10% (siehe auch Abb. 5-2)

② Dieser Fließweg ist durch Beobachtungen während den Versuchen und der zeitlichen Differenz zwischen der Abstandsgeschwindigkeit des Ao und SSF lokalisiert worden (siehe Kap. 6.4.3). Vom gesättigten Ah-Horizont gelangt der Tracer über vertikale und schräge Makroporen in der Graben und tritt dort hauptsächlich lokal in den Makroporen aus. Für einzelne distinkte Poren ist die Geschwindigkeit vom Ah-Horizont bis zur Grabenwand 1 cm/s. Daraus resultiert ein mittlerer Durchmesser von 0,8 mm und eine effektive Porosität von 0,3%. Dies zeigt deutlich die Dominanz des Stofftransportes im Makroporensystem in diesem Fließweg.

③ Die im Schrägpiezometer gemessenen TDKs gelten als repräsentativ für das Infiltrationsverhalten dieses Standortes. Problematisch ist die in Kapitel 4.2.4 erwähnte Beeinflussung des Strömungsfeldes um die Entnahmestelle. Die gewonnenen Erkenntnisse zeigen folgendes Bild. Die Makroporosität liegt zwischen 0,1 und 0,6% und somit im gleichen Bereich wie bei Fließweg 2. Die Geschwindigkeit in den Makroporen beträgt maximal 0,6 cm/s mit einem mittleren Durchmesser von 0,5 mm. Der effektive vertikale Durchlässigkeitsbeiwert ist schwer zu bestimmen, er dürfte jedoch mindestens 2×10^{-5} m/s im Oberboden und etwa 3×10^{-6} m/s im

Unterboden betragen.

④ Der laterale Transport am Standort Wiese wurde im Gegensatz zum Standort Wald nie vollständig erfaßt. Informationen sind nur der TDK Nr. 5 und der TDK Uranin im Schrägpiezometer (nicht explizit ausgewertet) zu entnehmen. Die ermittelten Abstandsgeschwindigkeiten bewegen sich zwischen 3×10^{-4} und 7×10^{-4} m/s. Daraus resultiert eine effektive Porosität von 2% bis 4,5 %. Dies korreliert gut mit den berechneten Werten für die Kluftfaktoren im Go-Horizont (Abb. 5-2). Der Durchlässigkeitsbeiwert liegt bei 6×10^{-6} m/s.

Abbildung 6-8 zeigt die Fließwege für den Standort Wald. Dafür gilt:

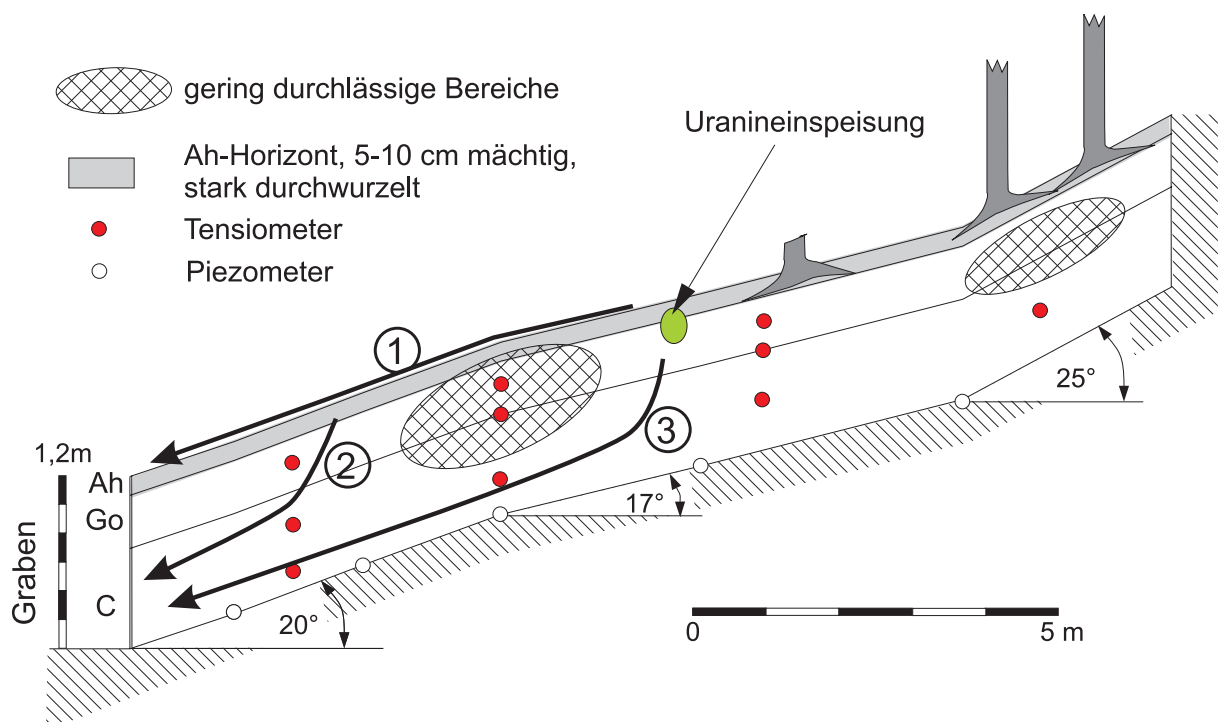


Abbildung 6-9: Aus den Tracerversuchen ermittelte Fließwege am Standort Wald.

① Fließweg auf der Oberfläche und im gut durchwurzelt Ah-Horizont. Teilweise schneller Transport in lateralen Makroporen (Pipes) mit einer Fließgeschwindigkeit von $v = 3,6$ cm/s und einem Durchmesser von 2-3 mm. Die mittlere Geschwindigkeit für den gesamten Fließweg liegt bei 0,3 cm/s. Für die effektive Porosität sind kaum Werte vorhanden, die Porosität der Pipes beträgt etwa 2 %.

② Fließweg, der vor dem Graben (0-4 m) von der Oberfläche über bevorzugte Fließwege in den Graben verläuft. Dadurch kommt der parallele erste Peak der TDK von SSF und Ao zustande. Der Verlauf der Bromidkonzentration läßt auf den gleichen Fließweg schließen. Die mittleren Geschwindigkeiten bewegen sich zwischen 0,13 und 0,18 cm/s. Die effektive Porosität

von 4 % läßt darauf schließen, daß nicht ein distinkter Makroporenraum, sondern eher Meso- und Makroporen beteiligt sind, was für Standorte im Wald typisch ist (WILSON et al, 1990: 120). Darauf geben außerdem die geringen mittleren Durchmesser der Poren von 60-70 μm einen Hinweis. Der effektive gesättigte Durchlässigkeitsbeiwert liegt bei 1×10^{-5} m/s. Dieser Fließweg wird als charakteristisch für das Infiltrationsverhalten in normal durchlässigen Bereichen am Standort Wald angesehen.

③ Der zweite Peak der TDK des SSF und der Verlauf der Bromidkonzentration geben Aufschluß über diesen Fließweg. Die Teilung der Fließwege von der Einspeisestelle von Uranin kommt durch einen gering durchlässigen Bereich beim Piezometer 6, bzw. beim mittleren Tensiometercluster zustande (siehe auch Kapitel 4.3.3). Ein gleichartiger Bereich befindet sich im oberen Hangbereich. Die Abstandsgeschwindigkeit beträgt in diesem Bereich etwa 5×10^{-4} m/s, was zu einer effektiven Porosität von 10 % führt, die durch einen Mesoporenraum in diesem tonigen und skelettreichen Material gebildet wird. Der effektive gesättigte Durchlässigkeitsbeiwert liegt bei etwa 5×10^{-5} bis 8×10^{-5} m/s.

6.6 Fazit

Zur Auswertung der Tracerversuche werden zuerst die gemessenen Tracerdurchgangskurven der wichtigsten Meßpunkte ausgewählt und diese mit allen zu Verfügung stehenden Transportmodellen beschrieben. Vergleich und Analyse der Ergebnisse zeigen, daß nicht alle Modelle in der Lage sind, jede Tracerdurchgangskurve zu beschreiben. Anhand mehrerer Kriterien, die zum einen die Güte der Anpassung berücksichtigen, zum anderen die Plausibilität der Transportparameter, wird mindestens ein Modell für jede TDK ausgewählt. Die jeweilige Darstellung der simulierten und gemessenen Konzentrationen zeigt eine sehr gute Übereinstimmung der Modelle mit den TDK.

Vergleich und Analyse der Transportparameter ist darauf ausgerichtet, daß möglichst viele Parameter für das Fließmodell QSOIL bestimmt werden können. Leider zeigt sich bei der Bestimmung der Fließgeschwindigkeiten, der Makroporosität und der Größe der Makroporen, daß die Übertragung der effektiven Transportparameter in Fließparameter mit einigen Schwierigkeiten verbunden ist. Ursachen sind die Skalentransformation der Transportparameter aus der Hangskale in Fließparameter der Mikroskale und die extremen hydraulischen Bedingungen, unter denen die Versuche durchgeführt wurden. Die für die Modellierung mit QSOIL notwendige Festlegung der übertragenen Transportparameter auf bestimmte Fließwege findet für jeden Standort statt. Diese Werte werden im nächsten Kapitel direkt als Eingangsparameter für die Modellierung mit QSOIL verwendet um ihre Plausibilität und um die Gültigkeit von QSOIL zu überprüfen.

Die Auswertung der Dispersionskoeffizienten ergibt eine gute Korrelation zwischen der Porenwassergeschwindigkeit und dem Dispersionskoeffizienten für jeden Standort. Die mittlere Dispersivität beträgt für den Standort Wiese 3,3 m, für den Standort Wald 39,1 m. Die Parameter der angepaßte Regressionsgleichung deuten für den Standort Wald auf eine große Heterogenität des Transportprozesses und somit des gesamten Bodens hin.

Die Ergebnisse aus der Untersuchung über die Anteile an Vorereigniswasser beim Versuch Wald2 zeigen einen ähnlichen Verlauf der Anteile von A_o und SSF, verbunden mit einem niedrigen Anteil an Vorereigniswasser (5-10%) während stationären Abflußbedingungen. Dieses Verhalten erklärt unter anderem die postulierte Zweiteilung der Fließwege der unterirdischen Abflußkomponente am Standort Wald..

7

Ergebnisse der Simulationen mit QSOIL

7.1 Einführung

Die in Kapitel 4, 5 und 6 gewonnenen Erkenntnisse über das Abflußverhalten, die Bodencharakteristika, die Druckverteilungen und die Parameter der verschiedenen Fließwege bilden die Grundlage für die Modellierung mit dem Fließmodell QSOIL. Anhand der Simulationen mit QSOIL soll die Datengrundlage aus den Berechnungsversuchen mit und ohne Tracereinsatz verglichen werden. Dabei wird das Modell nicht kalibriert, sondern die Simulationsergebnisse werden nur zur Evaluation mit dem gemessenen zeitlichen Verlauf der Abflüsse und Bodenpotentiale verglichen. Einerseits ist dadurch gewährleistet, daß die unterschiedlichen Eingangsinformationen objektiv einander gegenüber gestellt werden können, andererseits kann so das Modell QSOIL verifiziert werden. Auf diese Art soll geprüft werden, ob das Modell in der Lage ist, die aus den Versuchsergebnissen extrahierten Fließwege zu simulieren.

Zur Umsetzung dieser Vorgaben werden die gewonnenen Erkenntnisse in einzelne Informationsebenen aufgeteilt. Jede dieser Ebenen enthält unterschiedliche Daten- bzw. Informationsgrundlagen, die einzeln in QSOIL simuliert und deren Ergebnisse analysiert werden. Die Aufteilung der Ebenen beschreibt eine Informationszunahme, wie sie in dieser Arbeit mit unterschiedlichen Verfahren (Berechnungsversuche, Tracereinsatz) erreicht wird. Dabei bleibt die Modellstruktur bei einem Standort für alle Ebenen konstant. Das heißt, die Randbedingungen (zeitlicher Verlauf der Beregnung), die Anfangsbedingungen (Druckverteilung im Hang) und die räumliche Diskretisierung der Hanggeometrie und der Bodenhorizonte werden beibehalten. Es verändert sich nur die Definition der zu modellierenden Fließwege je nach vorhandener Informationslage.

Dadurch wird das Ziel erreicht, die unterschiedlichen Datengrundlagen objektiv zu vergleichen. Die Ebenen sind folgendermaßen aufgeteilt (Abbildung 7-1) mit einer Informationszunahme von I nach IV (jede Ebene beinhaltet die Information der davor liegenden Ebenen):

- I. Vertikale Diskretisierung der Bodenhorizonte aus den Bodeneigenschaften (Kapitel 3) und Übertragung der bestimmten Korngrößenverteilungen mit Pedotransferfunktionen auf den gesättigten Durchlässigkeitsbeiwert, die Wassergehalt-Saugspannungs-Beziehung und die Wassergehalt-Durchlässigkeits-Funktion (siehe Tabelle 2-2). In lateraler Richtung ist die Diskretisierung konstant, da die Bodenhorizonte in der Hangparzelle einheitlich sind. Matrixfluß ist der einzige simulierte Fließweg.

- II. Ermittlung von effektiven Parametern für den gesättigten Durchlässigkeitsbeiwert für einzelne Bodenhorizonte in vertikaler und lateraler Richtung (Tabelle 5-2 und 5-3). Die $k(I)$ -Funktion wird auf diesen effektiven Durchlässigkeitsbeiwert angehoben oder verringert.
- III. Die Differenz zwischen dem effektiven k_{sat} und dem mit Hilfe der Pedotransferfunktionen bestimmten k_{sat} kann durch eine Unterscheidung zwischen interpedalem Porensystem mit schnellem Fließen und intrapedalem System mit langsamem Fließen beschrieben werden (KUTILEK, 1994: 110 und ZURMÜHL, 1996: 823). Dieser Sachverhalt kann anhand einer bimodalen Porengrößenverteilung dargestellt werden. Die Bestimmung der Wasser spannungskurve und $k(I)$ -Beziehung erfolgt unter folgenden Annahmen (KUTILEK, 1994: 111):
- Die ermittelte Wasserspannungskurve und $k(I)$ Beziehung aus den Pedotransferfunktionen beschreibt das intrapedale Porensystem.
 - Der effektive Durchlässigkeitsbeiwert (aus II) gilt als maximaler Wert für das interpedale

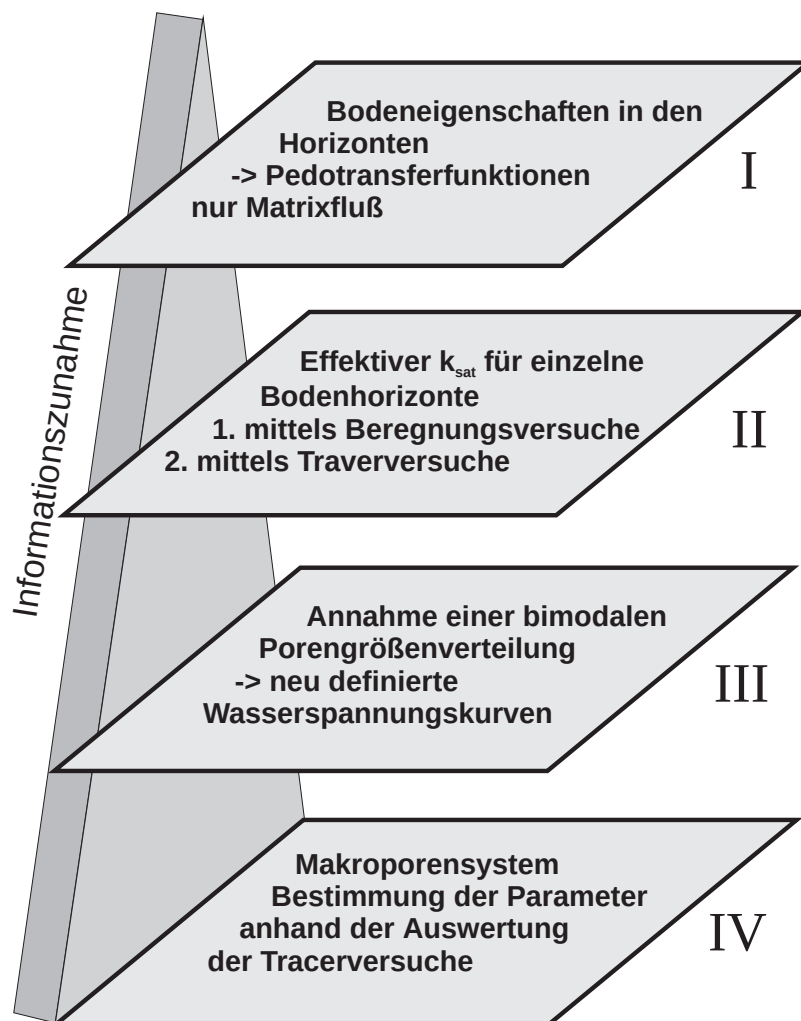


Abbildung 7-1: Infomationsebenen für die Modellierung mit QSOIL

Porensystem.

- Der Übergang zwischen inter- und intrapedalem Porensystem wird durch die effektiven Porositäten der Tracerauswertung für die einzelnen Fließwege, bzw. Bodenhorizonte ermittelt (Kapitel 6.5.2). Die effektiven Porositäten ergeben den maximalen Wassergehalt des interpedalen Porensystems.

IV. Das interpedale Porensystem wird durch den Makroporenfluß von QSOIL in vertikaler Richtung und den Fluß in präferentiellen Fließwegen in lateraler Richtung ersetzt. Dadurch besteht nun die Möglichkeit, *bypass flow* zu simulieren, d.h. das Niederschlagswasser gelangt über Makroporen durch eine ungesättigte Bodenmatrix in die Tiefe (MCDONNELL, 1990: 2823). Die Parametrisierung des Makroporenflusses und der daraus resultierenden Interaktion mit der Matrix erfolgt über die Makroporengeschwindigkeit, die Makroporosität und den mittleren Durchmesser der Makroporen, wie sie in Kapitel 6.5.2 aus den Tracerversuchen für einzelne Fließwege ermittelt wurden.

7.2 Standort Wiese

7.2.1 Aufbau der Modellstruktur

Im Vorfeld wird das für die Modellierung relevante Verhalten des Standortes Wiese bei dem Beregnungsversuch AW3, der als Referenzversuch dient, aufgezeigt. Dies geschieht im Gegensatz zu Kapitel 4 in stärkerer Anlehnung an die Durchführung der Modellierungen mit QSOIL. Dazu sind folgende Schritte notwendig:

1. Diskretisierung der räumlichen Struktur
2. Ermittlung der Rand- und Anfangsbedingungen
3. Analyse der zeitlich-räumlichen Veränderungen

Zuerst ist es notwendig die Hanggeometrie zu diskretisieren um die Lage und Größe der finiten Elemente festzulegen. Die vertikale Gliederung der Hangparzelle in einzelne Bodenhorizonte ist in Abbildung A-1 im Anhang dargestellt. Unter Vernachlässigung einer lateralen Variabilität werden die einzelnen Horizonte für das Modell QSOIL in unterschiedlich zu parametrisierende Materialien aufgeteilt. Dies ist möglich, weil das Bodenprofil im Graben und die Bohrkernprofile der Piezometerbohrungen über die ganze Hangparzelle gleichmäßig aufgebaut sind. Ein Material in QSOIL beschreibt die Eigenschaften des damit verknüpften Bodenbereichs. So entspricht zum Beispiel der Cv-Horizont Material 5, das dann mit den erhobenen Daten (Korngrößenverteilung, Porosität) in der Informationsebene I parametrisiert wird. Für die räumliche Diskretisierung sind in vertikaler Richtung die Horizontgrenzen von Bedeutung, in lateraler Richtung die gesamte Hanggeometrie (Neigung) und die Modellvorgaben, die eine höhere Diskretisierung der Elemente in Grabennähe vorschreiben (FAEH, 1997: 86).

Eine wichtige Voraussetzung für eine ereignisbezogene Modellierung ist es, die

Anfangsbedingungen der Druckverteilung im Hang korrekt zu bestimmen. Auf Grund der vorhandenen Punktmessungen der Tensiometer und Piezometer ist es notwendig, diese auf den gesamten 2 dimensional Hanglängsschnitt zu interpolieren. Dadurch kann jedem Gitterpunkt ein Wert des Matrixpotentials zugeordnet werden. Zur Interpolation wurden auch die Daten der TDR-Sonden verwendet. Dafür wurde der Wassergehalt mit der Wasserspannungskurve, die für den Ah-Horizont gilt, in die Saugspannung umgerechnet.

Für die Festlegung der Anfangsbedingungen in QSOIL werden folgende Kriterien verwendet:

- Der vertikale Verlauf der Matrixpotentiale der Tensiometer der drei Meßgruppen (Cluster).
- Der Abstand des Hangwasserspiegels unter der GOK aus den Piezometerdaten.
- Plausibilisierung dieser beiden Datenkollektive (Problem, wenn z.B. nach Piezometerdaten ein positives Matrixpotential am Ort einer Tensiometermessung ist, diese aber ein negatives Matrixpotential anzeigt)
- Das gesamte räumliche Muster aus der Interpolation der Punktmessungen

Für die räumliche Interpolation wird das Kriging-Verfahren verwendet. Es ist ein lineares Schätzverfahren, mit dem der Variablenwert am Schätzpunkt aus dem gewichteten Mittelwert der umliegenden Meßpunkte berechnet wird (BUCHER, 1994: 14). Die Auswertung der Semivariogramme ergeben für die Interpolation des Matrixpotentials ein optimales Ergebnis, wenn ein lineares Modell mit einem Anisotropiefaktor von 2 in einem Winkel von 23° (entspricht der Hangneigung) verwendet wird. Die gewonnenen Verteilungsmuster sind unbedingt auf ihre physikalische Plausibilität zu untersuchen. Es muß beachtet werden, daß einzelne Messungen die gesamte räumliche Verteilung stark beeinflussen können und besonders in Randbereichen ein hoher Schätzfehler auftritt. Die in Abbildung 7-2 dargestellten Druckverteilungen zu unterschiedlichen Zeitpunkten für den Versuch AW3, die anhand der Messungen berechnet wurden, stellen somit eher ein visuelles Werkzeug dar, um die Anfangsbedingungen festzulegen, die räumliche Reaktion auf die Beregnung zu untersuchen und diese mit den simulierten Daten zu vergleichen.

Der direkte Vergleich der Simulationsergebnisse mit den gemessenen Daten wird anhand des zeitlichen Verlaufs einiger ausgewählter Tensiometer- und Piezometermessungen und der gemessenen Abflüsse durchgeführt.

Zusammenfassend kann die Reaktion im Boden beim Versuch AW3 folgendermaßen beschrieben werden: Vor Beregnungsbeginn ist ein Hangwasserspiegel zwischen 50 und 80 cm unter GOK ausgebildet. Die Saugspannungen betragen im Ah-Horizont maximal 55 cm. 20 Minuten nach Beregnungsbeginn ist der Oberboden gesättigt. Es hat sich ein zweiter Hangwasserspiegel ausgebildet. Dieser ist in Abbildung 7-2 kaum zu erkennen, da eine lineare Interpolation diesen Bereich fehlerhaft schätzt. Nach 40 Minuten ist der gesamte Hang gesättigt, danach findet je nach Porenbereich eine unterschiedlich schnelle Druckzunahme statt. Eine Stunde nach Beregnungsende ($t = 300 \text{ min}$) ist der Wasserspiegel schon fast auf die Grenze vom Ah- zum Go-Horizont abgesunken. Die weitere Abnahme findet langsamer statt, bis 11 Stunden nach

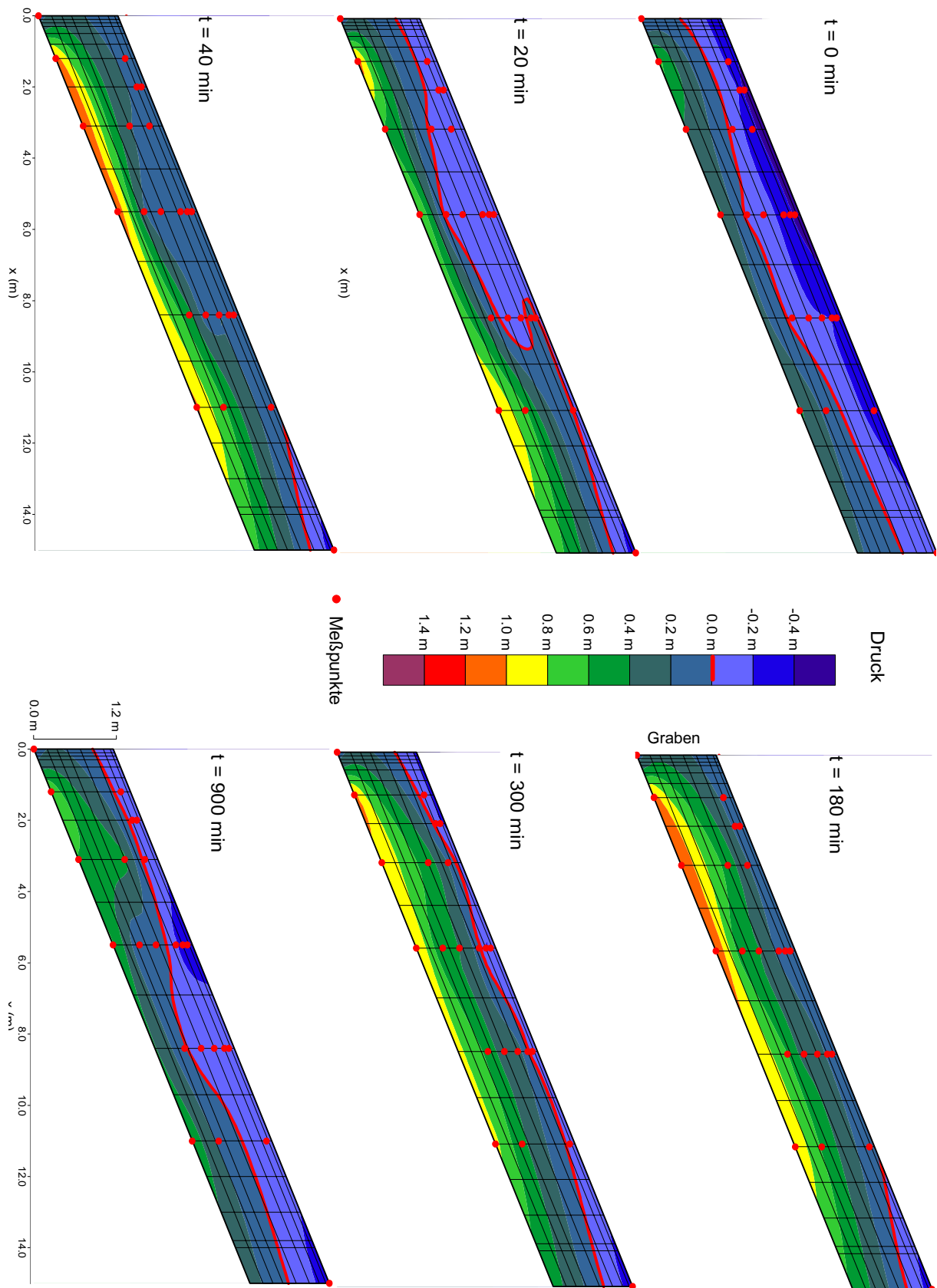


Abbildung 7-2: Interpolierte gemessene Druckverteilungen zu sechs Zeitpunkten beim Versuch AW3 am Standort Wiese.

Berechnungsende ($t = 900$ min) besonders der obere Hangbereich entwässert hat (siehe auch Abbildung 5-2).

7.2.2 Simulationen

Modellebene I

Für die einzelnen Bodenhorizonte und die zugeordneten Materialien (QSOIL) gilt (Tabelle 7-1):

Tabelle 7-1: Merkmale der Horizonte/Materialien und deren Parametrisierung für den Standort Wiese.

Material	Horizont	Tiefe (m)	n (%)	Sand (%)	Ton (%)	k_{sat}^* (m/s)	θ_r^* (-)	λ^* (-)	h_b^* (cm)
1	L	0-0,02	65	60	10	5.65e-03	0,049	0,348	7,67
2	Ah	0,02-0,25	54	43	18	7,55e-06	0,077	0,326	14,8
3	Go	0,25-0,4	53	27	28	1,50e-06	0,097	0,286	28,9
4	C _v	0,4-0,7	50	32	30	1,15e-06	0,102	0,269	28,9
5	C _v	0,7-1,2	45	30	31	3,25e-07	0,1	0,249	44,7

* Bestimmung über die Methode von Rawls und Brakensiek (siehe Anhang B)

Die mit diesen Eingangsdaten durchgeführte Simulation zeigt eine überraschend gute Übereinstimmung der gemessenen und berechneten oberirdischen Abflußwerte (Abb. A-7 im Anhang). Dies ist insofern interessant, als die Simulation der Matrixpotentiale im Boden eine falsche Prozeßannahme der Abflußbildung darstellt. Der gesamte Hang ist erst 100 Minuten nach Beregnungsbeginn laut Simulation gesättigt. Die Abflußbildung des oberirdischen Abflusses ab 15 Minuten nach Beregnungsbeginn wird durch eine gehemmte Infiltration und kann somit als Abflußbildungsmechanismus nach Horton bezeichnet werden. Die Beobachtungen und Messungen des Versuches zeigen aber eindeutig eine Abflußbildung auf Grund von Sättigung der oberen Bodenschichten. Als Folge der geringen Durchlässigkeiten simuliert QSOIL keinen unterirdischen Abfluß. Dies zeigt sich auch im konstanten Druck der Tensiometer und Piezometer nach Beregnungsende, was bedeutet, daß kein Entwässern des Hanges simuliert wird. Somit ist die mikroskalige (Labormethoden, siehe auch Kapitel 8.2) Parameteridentifikation über Bodenproben und Bestimmung des gesättigten Durchlässigkeitsbeiwertes in diesem Fall nicht möglich. Die Durchlässigkeiten der Bodenhorizonte in der Hangskale sind um ein vielfaches größer auf Grund von Makroporen, präferentiellen Fließwegen und Aggregation des Bodens (vgl. auch Tabelle 7-1 und Tabelle 5-2).

Diese Simulation zeigt eindeutig die Gefahr einer Modellierung mit physikalisch basierten Niederschlags-Abfluß Modellen. Es ist mit diesen Modellen, wie gerade diese Simulation zeigt, gut möglich den mittleren Abflußverlauf wiederzugeben. Die dahinter stehenden Prozeßbeschreibungen jedoch nicht zutreffen (BLÖSCHL, 1996: 163). Die Gefahr wird noch größer,

wenn deren Fehlsimulation auf Grund fehlender oder zu wenig Messungen nicht erkannt wird und das Niederschlag-Abflußmodell auf die gemessenen Gebietsabflüsse geeicht wird.

Modellebene II

Mit der Veränderung des gesättigten Durchlässigkeitsbeiwertes aus Ebene I in vertikaler und horizontaler Richtung sollen die ermittelten effektiven Werte aus Tabelle 5-2 und 5-3 realisiert werden. Dadurch ergibt sich folgende Beziehung (Tabelle 7-2):

Tabelle 7-2: Veränderung von k_{sat} beim Standort Wiese

Material	Faktor in horizontaler Richtung	Faktor in vertiakler Richtung
1	18	1
2	132	2,6
3	33	2
4	17	2,6
5	2	1,5

Es zeigt sich darin, daß insbesondere die horizontale Durchlässigkeit im Ah-Horizont sehr stark erhöht werden muß, um den hohen k_{sat} im aggregierte Horizont mit einer hohen effektiven Porosität und einer hohen Makroporosität im Modell nachzubilden.

Die Simulationsergebnisse im Vergleich zu den gemessenen Daten sind in Abbildung 7-3 dargestellt. Zuerst wird zur besseren Orientierung der Aufbau der Abbildung beschrieben.

Die obere Grafik stellt den zeitlichen Verlauf der simulierten(Linie)undgemessenen(Symbole)Abflußkomponentendesoberirdischenundunterirdischen Abflusses gegenüber. Außerdem ist der gemessene und modellierte Niederschlagsinput dargestellt. Die darunter liegende Grafik zeigt anhand einiger ausgewählter Tensiometer und Piezometer (vgl. Abb. A-1 im Anhang) die simulierten und gemessenen Druckveränderungen im Boden. Ein Ausschnitt des Beregnungsbeginns ist unten links zu sehen. Die Abbildung über das Infiltrationsverhalten unten rechts soll den Verlauf des Matrixpotentials in der Vertikalen während verschiedener Zeitpunkte in Bezug zu den simulierten Daten aufzeigen.

Die Simulationen ergeben eine passable Nachbildung des oberirdischen Abflusses. Der unterirdische Abfluß kann noch besser simuliert werden, wenn die horizontale Durchlässigkeit von Material 4 und 5 erhöht wird. Dadurch ist aber der Hangwasserspiegel in einem instationären Zustand, d.h. es kommt ohne den Niederschlagsinput zum Entwässern des gesamten Hanges innerhalb kürzester Zeit. Die Ursache liegt in der Anhebung der Wassergehalt-Durchlässigkeit-Beziehung durch die Faktoren in Tabelle 7-2. Da die erhöhte Durchlässigkeit in Realität durch Makroporen zustande kommt (Kapitel 6.5.2) ist deren Anhebung über den gesamten Wassergehaltsbereich nicht korrekt. Dies zeigt sich auch in der zu schnellen Abnahme der simulierten Matrixpotentiale nach Beregnungsende im Vergleich zu dem gemessenen Werten (besonders Tensiometer). Das Infiltrationsverhalten und der zeitliche Verlauf der Matrixpotentiale werden zu Beginn der Beregnung falsch simuliert. Die schnelle Sättigung des Ah-Horizontes wird richtig wiedergegeben (T8), der gemessene schnelle Druckanstieg von Messpunkten in tieferen Bodenschichten wird zu spät berechnet. Die Ursache

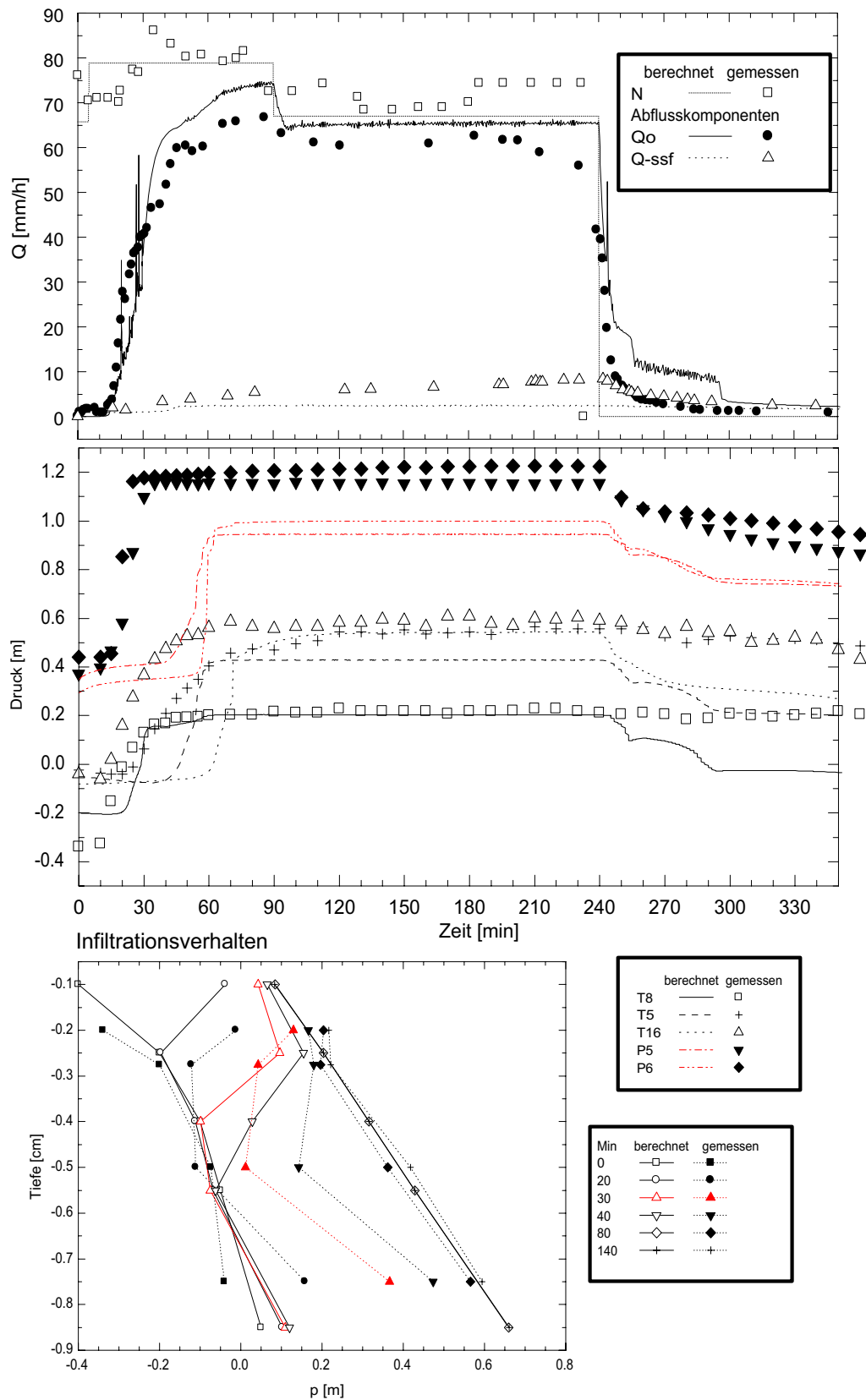


Abbildung 7-3: Simulationsergebnisse QSOIL für Modellebene II im Vergleich zu den Messungen bei Versuch AW3.

liegt in den zu modellierenden Fließwegen. In dieser Informationsebene wird nur Matrixfluß berechnet, dadurch sind Effekte, die durch Makroporenfluß oder präferentielles Fließen auftreten, nicht zu simulieren. Diese zeigen sich aber im Infiltrationsverhalten in den tieferen Bodenschichten. Dort ist simultaner Druckanstieg zu verzeichnen, d.h. es bildet sich keine Feuchtefront während der Infiltration aus, sondern das Wasser gelangt über Makroporen in tiefere Bodenschichten und führt dort zum Anstieg des Matrixpotentials über die gesamte Bodenmächtigkeit.

Zusammenfassend muß diese Informationsebene als unzulänglich für die Simulation der Abflußprozesse an diesem Standort angesehen werden. Die Oberflächenabflußkomponente kann nachgebildet werden, aber erstens läßt deren Modellierung keine Rückschlüsse auf die korrekte Wiedergabe der Abflußprozesse zu, und zweitens kann dies auch mit einfacheren empirischen Modellansätzen verwirklicht werden.

Modellebene III

Mit der in Kapitel 7.1 dargelegten Methode wird eine bimodale Porengrößenverteilung für diesen Standort entwickelt. Dadurch kann zum einen ein erhöhter gesättigter Durchlässigkeitsbeiwert verwendet werden, ohne eine Vergrößerung der Durchlässigkeit der Mikro- und Mesoporen anzunehmen. Dadurch ergibt sich folgende Unterscheidung zu den in Tabelle 7-1 aus den Pedotransferfunktionen bestimmten Wasserspannungskurven und Wassergehalt-Durchlässigkeit-Kurven (Abbildung 7-4).

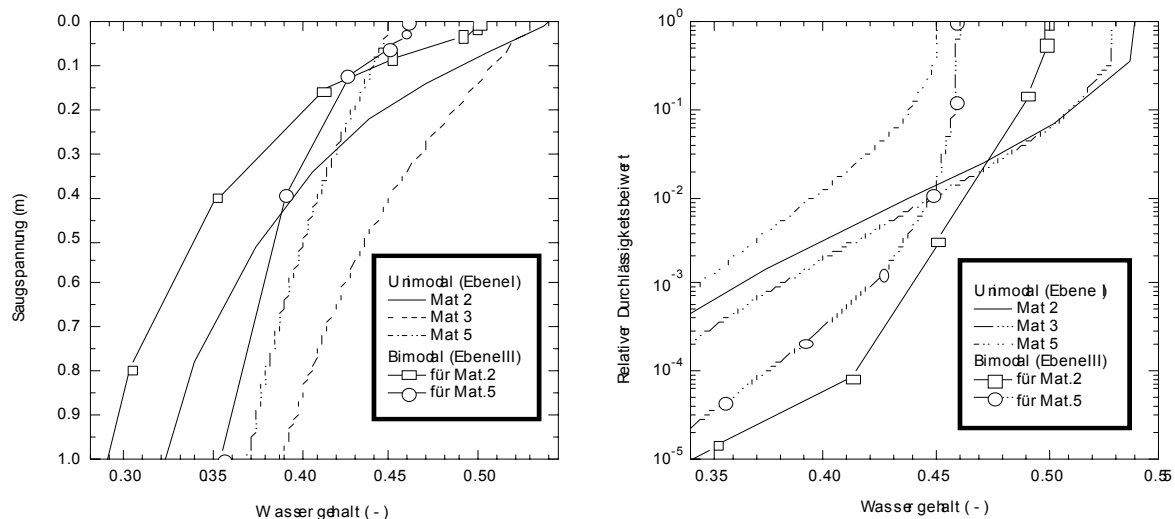


Abbildung 7-4: Wasserspannungskurven und Wassergehalts-Durchlässigkeits-Kurven für unimodale und bimodale Porengrößenverteilungen am Standort Wiese

Die Simulationsergebnisse zeigen keine Verbesserung zu den Ergebnissen aus Modellebene II (Abbildung A-8 im Anhang). Dies erscheint auf den ersten Blick überraschend, jedoch muß festgehalten werden, daß die Simulation mit einer bimodalen Porengrößenverteilung keine *bypass*-Effekte simulieren kann. Deshalb ist dieses für den Standort Wiese typische Fließverhalten nicht auf dieser Ebene nachzubilden. Außerdem kommt es zu einer Erhöhung des ungesättigten Porenraums und somit

zu einer größeren Retentionswirkung des Bodens bei den Simulationen.

Modellebene IV

Aus den Ergebnissen der Tracerversuchsauswertung wird für den gesamten Hang eine vertikale Makroporosität von 0,6% und eine vertikale Makroporengeschwindigkeit von 0,6 cm/s festgelegt. Diese Vereinfachung ist notwendig, da die Ergebnisse für einzelne vertikale Fließwege keinen signifikanten Unterschied für diese beiden Parameter zeigen. Die Berechnung der Interaktionsmatrix wurde mit einem Makroporendurchmesser von 500 µm durchgeführt. Dieser Wert ist nach der Definition für Makroporen zu gering, wurde aber trotzdem verwendet, da er bei der Auswertung der Tracerversuche ermittelt wurde. Die Zusammenstellung der Parameter für QSOIL befindet sich in Tabelle A-1 im Anhang.

Die Simulationsergebnisse zeigen eine Verbesserung der Prozeßmodellierung im Vergleich zu den Ebenen I bis III, eine vollständige Übereinstimmung der berechneten zu den gemessenen Daten konnte aber nicht erreicht werden (Abbildung 7-5). Die Abflußkomponenten werden vom Modell gut wiedergegeben. Der Beginn des ober- und unterirdischen Abflusses stimmt mit dem gemessenen Zeitpunkt sehr gut überein. Der berechnete unterirdische Abfluß steigt auf 4,5 mm/h an, somit liegt er im unteren Bereich für die am Standort Wiese gemessenen Werte. Wie schon im Kapitel 4.2.2 erwähnt entspricht dieser Bereich den natürlichen Bedingungen, da es durch Auswaschungen im Boden zu einer unnatürlichen Erhöhung des unterirdischen Abflusses durch die Beregnungsversuche kam. Der berechnete Anstiegsverlauf des oberirdischen Abflusses ist verzögert. QSOIL simuliert 70% des oberirdischen Abflusses im Ah-Horizont als präferentiellen Fließweg mit einem gesättigten Durchlässigkeitsbeiwert von $1,7 \times 10^{-3}$ m/s. Die restlichen 30 % fließen auf der Oberfläche ab. Diese Aufteilung entspricht etwa dem beobachteten Fließverhalten. Die hohe Dynamik zwischen Abfluß in Röhren, in der Matrix und auf der Oberfläche kann in QSOIL nicht nachgebildet werden.

Der simulierte Druckverlauf an den einzelnen Meßpunkten im Boden reagiert insgesamt verzögert. Insbesondere gilt das für die Tensiometer in den tiefen Bodenschichten (T5 u. T16). Die Sättigung des Ah-Horizontes wird gut simuliert, ebenso die Auffüllung des Makroporensystems, welches mit der Reaktion der Piezometer gleichgesetzt wurde. Das gesamte Infiltrationsverhalten ist in dieser Informationsebene auch nicht nachzubilden. Die gleichzeitige Druckanstieg in allen tieferen Bodenschichten (außer Ah-Horizont) wird in keiner Simulation berechnet. Dieser ist durch eine gleichmäßig hohe Interaktion vom gefüllten Makroporensystem in die Matrix zu erklären. Diese Interaktion ist wie in Kapitel 2.3.5 aufgezeigt nur abhängig vom Druckgradienten zwischen den beiden Systemen. Bei diesen Versuchen scheint die Interaktion mehr den Bodeneigenschaften unterworfen zu sein.

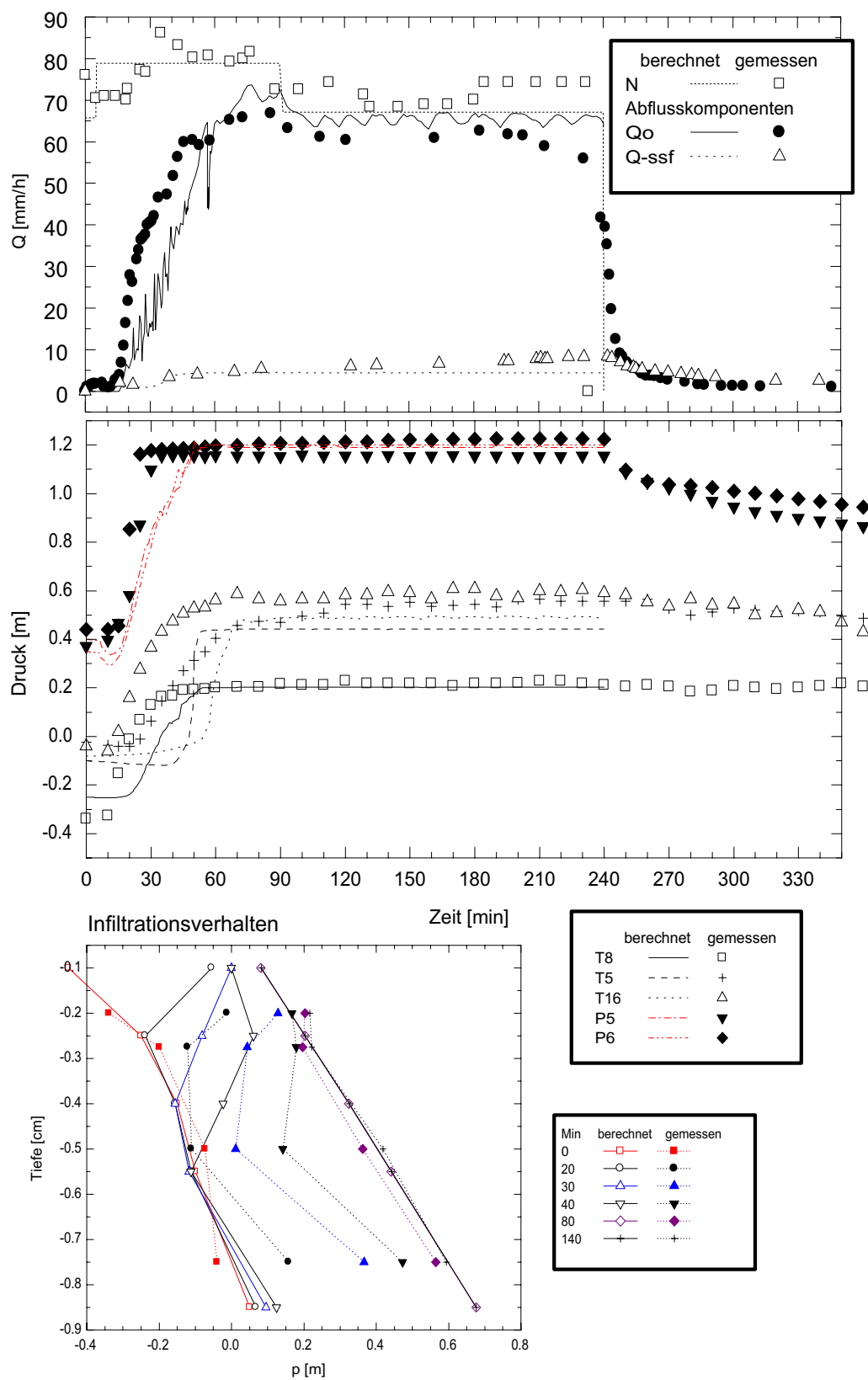


Abbildung 7-5: Simulationsergebnisse QSOIL für Modellebene IV im Vergleich zu den Messungen bei Versuch AW3

7.2.3 Fazit

Die Simulationen der Modellebene I bis III bilden den zeitlichen Verlauf der oberirdischen Abflußkomponente und zum Teil auch der unterirdischen Abflußkomponente gut nach. Das wahre zeitliche und räumliche Verhalten der Matrixpotentiale an den Meßpunkten wird in den Simulationen allerdings nicht wiedergegeben. Dies wird besonders bei der Darstellung des Infiltrationsverhaltens deutlich. Das Modell simuliert eine Feuchtefront, die nach unten wandert. Die gemessenen Daten lassen aber auf *bypass*-Effekte schließen. Zusammenfassend müssen die Ergebnisse der drei ersten Modellebenen als problematisch angesehen werden, weil sie scheinbar richtige Ergebnisse liefern, im Grunde aber die falschen Prozesse nachbilden.

Die Simulationsergebnisse zeigen die Notwendigkeit, den Standort Wiese mit einem *double-porosity* Ansatz zu modellieren. Diese Entscheidung beruht auf den beobachteten und gemessenen *bypass*-Effekten, die bei der Infiltration auftreten: im Ah-Horizont bildet sich zu Beginn des Versuches ein gesättigter Bereich über dem ungesättigten Go-Horizont aus. Dies bedeutet, die Infiltration in die tieferen Bodenschichten findet über Makroporen statt und verursacht so eine Sättigung von unten nach oben. Da dieses Verhalten von der Interaktion zwischen Matrix und Makroporen gesteuert wird, ist deren genaue Bestimmung wichtig. Aufgrund der Inhomogenitäten, die mit Hilfe der Tracerversuche und der Bodenwasserhaushaltsmessungen aufgezeigt wurden, ist es nicht möglich eine für den ganzen Hang gültige Interaktionsmatrix zu erstellen. Daraus resultiert in Modellebene IV eine Anpassung, die die Prozesse richtig beschreibt, aber noch zeitliche Verschiebungen mit den gemessenen Daten aufweist. Eine bessere Anpassung ist nur möglich, wenn noch genauere Informationen über die räumliche Verteilung der unterschiedlichen, in sich homogenen Bereiche vorliegt. Solche Bereiche verlaufen unter Umständen nicht nur horizontparallel.

7.3 Standort Wald

7.3.1 Modellstruktur

Die Vorgehensweise zur Bestimmung der Rand- und Anfangsbedingungen sowie der räumlichen Diskretisierung verläuft analog zum Standort Wiese. Die horizontal unterschiedlichen Bereiche an diesem Standort (Kapitel 6.5.2) erfordern eine Gliederung der Hangparzelle in vertikale und horizontale Bereiche. Dies ist in Abbildung 7-6 mit den zugeordneten Materialien dargestellt. Die Berechnung der Anfangsbedingungen und des zeitlichen Verlaufs der Druckverteilung im Hangsegment ist in Abbildung 7-7 aufgezeigt.

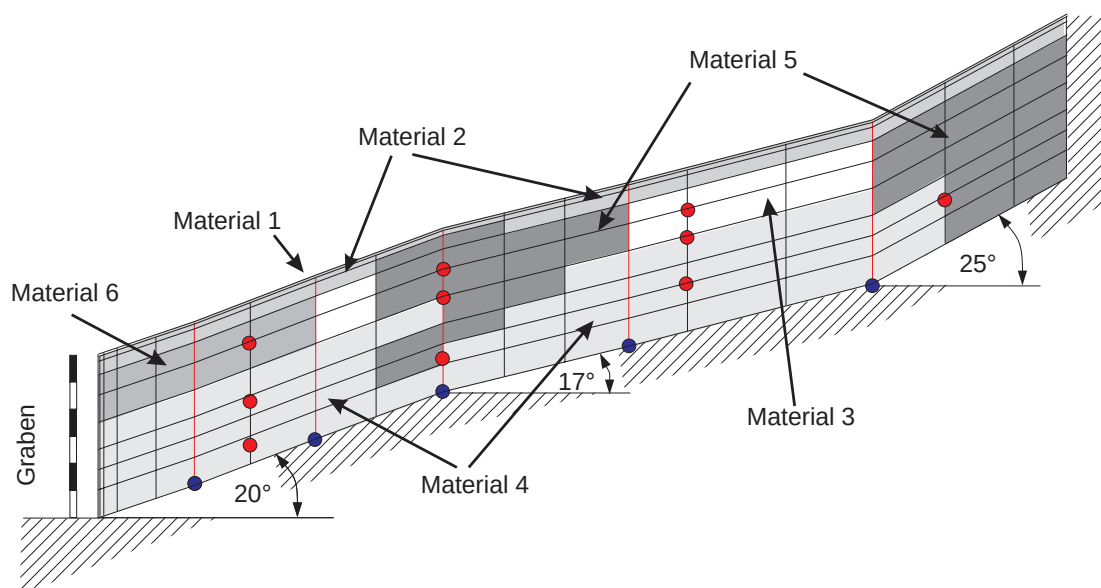


Abbildung 7-6: Materialzuordnung QSOIL für den Standort Wald

Der Hangwasserspiegel liegt im unteren Bereich bei 60 cm unter GOK, steigt im flacheren mittleren Teil auf etwa 40 cm unter GOK an und läuft im ansteigenden oberen Abschnitt fast waagrecht aus. Dieser Verlauf des Hangwasserspiegels läßt nochmals direkte Rückschlüsse auf die in Kapitel 6.5.2 propagierten Fließwege zu. Die Saugspannung steigt im Oberboden auf 60 cm im unteren Hangbereich, auf 40 cm im mittleren Hangbereich an. Diese Zweiteilung kann mit Hilfe von Vegetationsmerkmalen bestärkt werden. Im unteren 'trockeneren' Bereich befindet sich keine Krautschicht, dagegen ist der mittlere Bereich von einer Krautschicht (Kapitel 3.3) bedeckt, die auf eine höhere Bodenfeuchte und hohen Grundwasserstand schließen lassen.

Beim Versuch Wald2, der für die Simulation als Referenz dient, findet 20 Minuten nach Beregnungsbeginn eine Saugspannungsabnahme in den oberen Bodenschichten und eine Anhebung des Hangwasserspiegels im mittleren Hangbereich statt. Nach 40 Minuten ist der Hang außer im Bereich des mittleren Clusters und im oberen Hangbereich gesättigt. Auch 2 Stunden und Beregnung mit 130 mm ist der Druck im Bereich des mittleren Clusters, abgesehen von dem in P6 beobachteten

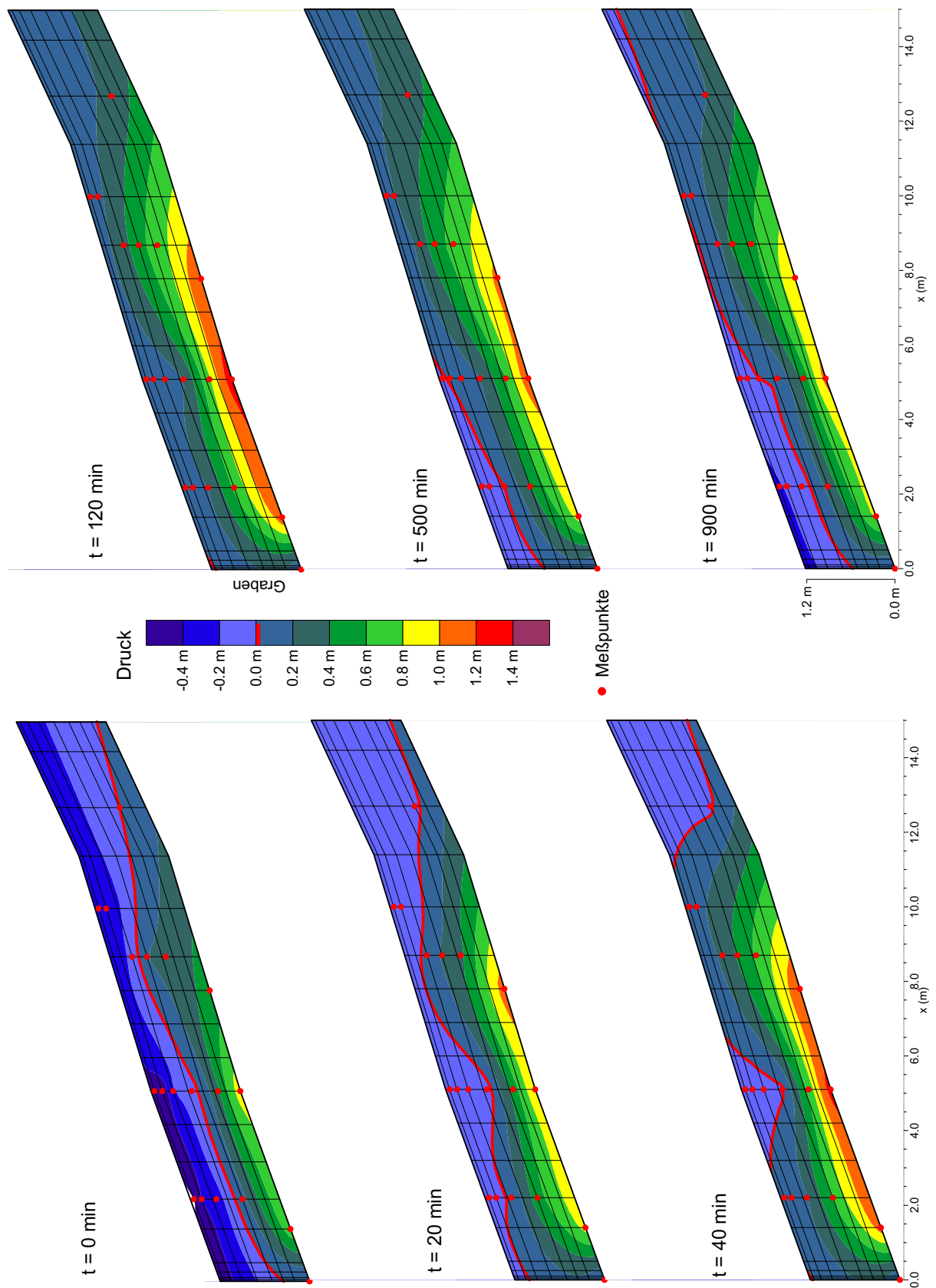


Abbildung 7-7: Interpolierte gemessene Druckverteilungen zu sechs Zeitpunkten beim Versuch Wald2 am Standort Wald.

artesischen Effekt, geringer. Nach Beregnungsende kommt es zuerst bei allen Versuchen im unteren Hangbereich zu einer Entwässerung und damit verbundenen Absenkung des Hangwasserspiegels.

7.3.2 Simulationen

Modellebene I

Für die in Abb. 7-6 definierten Materialien (Ebene I) gelten folgende Merkmale und Parameter (Tabelle 7-3):

Tabelle 7-3: Merkmale der Horizonte / Materialien und deren Parametrisierung für den Standort Wald.

Material	Horizont	Tiefe (m)	n (%)	Sand (%)	Ton (%)	k_{sat} (m/s)	θ_r (-)	λ (-)	h_b (cm)
1	L/Oh	0-0,02	65	40	36	1,88E-05	0,116	0,247	9,41
2	Ah	0,02-0,15	57	20	36	1,32E-06	0,111	0,262	32,1
3	Go	0,15-0,7	53	16	40	3,84E-07	0,113	0,234	49,6
4	Cv	0,5-1,7	44	23	38	7,52E-08	0,103	0,198	72,5
5	Cv	0,15-1,2	44	23	38	7,52E-08	0,103	0,198	72,5
6	Go	0,15-0,7	53	16	40	3,84E-07	0,113	0,234	49,6

Die Simulation bestätigt das aufgrund der geringen Durchlässigkeitsbeiwerte, die für dieses tonig-lehmige Material bestimmt wurden zu erwartende Bild. Nach 5 Minuten beginnt der oberirdische Abfluß; der unterirdische Abfluß ist vernachlässigbar gering (Abbildung A-9 im Anhang). Somit werden weder die Aufteilung der Abflußkomponenten noch deren zeitlicher Verlauf richtig berechnet. Ursache ist die sehr langsame Infiltration. Der Boden im Bereich des Tensiometers T7 mit der zu erwartenden schnellsten Reaktion ist erst nach 120 Minuten gesättigt. In der Simulation wird der oberirdische Abfluß durch den Hortonschen Abflußprozeß gesteuert, was gänzlich dem beobachteten gesättigten Oberflächenabfluß für diesen Standort widerspricht.

Die Simulation zeigt eindrucksvoll die Dominanz von Makro- und Mesoporen an diesem Standort, die mit Hilfe der Pedotransferfunktionen nicht berücksichtigt wird, da die kalkulierten Bodeneigenschaften nur das Mikroporensystem repräsentieren.

Modellebene II

Die effektiven gesättigten Durchlässigkeitsbeiwerte, die in Kapitel 5.4 und 6.5.2 für den Standort Wald für einzelne Fließwege bestimmt wurden, werden durch folgende Multiplikationsfaktoren für die einzelnen Materialien berechnet (Tabelle 7-4). Besonders eine Erhöhung in lateraler Richtung

ist notwendig, um die bestimmte effektive Durchlässigkeit für den unterirdischen Abfluß zu erhalten.

Tabelle 7-4: Veränderung von k_{sat} beim Standort Wald

Material	Faktor in horizontaler Richtung	Faktor in vertiakler Richtung
1	4	10
2	50	7
3	130	26
4	130	130
5	6	6
6	260	26

Die Simulationsergebnisse (Abbildung A-10 im Anhang) zeigen eine insgesamt bessere Übereinstimmung mit den gemessenen Daten als Ebene I. Die Retention des Bodenkörpers ist aber noch immer zu gering, so daß schon nach 10 Minuten der oberirdische Abfluß beginnt. Der unterirdische Abfluß ist trotz der markanten Erhöhung von k_{sat} noch zu gering. Die Matrixpotentiale im Boden steigen fast alle gleichzeitig an, was nicht dem gemessenen Verhalten entspricht. Die berechnete Reaktion der Piezometer entspricht dagegen eher dem gemessenen Verlauf.

Insgesamt kann festgestellt werden, daß die simulierte Retention des Bodens zu gering ist. Das heißt, die Differenz zwischen aktuellem Wassergehalt vor dem Beregnungsversuch und der Porosität ist zu gering. Da dieser Wert von den Wasserspannungskurve abhängt, muß davon ausgegangen werden, daß diese falsch parametrisiert ist. Nach Tabelle 5-4 beträgt das Bodenspeichervolumen für Versuch Wald2 42 mm. In der nach Ebene I bestimmten Wasserspannungskurven in Verbindung mit den Anfangsbedingungen beläuft sich das maximale Bodenspeichervolumen auf 21 mm. Um das gemessenen Retentionsvolumen zu erreichen, berechnet sich eine zusätzliche Porosität im Ah- und Go-Horizont von 4%. Dies entspricht genau der effektiven Porosität, die anhand der Tracerversuche für den Fließweg 2 bestimmt wurde (Kapitel 6.5.2). Die Behebung dieser aufgezeigten Defizite findet in der nächsten Modellebene statt.

Modellebene III

Die Notwendigkeit der Bestimmung einer bimodalen Porengrößenverteilung und der daraus resultierenden Wasserspannungskurve und Wassergehalt-Durchlässigkeit-Beziehung ergibt sich aus der zuvor besprochenen Problematik. Die Grenze zwischen der in Ebene I bestimmten Wasserspannungskurve für den Mikroporenraum und dem effektiven Porenraum, der zum Teil dem Meso- und Makroporenraum entspricht, liegt bei einer Saugspannung von 10 bis 20 cm und einem Wassergehalt, der sich aus der Porosität minus der effektiven Porosität (4%) errechnet. Die Datengrundlage dazu wurde mit den Tracerversuchen geschaffen. Die effektive Porosität wird als zweiter Peak der Porengrößenverteilung betrachtet, der mittlere Porendurchmesser wird verwendet, um den Saugspannungsbereich zu berechnen. Die Erhöhung des gesättigten Durchlässigkeitsbeiwerts von Ebene II wird in die $k(\theta)$ -Funktion implementiert. Daraus ergeben sich die Beziehungen in Abbildung 7-8.

Die Modellierung mit diesen Parametern zeigt die Notwendigkeit dieser Modellebene auf. In Abbildung 7-9 werden die berechneten und gemessenen Werte verglichen. Insgesamt ist eine sehr

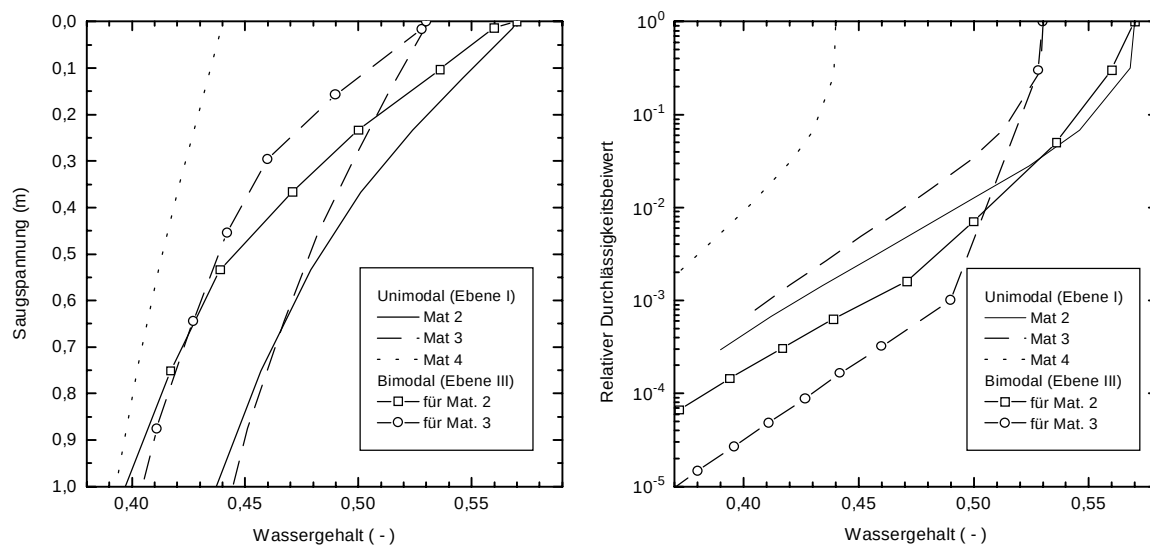


Abbildung 7-8: Wasserspannungskurven und Wassergehalt-Durchlässigkeits-Kurven für unimodale und bimodale Porengrößenverteilung am Standort Wald.

gute Übereinstimmung der simulierten Daten mit den gemessenen festzustellen. Der unterirdische Abfluß wird sehr gut wiedergegeben, der oberirdische Abfluß noch überschätzt. Der Grund dafür sind die beobachteten Verluste unter stationären Bedingungen (Abbildung 5-4). Wird der oberirdische Abfluß um diese verringert, ist eine gute Übereinstimmung festzustellen. Die Rezessionsäste des ober- und unterirdischen Abflusses nach Beregnungsende werden gut modelliert. Für die oberirdische Abflußkomponente zeigt sich, daß die gemessene Rezession nur durch mehrere Einzellinearspeicher beschrieben werden kann (Tabelle 5-1). Der simulierte Oberflächenabfluß bildet aber nur das Auslaufverhalten eines Einzellinearspeicher nach. Grund ist der Modellierungsansatz der kinematischen Welle eines einzigen Systems. Somit muß festgestellt werden, daß wahrscheinlich durch Exfiltration von lateral fließenden Bodenwasser der langsamere abfallende oberirdische Abfluß unter natürlichen Bedingungen zustande kommt, dieses Verhalten in QSOIL aber nicht implementiert werden kann.

Der Vergleich der Matrixpotentiale an den einzelnen Meßpunkten zeigt auch eine gute Übereinstimmung der Simulation mit den Messungen. Der Druckanstieg der schnell reagierenden Tensiometer (T2, T4, T7) wird nur gering verzögert berechnet. Der Anstieg der langsam reagierenden (T9, T4) gut wiedergegeben. Weniger gut ist der simulierte Druckabfall der Tensiometer T2 und T5 im unteren Hangbereich nach Beregnungsende zu beurteilen. Der simulierte Verlauf ist durch den ebenfalls berechneten Abfall von P4 begründet, dessen Übereinstimmung sehr gut ist. Es stellt sich somit die Frage, ob die gemessenen Werte dieser Tensiometer noch eine andere Fließkomponente im heterogenen Umfeld messen, die nicht in QSOIL nachgebildet wird, oder ob die Messungen der Tensiometer in dieser Situation eine starke zeitliche Verzögerung zeigen?

Der simulierte zeitliche Druckverlauf der Piezometer stimmt mit dem der Messungen überein. Der artesische Effekt von P6 wird sehr gut nachgebildet, ebenfalls die schnelle Reaktion aller Piezometer und das Verhalten nach Beregnungsende.

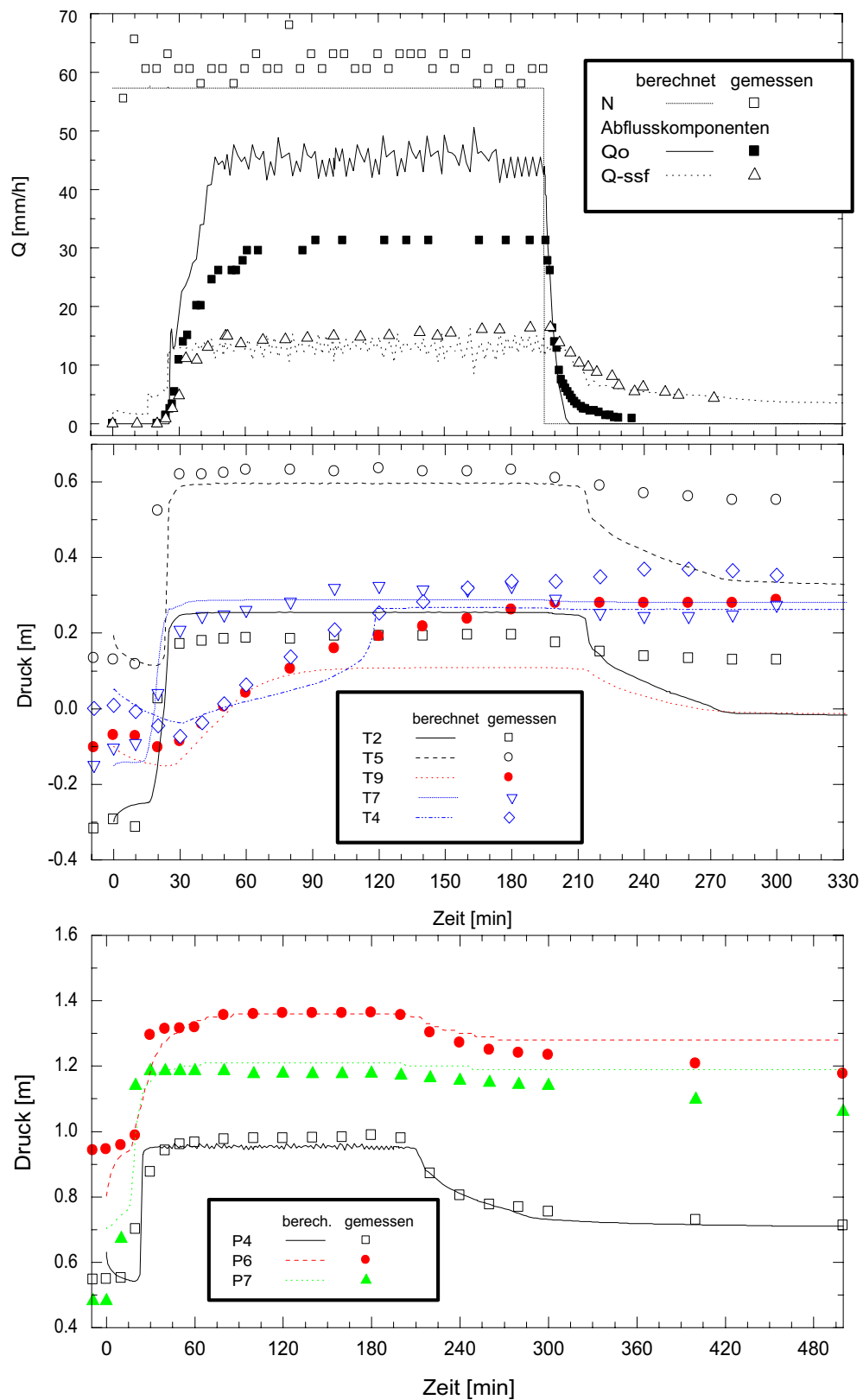


Abbildung 7-9: Simulationsergebnisse QSOIL für Modellebene III im Vergleich zu den Messungen bei Versuch Wald2

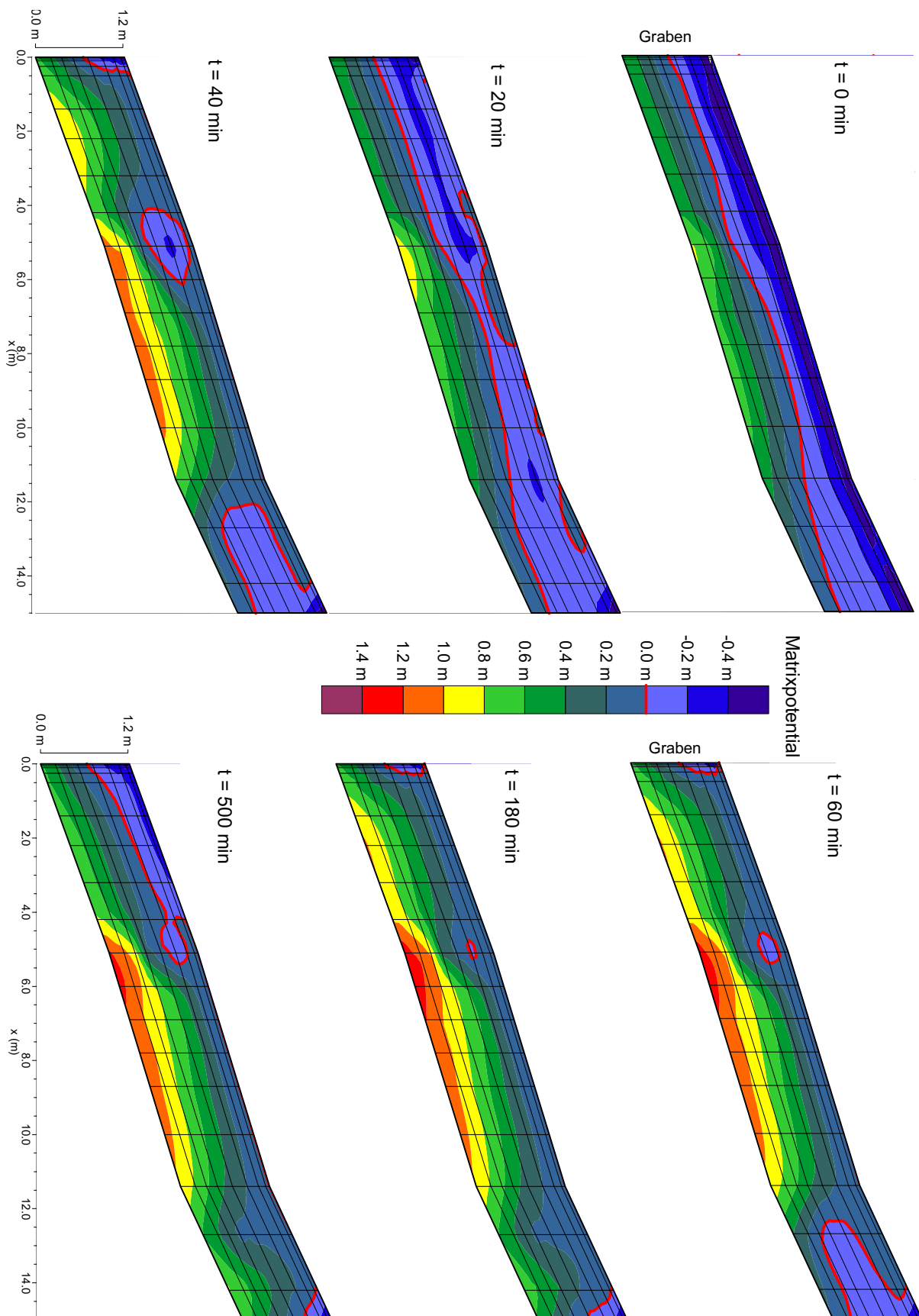


Abbildung 7-10: Simulationsergebnisse QSOIL für Modellebene III als Druckverteilung zu sechs Zeitpunkten

Zusammenfassend kann diese Simulation als sehr gut bewertet werden. Dies zeigt sich auch in der räumlichen Verteilung der Matrixpotentiale des Hangsegments (Abb. 7-10). Die Übereinstimmung ist überraschend, da das Modell nicht kalibriert wurde. Die Parameterbestimmung in dieser Informationsebene für QSOIL an diesem Standort mit Hilfe der Beregnungsversuche und Tracerversuche kann als erfolgreich angesehen werden.

Modellebene IV

Die Integration der Datengrundlage für den Standort Wald in diese Informationsebene ist mit einigen Schwierigkeiten verbunden. Das bestimmte Makroporenvolumen von 4% in Verbindung mit dem geringen Durchmesser der Makroporen (Mesoporen) von 60 μm läßt sich in QSOIL nicht als *double porosity* Ansatz verwirklichen. In diesem beschriebenen Mesoporenraum kann nicht davon ausgegangen werden, daß die Fließbewegung mit der kinematischen Welle modelliert werden kann, wie es in QSOIL für den zweiten Porenraum vorgesehen ist, weil die Poren einen zu geringen Durchmesser besitzen. Außerdem zeigt die Interaktionsmatrix zwischen Makroporen und Bodenmatrix, die sich aus diesen Werten berechnen läßt, einen sehr großen maximalen Interaktionsfluß von etwa 2000 mm/h/m³. Dieser Wert ist um ein vielfaches größer als die Beregnungsintensität während den Versuchen. Eine hydraulische Abtrennung der beiden Porensysteme ist unter diesen Bedingungen also nicht mehr vorhanden. Somit ist ein Ansatz nach dem *double-porosity*-Prinzip nicht notwendig, da damit modellierbare besondere Effekte wie *bypass flow* unter diesen Voraussetzungen nicht mehr stattfinden. Werden dennoch mit diesem Parametersatz Simulationen berechnet, ergibt sich ein hoher Berechnungsfehler.

Daraus läßt sich schließen, daß ein Boden mit hohem Mesoporenanteil, wie er am Standort Wald zu finden ist, nicht mit einem *double porosity* Ansatz modelliert werden muß, sondern die Verwendung einer bimodalen Porengrößenverteilung (Ebene III) zu bevorzugen ist.

7.3.3 Fazit

Es erscheint auf den ersten Blick überraschend, daß Modellebene III die besten Resultate liefert. Der Grund liegt zum einen in der Möglichkeit, mit einer bimodalen Porengrößenverteilung die Fließwege in den Mesoporen, die sich als dominierend im Wald herausgestellt haben, sehr gut beschreiben zu können ohne eine zu hohe Durchlässigkeit in allen Porenklassen (wie bei Ebene II) anzunehmen. Die Methode, den Waldboden mit einer kontinuierlichen Porengrößenverteilung, wie sie eine bimodale Verteilung im Gegensatz zum *double porosity* Ansatz darstellt, zu beschreiben, verbessert die Modellierungsergebnisse um ein Vielfaches. Diese Theorie ist auch in WILSON et al. (1990: 120) bewiesen. Da es an diesem Standort möglich war, Informationen über unterschiedliche homogene Teilbereiche aus den Tracerversuchen und Bodenwasserhaushaltsmessungen zu erhalten, entsprechen die auf dieser Datengrundlage durchgeführten Simulationen in hohem Maße den gemessenen Daten

in ihrer zeitlichen und räumlichen Verteilung.

Die Modellierung der Wasserbewegung im Boden mittels einer sukzessive verbesserten Datengrundlage in Form von Informationsebenen stellt eine vielversprechende Methode dar, das Abflußbildungsverhalten an einem Hang zu erfassen. Die Ergebnisse unterstreichen die Relevanz differenzierter Porenräume und somit der im Modell angenommenen Porengrößenverteilung bei der Beschreibung der Bodeneigenschaften. In dieser Hinsicht bilden die hier gewonnenen Erkenntnisse die Basis zu einer Diskussion bezüglich verschiedener Modellstrukturen und ihrer sinnvollen Anwendung in Kapitel 8.

8

Diskussion und Schlußfolgerung

8.1 Beregnungsversuche

Die Auswertung der durchgeführten Beregnungsversuche für die Standorte Wiese und Wald bekräftigt einige wichtige Vorstellungen, die über die Abflußbildung und ober- und unterirdische Abflußkomponenten im Bereich der Abflußprozeßforschung diskutiert werden. Andererseits werfen diese Experimente wieder neue Fragen auf, die noch weitere intensive Forschung auf diesem Gebiet notwendig erscheinen lassen. Es muß an dieser Stelle nochmals erwähnt werden, daß die Ergebnisse nur für Starkniederschlagsbedingungen gelten können und deren Interpretation nicht allgemein auf geringere Niederschlagsintensitäten übertragen werden darf.

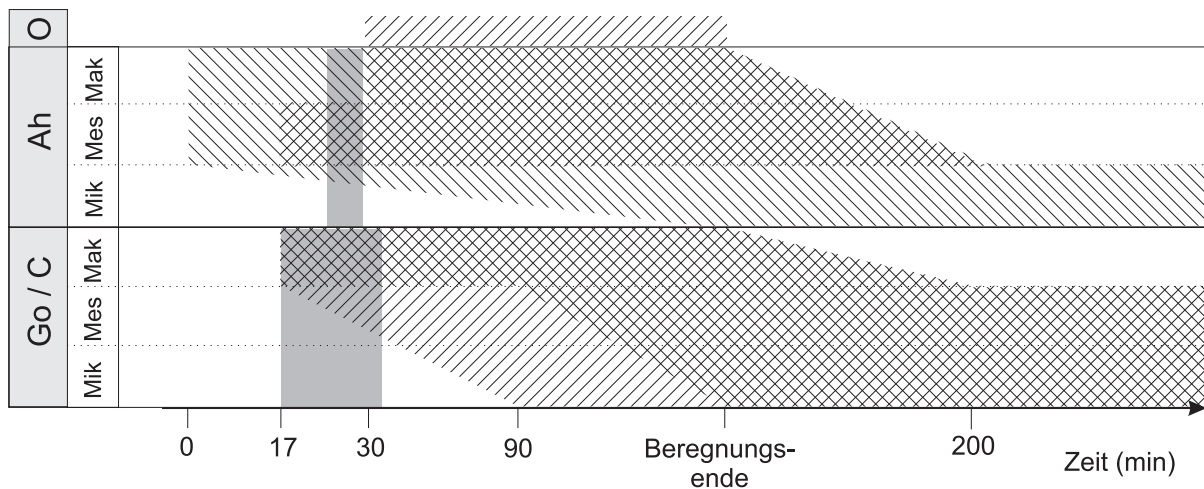
Grundsätzlich ergibt sich durch die Einteilung des Porenraums eines natürlichen Bodens in verschiedene Bereiche, die für Abflußbildungsprozesse relevant sind, die Frage, wie die hydraulischen Bedingungen in diesen Porenbereichen gemessen werden können. Die Ergebnisse der Beregnungsversuche dieser Untersuchung zeigen, daß die Messungen des Wasserdrucks und der Saugspannung mit Tensiometern und Piezometern unterschiedliche Resultate liefern. Die Piezometer reagieren auf ein simuliertes Niederschlagsereignis schneller mit einem Druckanstieg als die Tensiometer. Bei den gemessenen natürlichen Ereignissen, die sich über einen viel längeren Zeitraum hinweg abspielten, war dagegen eine parallele Reaktionsweise zu beobachten. Es stellt sich somit die Frage, ob die Piezometer eher den Kapillardruck in den Makroporen messen und die Tensiometer das Matrixpotential in den Meso- und Mikroporen, oder ob keiner der beiden Meßmethoden das Erfassen einer bestimmten Porenklasse zuzuordnen ist? Für die erste Theorie spricht das Verhalten der Messungen bei natürlichen Niederschlagsereignissen im Vergleich zu den simulierten Starkniederschlägen, da bei geringeren Intensitäten ein Ausgleich zwischen dem Druck in den Makroporen und der Bodenmatrix aufgrund der längeren Zeitdauer des Niederschlagsereignisses stattfinden kann, wodurch es zur parallelen Reaktion der Piezometer und Tensiometer kommt. Bei hohen Intensitäten ist dieser Ausgleich einer zeitlichen Verzögerung unterworfen, die sich in der langsameren Reaktion der Tensiometer äußert. Die zweite Annahme wird durch die Ergebnisse der Beregnungsversuche am Standort Wald untermauert. Dort ist keine systematische Zuordnung der Tensiometer oder Piezometer möglich. Es zeigen sich einfach Meßpunkte, die unterschiedlich schnell reagieren. Die dort beobachtete Dominanz der Mesoporen könnte eine distinkte Reaktion der Piezometer auf das Makroporensystem unterbinden. Die Ergebnisse im Wald könnten aber auch ein Indiz dafür sein, daß es nicht möglich ist die Messungen einem Porensystem zuzuordnen.

Ein wichtiges Ziel dieser Arbeit ist die Identifikation der Abflußprozesse mit Hilfe der Beregnungsversuche und der gleichzeitig durchgeführten Tracerversuche. Aus den Auswertungen der Beregnungs- und Tracerversuche und der Simulationen mit QSOIL wird ein Konzeptmodell entwickelt (Abb. 8-1 und 8-2), das zum einen die dominierenden lateralen und vertikalen Fließwege beschreibt und zum anderen die Abflußprozesse aufzeigt. Die Fließwege werden nach ihrem zeitlichen und räumlichen Auftreten in die drei Porenklassen Mikro-, Meso- und Makroporen unterteilt. Eine Unterteilung in zwei Bereiche (Makroporen und Bodenmatrix) ist in Bezug auf Modelle mit einem *double-porosity*-Ansatz naheliegender, jedoch zeigt sich in den Untersuchungen, daß die Abgrenzung eines räumlich definierten Makroporenraums nicht immer möglich ist und die Dominanz von Fließwegen nicht nur auf zwei Porenräume beschränkt werden kann. Als oberste Stufe der Unterteilung der Fließwege steht deren Bewegungsrichtung in eine laterale und vertikale Komponente. Für die identifizierten Abflußbildungsprozesse gilt die gleiche zeitliche und räumliche Aufteilung wie für die Fließwege, die vertikale Richtung beschreibt die Infiltrationsprozesse, die laterale die Abflußkomponenten. Es zeigt sich, daß die Abflußbildungsprozesse nicht logisch strukturiert sind. Den oberirdischen Abflußkomponenten liegen mehrere Prozeßvorstellungen zu Grunde. Die unterirdischen Abflußkomponenten werden nicht in gleichem Maße strukturiert. Deren Unterscheidung beruht bislang auf unterschiedlichen Modellvorstellungen, nicht aber unterschiedlichen Abflußbildungsprozessen. Die Beschreibung der Fließwege ist logischer und bietet die Möglichkeit Fragestellungen, die in Zusammenhang mit Verweilzeiten und natürlichen Tracern stehen, einfacher zu beantworten.

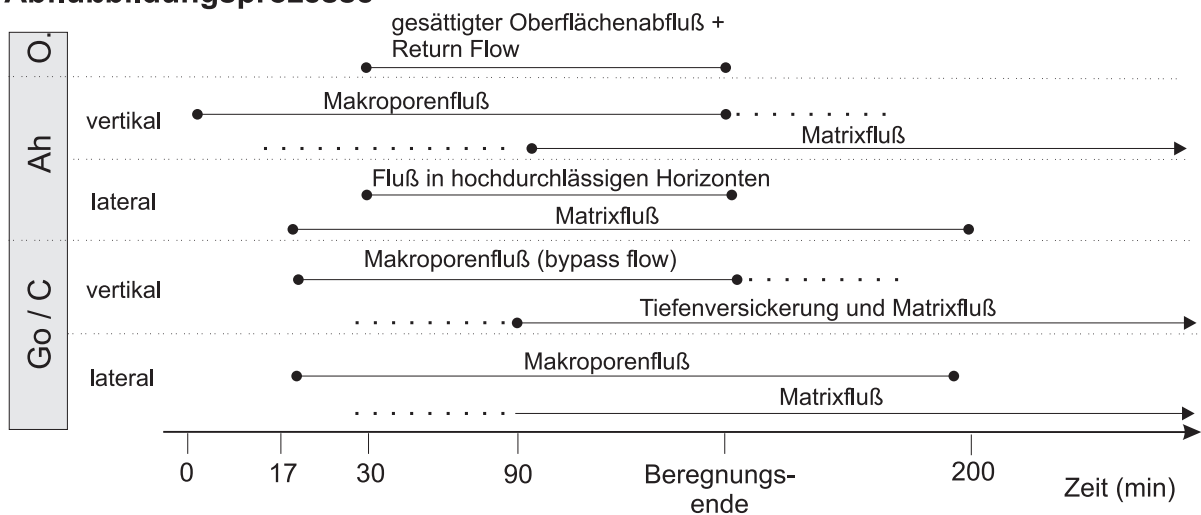
Ein Konzeptmodell für die Abflußbildungsprozesse ist in Abbildung 8-1 für den Standort Wiese realisiert. Die räumliche Unterteilung bezieht sich auf die Bodenhorizonte Ah (obere, 25 cm mächtige aggregierte Bodenschicht) und Go/C (tiefere, tonig-dichte Bodenschicht) und die Oberflächen (O), die an diesem Standort als entscheidende vertikale Differenzierung in Bezug auf die Abflußbildung beobachtet wurden.

Nach Beregnungsbeginn erfolgt die Infiltration über Meso- und Makroporen im Ah-Horizont, der nach 17 Minuten fast vollständig gesättigt ist. Es beginnt lateraler Abfluß über dem stauenden Go-Horizont, zuerst in Mesoporen, später in Makroporen bzw. Pipes (Return Flow beginnt immer später als oberirdischer Abfluß, der in der Oberflächenabflußrinne gemessen wird, meist 30 bis 45 Minuten nach Beregnungsbeginn). Gleichzeitig beginnt die Auffüllung des Makroporenraumes in tieferen Horizonten (Go/C) über Interaktion der Matrix des gesättigten Ah-Horizontes in die Makroporen. Bis 1,5 Stunden nach Beregnungsbeginn dauert die Interaktion zwischen gefüllten Makroporen und Matrix in den tiefen Bodenhorizonten, bis ein vollständiger Druckausgleich hergestellt ist. Nach 15-30 Minuten beginnt die markante Zunahme des unterirdischen Abflusses, nachdem der gesamte Hang gesättigt ist, aber noch kein Druckausgleich zwischen Makroporen und Matrix stattgefunden hat. Eine weitere Zunahme des unterirdischen Abflusses während des Versuches ist durch die Auswaschung der Makroporenfließwege zwischen Ah und Graben bedingt.

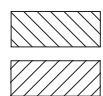
dominierende Fließwege



Abflußbildungsprozesse



dominierende Fließwege



vertikal

lateral



Zeitpunkt der Sättigung des Bereiches

Abflußbildungsprozesse

• — • Dominierend

... .. untergeordnet

Abbildung 8-1: Konzeptmodell für den Standort Wiese, das die dominierenden Fließwege in den Makroporen (Mak), Mesoporen (Mes) und Mikroporen (Mik) und die Abflußbildungsprozesse veranschaulicht

Bis 200 Minuten nach Beregnungsende erfolgt die Entwässerung des Ah-Horizontes über Makro- und Mesoporen. Danach findet nur noch Perkolation über Meso- und Mikroporen vom Ah in tiefere Bereiche und Evapotranspiration statt. Etwa 60 Stunden nach Beregnungsende haben die Piezometer das Niveau vor Beregnungsbeginn erreicht. Dies geschieht durch eine langsame

laterale Entwässerung des Hanges über Mesoporen. Dieser laterale Fluß hat Einfluß auf die Rezession des Abflusses aus dem Einzugsgebiet. Wichtig sind Informationen darüber, wie die Hänge mit dem Vorfluter in Verbindung stehen.

Die beschriebenen Prozesse wurden ebenfalls bei natürlichen Niederschlagsereignissen beobachtet (13-17.9.96). Die Datenaufzeichnung der Tensiometer und Piezometer und Geländebeobachtungen zeigten ebenso Abflüsse im Ah-Horizont und im Graben, wie Return Flow an einigen Stellen in der Umgebung der Hangparzelle Wiese.

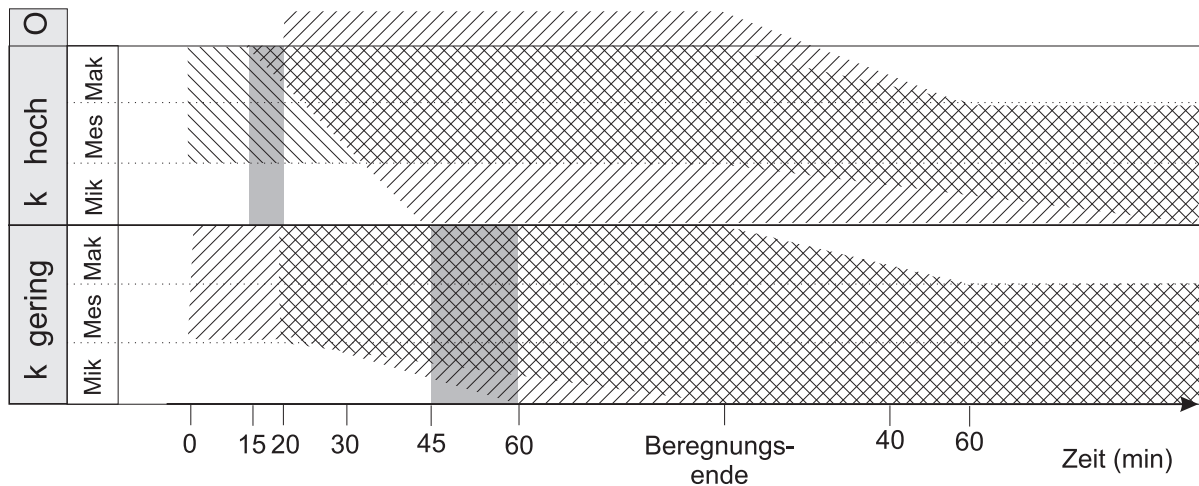
Das Konzeptmodell für den Standort Wald ist in vergleichbarer Weise in Abbildung 8-2 realisiert. Die räumliche Unterteilung bezieht sich auf Bereiche, für die ein hoher effektiver Durchlässigkeitsbeiwert bestimmt wurde (k hoch) und auf solche, mit einem niedrigen effektiven Durchlässigkeitsbeiwert (k gering). Diese Bereiche sind nicht vertikal an die Bodenhorizonte wie am Standort Wiese gebunden, sondern an verschiedenen Stellen innerhalb der Hangparzelle zu finden (siehe Abb. 6-8).

Nach Beregnungsbeginn findet die Infiltration über Meso- und Makroporen in tiefere Bodenschichten statt. In gut durchlässigen Bereichen ist eine hohe Interaktion der Makroporen mit der Matrix festzustellen, was zu deren schneller Sättigung führt. Dagegen verläuft die Zunahme der Matrixpotentials in den undurchlässigeren Bereichen viel langsamer. Nach 20 Minuten beginnt der oberirdische Abfluß, gleichzeitig ist ein großer Bereich des Plots gesättigt. Der oberirdische Abfluß nimmt zusammen mit dem Sättigungsgrad der undurchlässigeren Bereiche zu. 60 Minuten nach Beregnungsbeginn ist dieser konstant. Der unterirdische Abfluß nimmt in gleichem Maße wie der oberirdische Abfluß zu. Etwa 30 % des unterirdischen Abflusses stammen aus lateralen Fließwegen der Mesoporen und 70 % aus vertikalen und schrägen Makroporen, die von der Oberfläche her in den Graben reichen.

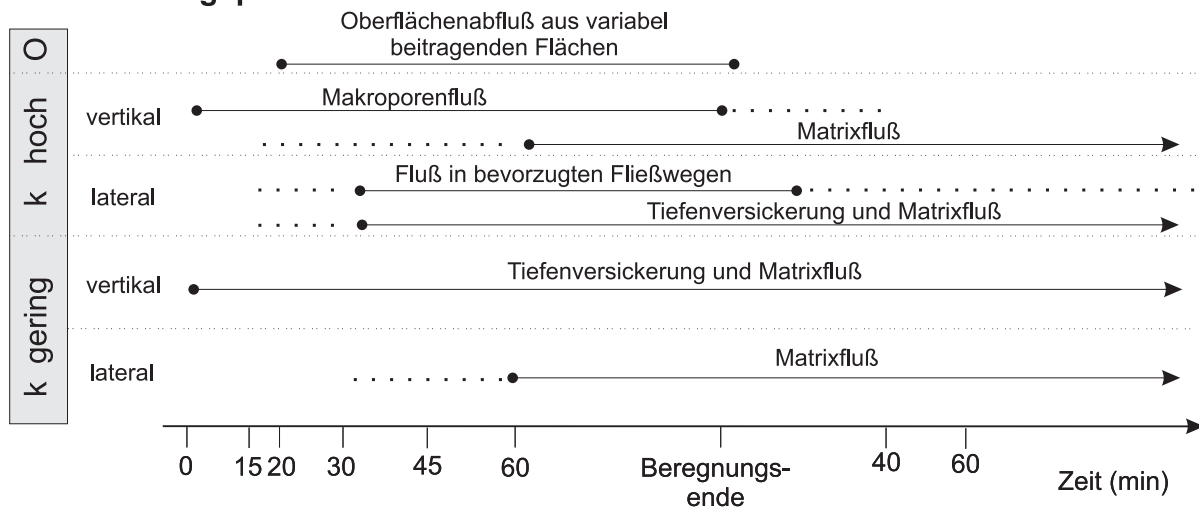
Nach Beregnungsende kommt es zur schnellen Abnahme des Oberflächenabflusses. Gleichzeitig nimmt der Anteil des Makroporenflusses am unterirdischen Abfluß ab. Bis 36 Stunden nach Beregnungsende erfolgt eine weitere Abnahme des unterirdischen Abflusses aufgrund einer langsamen lateralen Entwässerung über Mesoporen. Gleichzeitig kommt es zur Perkolation über Mesoporen und dadurch zur Abnahme des Matrixpotentials in den oberen Bodenschichten und anschließend in den tieferen Bodenschichten.

Die Unterteilung der Abflußprozesse in dominierende Fließwege ist sinnvoll und logisch. Dadurch können auf der einen Seite Aussagen über die Fließvorgänge gemacht werden und auf der anderen Seite kann der Stofftransport detaillierter beschrieben werden. Der Grund liegt darin, daß für eine Betrachtung des Stofftransportes nach Mechanismen und nicht nach Prozessen gesucht wird. Die Vielfalt der Erklärungsmodelle für bestimmte Phänomene der Abflußprozesse mit einer teils verweilzeitenorientierten und teils prozeßorientierten Betrachtungsweise ist sicher nicht förderlich, um eine Struktur und Vergleichbarkeit der Prozesse zu erreichen.

dominierende Fließwege



Abflußbildungsprozesse



dominierende Fließwege

vertikal

lateral



Zeitpunkt der Sättigung des Bereiches

Abflußbildungsprozesse

dominierend

untergeordnet

Abbildung 8-2: Konzeptmodell für den Standort Wald, das die dominierenden Fließwege in den Makroporen (Mak), Mesoporen (Mes) und Mikroporen (Mik) und die Abflußbildungsprozesse veranschaulicht

8.2 Tracerversuche

Die Anwendung von künstlichen Markierstoffen (Tracern) bei Beregnungsversuchen an Hängen mit dem Ziel, die Abflußprozesse besser zu identifizieren und Parameter für das Fließmodell QSOIL zu extrahieren, hat im Verlauf der Arbeit folgende Fragen aufgeworfen:

- a) Welche Transportmodelle erlauben eine Identifikation der Abflußprozesse und inwiefern liefern diese Transportmodelle Aussagen, die im Hinblick auf eine Parameterbestimmung für das Fließmodell QSOIL verwendbar sind?
- b) Wie kann die Problematik bei Transportmodellen gelöst werden, daß eine Tracerdurchgangskurve von mehreren Modellen beschrieben werden kann?
- c) Wie kann ein für die Versuchsparzelle effektiver Transportparameter in mikroskalige¹ Fließparameter disaggregiert werden?
- d) Sind die Transportmodelle, deren physikalische Modellgrundlagen im Labor unter bestimmten Randbedingungen entwickelt wurden, für die hydraulischen Gegebenheiten der Abflußprozesse bei Starkniederschlagsereignissen gültig?
- e) Wie müssen Tracereinspeise- und Entnahmetechniken aussehen, mit denen die Abflußbildung im Hinblick auf Fließwege untersucht werden sollen, um deren Vielfalt besser differenzieren zu können?

Die Untersuchungen haben diese Fragen zum Teil beantwortet, jedoch sind noch einige Fragen offen und bedürfen einer zukünftigen Klärung.

- a) Grundsätzlich sind Transportmodelle nicht entwickelt worden, um Aussagen über Strömungsmechanismen zu erhalten. Dies zeigt der bei fast allen Transportmodellen verwendete Dispersionskoeffizient. Dieser faßt alle Geschwindigkeitsunterschiede zusammen, die sich auf Grund mikroskaliger Strömungsmechanismen ergeben. Die Fließgeschwindigkeit wird als ein mittlerer effektiver Wert angegeben. Eine differenziertere Betrachtung bieten Transportmodelle, die wie das Fließmodell QSOIL von einem *double-porosity*-Ansatz ausgehen, um den Stofftransport zu beschreiben (SFDM, MIM). Deshalb werden solche Modelle in dieser Arbeit verstärkt verwendet. Die ermittelte Geschwindigkeit im mobilen Porenraum kann mit gewissen Einschränkungen in die Fließgeschwindigkeit in den Makroporen von QSOIL übertragen werden. Ähnlich kann mit Transfer-Funktions-Modellen,

1

Mikroskale betrifft denjenigen Raumbereich, in dem die Bedingungen für die Anwendung der elementaren Grundgleichungen der Kontinuumsmechanik, Hydro- und Thermodynamik zur Beschreibung der ablaufenden hydrologischen Prozesse angemessen erfüllt sind (BECKER, 1992: 18) und umfaßt in diesem Zusammenhang keine Größenordnung. Die Versuchsparzelle entspricht nach dieser Definition nicht der Mikroskale, da eine ausreichende interne Homogenität des betrachteten Systems (BECKER, 1990: 20) nicht mehr gegeben ist.

die einen stochastisch konvektiven Transportprozeß annehmen, ein Bezug zu den Fließgeschwindigkeiten in den Makroporen hergestellt werden, wenn der erste Peak der TDK mit dem Stofftransport in den Makroporen gleichgesetzt wird. Einen Schritt weiter gehen *multi-domain*-Modelle (DURNER, 1995 und GWO, 1996), die die Porengrößenverteilung in viele Porenbereiche unterteilen und die Geschwindigkeiten über die Wasserspannungs-Durchlässigkeitsfunktion für die einzelnen Bereiche ermitteln. Dadurch wird ein enger Zusammenhang zwischen den Parametern des Transportmodells und den Parametern für die Richards-Gleichung geschaffen. Ein Problem bei diesen Modellen ist der nicht simulierbare *bypass*-Effekt, der mit QSOIL modelliert werden kann. Zusammenfassend müssen vor einer Modellierung des Stofftransportes und der Fließprozesse im Boden folgende Überlegungen angestellt werden (Abbildung 8-3):

- ▶ Kann der Boden mit einer unimodalen Porengrößenverteilung beschrieben werden oder sind sehr geringe Geschwindigkeiten zu erwarten, wodurch die Wahrscheinlichkeit lateraler Mischungsvorgänge groß ist, dann kann der Stofftransport mit dem Konvektions-Dispersions-Modell und die Fließprozesse mit der Richards-Gleichung beschrieben werden.
- ▶ Können ein distinkter Makroporenraum und eine Bodenmatrix unterschieden werden, wobei die Bodenmatrix eine geringe Durchlässigkeit besitzt, dann führt ein kinetisches Transportmodell (SFDM, MIM) und der *double-porosity*-Ansatz von QSOIL zu den besten Modellierungsergebnissen. Dieses Verhalten zeigt sich am Standort Wiese.
- ▶ Kann der Boden mit einer bimodalen Porengrößenverteilung beschrieben werden oder sind aufgrund der Heterogenität des Bodens unterschiedlich durchlässige Bereiche vorhanden, dann bietet ein stochastisch-konvektives Transportmodell oder *multi-domain*-Modell und die Richards-Gleichung in Verbindung mit einer bimodalen Wasserspannungsfunktion die besten Ergebnisse. Dieses Verhalten zeigt sich am Standort Wald.

Die Transportmodelle, die sich zur Identifizierung von Abflußprozessen eignen, sind eng mit der oben dargelegten Porengrößenverteilung und der Dynamik des Prozesses verbunden. Für die unterirdischen Abflußprozesse gilt die Auswahl aufgrund der Bodenbeschaffenheit. Die oberirdischen Prozesse sind infolge ihrer hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität nur schwer in die vorhandenen Transportmodelle einzuordnen. Eine ausführliche Diskussion ist in Antwort d) zu finden.

- b) Die eindeutige Entscheidung für ein Transportmodell zur Beschreibung der verschiedenen Tracerdurchgangskurven (Kap. 6.3) ist problematisch, weil die meisten Transportmodelle eine TDK gut nachbilden können. Es besteht das grundsätzliche Problem, daß sich verschiedene Prozesse in der TDK überlagern, jedes Transportmodell jedoch einen bestimmten Prozeß simuliert. Abhilfe ist nur möglich, wenn es gelingt, die TDK für einzelne Prozesse separat zu ermitteln und zwei weitere Punkte zu beachten:

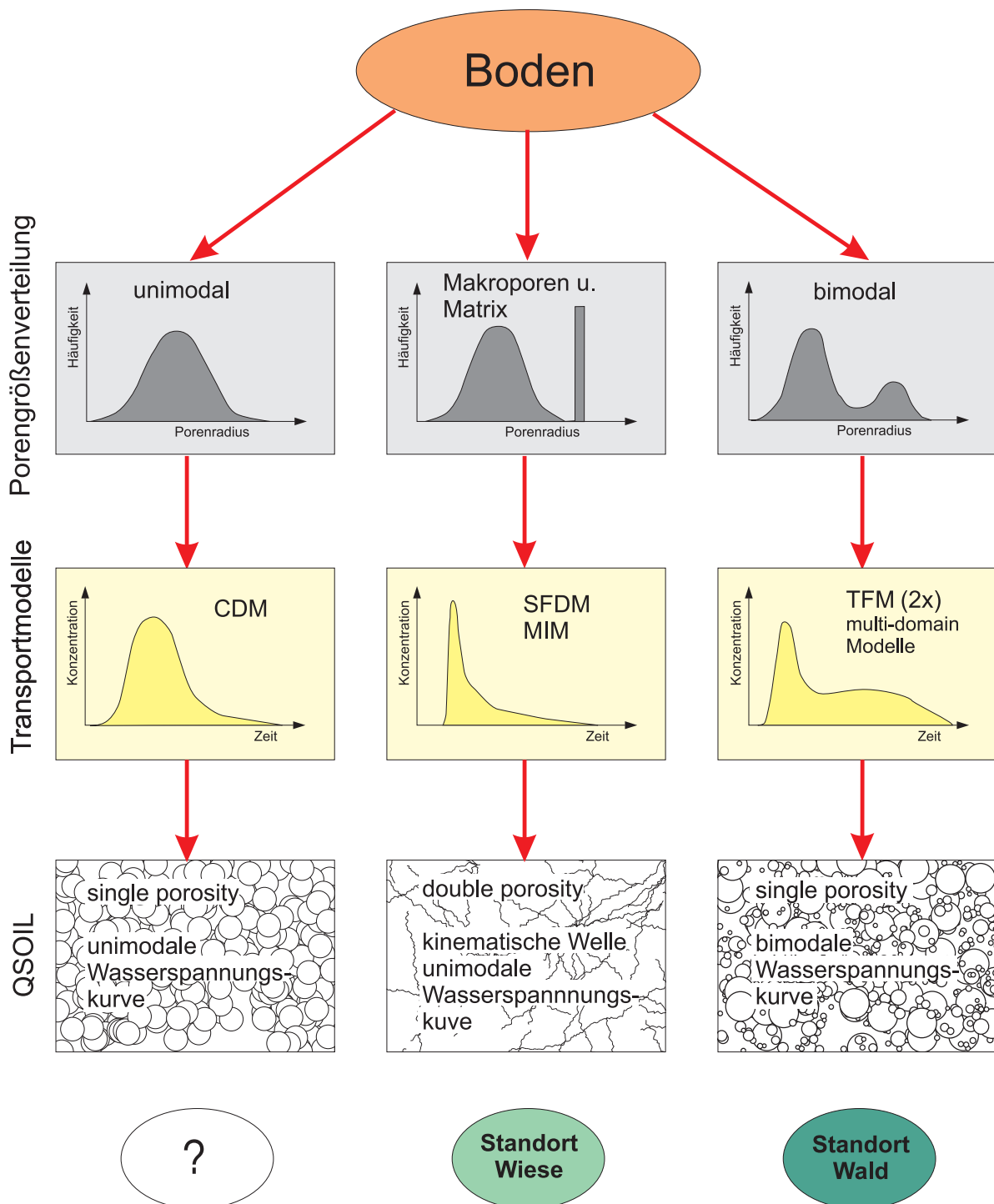


Abbildung 8-3: Schematischer Entscheidungsbaum für die Auswahl der Transport- und Fließmodelle bei unterschiedlichen Porengrößenverteilungen.

1. Der Dispersionsskaleneffekt: Durch die Erfassung der TDKs in unterschiedlichen Entfernungen zur Einspeisestelle kann die Entscheidung getroffen werden, ob ein stochastisch-konvektiver oder ein konvektiv-dispersiver Transportprozeß vorliegt.
2. Die Sorption: Werden mehrere Tracer mit unterschiedlichen Sorptionseigenschaften verwendet ('Multitracerversuch'), ist es theoretisch möglich, die Sorption zu bestimmen und Aussagen über die kinetischen Austauschvorgänge zu machen.

Die Ergebnisse der Tracerversuche bestätigten die Notwendigkeit, die oben genannten Punkte zu berücksichtigen. Diese wurden in dieser Arbeit nicht konsequent beachtet, weil eine Vielzahl von Tracertechniken sowie verschiedene Markierstoffe getestet werden sollten. Deren gezielter und systematischer Einsatz muß aber unbedingt in zukünftigen Untersuchungen beachtet werden.

- c) Die Parameterübertragung von den Transportmodellen auf das Fließmodell QSOIL stellt sich als schwieriges Problem dieser Arbeit heraus. Die in Kapitel 6.5 angestellten Überlegungen und die Ergebnisse der Simulation der übertragenen Parameter mit QSOIL lassen sich folgendermaßen zusammenfassen.
- ▶ Die Transportparameter sind effektive Werte für den Bereich zwischen Einspeisestelle und Probeentnahme. Eine Aussage über einen solchen Parameter ist insofern schwierig, als es sich nicht unbedingt um einen Wert handelt, der den häufigsten Fließprozeß charakterisiert, sondern der durch einen seltenen, aber dominierenden Prozeß verursacht wird. Dies wird an der TDK des oberirdischen Abflusses am Standort Wiese deutlich, die stark durch Effekte des Return Flow geprägt wird. Andere Prozesse werden verwischt.
 - ▶ Der Transportparameter setzt sich aus den Prozessen, die durch die Heterogenität des Hanges verursacht werden, zusammen. Über die statistische Verteilung der Einzelphänomene oder gar über deren räumliche Lage kann keine Aussage gemacht werden. Die Verbindung von den effektiven Transportparametern zu den Fließparametern für QSOIL, das für jedes Gitterelement des Modells einen Parametersatz verlangt, ist nur durch eine Disaggregation möglich. Im allgemeinen stehen dazu aber zu wenig Informationen zur Verfügung. Am Standort Wald war dies dennoch möglich. Einzelne Bereiche, die eine unterschiedliche Durchlässigkeit aufweisen, konnten durch unterschiedliche Matrixpotentialänderung relativ gut lokalisiert werden und in die Simulationen mit QSOIL implementiert werden (Kapitel 7.3.1). Die Ergebnisse der Simulationen zeigen den hohen Informationsgewinn, wenn eine Disaggregation gezielt durchgeführt werden kann.
 - ▶ Besonders die Ermittlung von Parametern, die das Makroporensystem beschreiben, muß kritisch beurteilt werden. Außer der Makroporosität und dem Makroporendurchmesser hat die Vernetzung des Makroporensystems einen entscheidenden Einfluß auf den Stofftransport. Dies führt zu einer Diskrepanz der Ergebnisse, die sich für die Fließgeschwindigkeit in den Makroporen aus den Transportmodellen ergeben und denen, die sich aus hydraulischen Berechnungen ergeben. Die Differenz dürfte mit steigendem

Vernetzungsgrad abnehmen. Außerdem ist die Vernetzung in lateraler Richtung wahrscheinlich größer, wodurch höhere effektive Durchlässigkeitsbeiwerte im Vergleich zur Vertikalen bedingt sind.

Insgesamt erweist es sich als schwierig, die erhobenen Transportparameter und die zusätzlichen Informationen aus den Beregnungsversuchen konsequent in das Modell QSOIL einzufügen. Daraus leitet sich das grundsätzliche Problem ab, ob es überhaupt sinnvoll ist, ein Fließmodell wie QSOIL, dessen physikalische Grundzüge in der Mikroskala entwickelt wurden, auf Prozesse, die sich in einer größeren Skale abspielen, zu verwenden. Auf diese Frage kann jedoch im Rahmen dieser Arbeit keine Antwort gefunden werden.

- d) Bei der Auswertung der Tracerversuche ist aufgefallen, daß sich einige TDKs mit dem *Single-Fissure-Piston-Flow-Modell* gut beschreiben lassen. Außerdem sind die ermittelten Peclet-Zahlen der oberflächennahen Fließwege insgesamt sehr hoch. Daraus läßt sich schließen, daß die Advektion der dominierende Transportmechanismus ist. Die damit verbundenen hohen Fließgeschwindigkeiten geben Grund zur Annahme, daß die hydraulischen Gegebenheiten nicht mehr einem laminaren Fließen in einer Bodenmatrix entsprechen. Die Anwendung von Transportmodellen, die unter dieser Randbedingung entwickelt wurden, wird dann in Frage gestellt. Die weitere Grundlage der meisten Transportmodelle, die Gültigkeit ihrer analytischen Lösung für stationäre Bedingungen, ist bei diesen Versuchen nur für einen gewissen Zeitraum annähernd erfüllt. Die langsamen Transportmechanismen (Transport in Meso- und Mikroporen) können jedoch nur unter instationären Bedingungen beobachtet werden. Eine Lösung dieses Problems versprechen entweder niedrigere Beregnungsintensitäten verbunden mit längeren stationären Bedingungen, oder geringere Entfernungen zwischen Einspeisestelle und Probenahme, um alle Transportmechanismen in kürzerer Zeit zu erfassen.
- e) Die Vielfalt der verwendeten Tracertechniken einschließlich Einspeisung und Probenahme bietet wichtige Anhaltspunkte für zukünftige Tracerversuche in Verbindung mit Beregnungsversuchen. Die punkt- und linienhafte Einspeisung in die oberen Bodenhorizonte vermeidet einen Tracerverlust an der Vegetation, erhöht aber die Ungewißheit, in welches Porensystem der Tracer gelangt. Abhilfe könnte z.B. mit Hilfe einer gezielten Einspeisung in eine Makropore geschaffen werden. Die Tracerzugabe direkt in das Beregnungswasser bietet interessante Möglichkeiten, die Abflußprozesse hinsichtlich der Anteile von Ereignis- und Vorereigniswasser zu untersuchen, verhindert aber durch den flächenhaften Eintrag eine laterale Transportmodellierung. Andererseits wäre mit Saugkerzen oder sonstigen Bodenwasserentnahmetechniken die Variabilität der vertikalen Transport- und somit Infiltrationsprozesse gut zu untersuchen. Zusammenfassend muß die von KLUITENBERG (1990) festgestellte Tatsache, daß die Einspeisetechniken besonders bei Böden mit Makroporen einen großen Einfluß auf die Resultate der Tracerversuche haben, als wichtige Grundlage für die Auswahl der Tracertechniken in Verbindung mit Beregnungsversuchen an Hängen gesehen werden.

8.3 Simulationen mit QSOIL

Bei der Simulation der Beregnungsversuche mit den aus den Tracerversuchen übertragenen Parametern sind außer interessanten Modellergebnissen einige Probleme bzw. Fragen aufgetreten, die zuerst diskutiert werden sollen.

- a) Die in Kapitel 5 angesprochene Problematik bei der Bestimmung des Wasserhaushaltes der Beregnungsversuche, die eine zeitlich variierende Verlustkomponente erfordern würde, die sich kaum in QSOIL implementieren läßt, hat sich bei den Simulationen als Nachteil dieses Modells herausgestellt. So konnte der oberirdische Abfluß bei Versuch Wald2 nicht zufriedenstellend nachgebildet werden, weil die Verlustkomponente, die aus seitlichen Abflüssen und Perkolation in tiefere Bodenschichten besteht, bei der Modellierung im oberirdischen Abfluß 'enthalten' ist. Es ist zu überlegen, diese Verlustkomponenten z.B. als Senkenterm in das Modell einzubinden.
- b) Die Festlegung der Anfangsbedingungen hat in den heterogenen Böden Probleme bereitet, weil erstens bei einer zwei-dimensionalen Modellierung die drei-dimensional erhobenen Daten auf zwei Dimensionen transferiert werden müssen und die Interpolation zwischen den Meßpunkten mit einigen Schwierigkeiten verbunden ist, besonders wenn die Messungen für unterschiedliche Porenräume gelten. Um konsistente Anfangsbedingungen zu erhalten, ist eine Vereinfachung der Variabilität der zu ermittelnden Parameter notwendig. Durch diese Aggregation wird ein großer Informationsverlust in Kauf genommen, der im Zweifelsfall zu einer nicht mehr zu simulierenden Potentialänderung bestimmter Bodenbereiche führt. Beispiele bietet die durchgeführte Festlegung der Anfangsbedingungen für die Versuche AW3 und Wald2.
- c) Zusätzlich durchgeführte Simulationen in der Modellebene IV für den Versuch AW3 haben ergeben, daß die Interaktion zwischen den Makroporen und der Matrix, die mit Hilfe der Tracerversuche nicht direkt bestimmt werden kann, einen großen Einfluß auf die Ergebnisse hat. Die Berechnung der Interaktionsmatrix aus der Makroporosität und des Makroporendurchmessers, die mit den Tracerversuchen bestimmt werden, ist nur möglich, indem weitere Annahmen getroffen werden (z.B. laminares oder turbulentes Fließen in den Makroporen), was folglich zu einer großen Unsicherheit bei den Werten in der Interaktionsmatrix führt. Somit stellt die zu ermittelnde Interaktion weiterhin einen sehr unsicheren Faktor bei der Parametrisierung von QSOIL dar. Die hohe Variabilität dieses Prozesses in Verbindung mit der Unfähigkeit, einen solchen Prozeß direkt zu messen, macht es künftig erforderlich, diesen Faktor insbesondere dann zu untersuchen, wenn die Modellstruktur des *double-porosity*-Ansatzes beibehalten wird.
- d) Es muß eine Möglichkeit gefunden werden, die Streuung (Unsicherheit) der Inputparameter in das Fließmodell QSOIL einfließen zu lassen. Zwischen den einzelnen Versuchen wurde am Standort Wiese eine Änderung (zeitliche Unsicherheit) der effektiven lateralen

Durchlässigkeit bzw. der Parameter, die bevorzugte Fließwege beschreiben, registriert. Durch Aktivitäten der Bodentiere (Wühlmäuse) kam es zu den unterschiedlichsten Drainageeffekten und daraus resultierendem Return Flow. Dieser wechselte sogar während dem Versuch (AW3) seine Austrittsstelle. Die räumliche Variation bestimmter Eingangsparameter ist noch signifikanter. Die Heterogenität der hydraulischen Leitfähigkeit ist ein wichtiger Forschungsschwerpunkt im Bereich der Bodenphysik und des Stofftransportes (RUSSO & DAGAN, 1993; MALLANTS, 1996; BUTTERS, 1989; RITSEMA, 1993; RUDOLPH, 1996; SALZMANN & RICHTER, 1995). Eng verknüpft ist diese mit der Heterogenität des Makroporensystems. Diese vorhandene und teilweise auch meßbare Streuung der Inputparameter darf nicht vernachlässigt werden. Als Konsequenz müßte das Simulationsergebnis mit einer ähnlichen Streuung behaftet sein.

Die Simulationsergebnisse der Versuche zeichnen ein insgesamt sehr eindrucksvolles Bild der Übereinstimmung zwischen den gemessenen und modellierten Daten auf. Diese Ergebnisse müssen immer unter dem Gesichtspunkt gesehen werden, daß die Parameter in QSOIL nicht kalibriert wurden und die diskutierten Probleme bei der Parameterübertragung zu berücksichtigen sind.

Wird ein physikalisch begründetes prozeßnahes Modell nicht kalibriert, sondern wie in dieser Arbeit die Parameter unabhängig bestimmt, so können erstens die Vorteile des Modells ausgenutzt werden und zweitens kann überprüft werden, ob die Modellannahmen stimmen. Die Notwendigkeit einer Überprüfung der Modellannahmen wurde deutlich in der Ebene I beim Versuch AW3 gezeigt. Mit den verwendeten Modellannahmen konnten dort gute Resultate erzielt werden, jedoch sind dabei für diesen Parametersatz die falschen Abflußprozesse simuliert worden. Eine Kalibrierung hätte ebenfalls zu diesen Parametern führen können. Die Vorteile eines physikalisch begründeten Modells wären dann nicht ausgenutzt worden.

8.4 Ausblick

In der Hangskale sind schon auf kleinstem Raum unterschiedlichste Abflußbildungsprozesse beobachtet worden. Diese sind darüber hinaus noch einer zeitlichen Variation unterworfen. Ursachen sind meist vertikale und laterale Heterogenitäten, die sich weniger in unterschiedlichen Bodenkennwerten (Korngrößenverteilung) ausdrücken als in unterschiedlichen Ausprägungen von Meso- und Makroporenräumen. Diese Heterogenitäten der Makroporen sind zum einen durch ihre floristischen, faunistischen und pedologischen Bildungsmechanismen, zum anderen durch ihre innere Struktur (Variabilität und Kontinuität) bedingt. Daraus ergibt sich eine schwer zu erfassende zeitliche und räumliche Vielfalt der Abflußprozesse bei Niederschlagsereignissen.

Dieser Problembereich muß in zukünftigen Arbeiten aufgebrochen werden. Neue Meßtechniken müssen entwickelt werden, um bestimmte Prozesse in verschiedenen Skalen zu messen und zu

identifizieren. Dabei genügt eine verbale Beschreibung nicht. Wenn eine prozeßnahe mikroskalige Modellierung angestrebt wird, müssen die Prozesse in ihrer Variabilität in der Mikroskala gemessen werden. Die gezielte Bestimmung der Fließgeschwindigkeit in den Makroporen, die Variabilität der hydraulischen Durchlässigkeit, die Vernetzung des Makroporensystems und die Interaktion zwischen den Systemen sind unter anderem wichtige mikroskalige Schwerpunkte für zukünftige Forschungen. Der kombinierte Einsatz von Beregnungs- und Tracerversuchen in der gleichen Skale wie deren Modellierung erfolgt und der Versuch, die verschiedenen Abflußbildungsprozesse getrennt zu messen, können zu Erfolgen in diesem Bereich führen. Dabei müssen die Fließ- und Transportmodelle unbedingt aufeinander abgestimmt werden, indem deren Modellstruktur bzw. deren physikalische Grundlagen übereinstimmen. Dadurch werden die Modellparameter direkt vergleichbar und leichter übertragbar.

Auf der anderen Seite kann es sinnvoll sein, die dominierenden Abflußprozesse in einem größeren Skalenbereich zu messen. Dadurch kann die schwierige Übertragung des mikroskaligen Modells auf größere Skalen vermieden werden. Es muß sogar davon ausgegangen werden, daß die Gültigkeit und die Anwendbarkeit von Modellen auf bestimmte Skalenbereiche limitiert sind. Dies gilt sowohl für Fließmodelle wie für Transportmodelle.

Niederschlag-Abfluß-Modelle (N-A-Modelle) sollten folgendermaßen verändert werden: Dominierende Abflußprozesse müssen in ihrem räumlichen und zeitlichen Auftreten für ein Einzugsgebiet charakterisiert werden. Die dafür notwendigen Daten müssen aus einer Vielzahl von unterschiedlichen Ansätzen erhoben werden. Auf der einen Seite stehen Experimente, um die Variabilität und die Gültigkeit einzelner Abflußprozesse zu erkennen, auf der anderen Seite die räumliche und zeitliche Modellierung der interpolierten Daten. Dabei ist es entscheidend, daß eine Unschärfe in die Modellstruktur miteinbezogen wird. Gleichzeitig muß die Anzahl der Parameter minimiert und deren Werte direkt über Messungen bestimmbar sein. Dadurch könnte eine Art von N-A-Modell entstehen, das für einzelne prozeßidentische Flächen deren dominierende Abflußreaktion in Abhängigkeit von Parametern setzt, die ausschließlich für den definierten Abflußprozeß entscheidend sind. Gleichzeitig müßte der Gültigkeitsbereich der Abflußprozesse festgelegt werden. Ein Modell mit hoher Prozeßnähe, aber geringer Zahl an Parameter könnte das Resultat sein.

Literaturverzeichnis

- ABBASPOUR, K.C. & SCHULIN, R. (1996): Two-Dimensional Flow and Transport in Unsaturated Soils. Federal Office of Environment, Forests and Landscape (FOEFL), No. 259, 232
- ANDERSON, M.G. & BURT, T.P. (Ed.) (1990): Process Studies in Hillslope Hydrology. John Wiley & Sons, Chichester
- BEAR, J. & BUCHLIN, J.-M. (Ed.) (1987): Modelling and Applications of Transport Phenomena in Porous Media. Kluwer Academic Publishers, 380
- BEAR, J. & CORAPCIOGLU, M.Y. (Ed.) (1984): Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media. NATO ASI Series, No. 82, 1003
- BEAR, J. & VERRUIJT, A. (1987): Modeling Groundwater Flow and Pollution. D. Reidel Publishing Company, 414
- BECKER, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. Regionalisierung in der Hydrologie, DFG, Basel, 16-32
- BEVEN, K. & GERMANN, P. (1982): Macropores and Water Flow in Soils. Water Resources Research, 18 (5), 1311-1325
- BEVEN, K.J. & YOUNG, P.C. (1988): An Aggregated Mixing Zone Model of Solute Transport through Porous Media. Journal of Contaminant Hydrology, 3, 129-143
- BLATTNER, M. & PETER, C. (1993): Einsatz künstlicher Tracer in der ungesättigten Zone zur Untersuchung von Fließwegen an bewaldeten Hängen bei simuliertem Starkniederschlag. Diplomarbeit, Professur für Hydrology, Freiburg, 189
- BRUSSEAU, M.L. & RAO, P.S.C. (1990): Modeling solute transport in structured soils: a review. Geoderma, 46, 169-192
- BURCH, H. (1994): Ein Rückblick auf die hydrologische Forschung der WSL im Alptal. Beiträge zur Hydrologie der Schweiz, Nr. 35, Birmensdorf, 18-33
- BUTTERS, G.L., JURY, W.A., & ERNST, F.F. (1989): Field Scale Transport of Bromide in an Unsaturated Soil: 2. Dispersion Modeling. Water Resources Research, 25 (7), 1583-1589
- BUTTERS, G.L., JURY, W.A., & ERNST, F.F. (1989): Field Scale Transport of Bromide in an Unsaturated Soil: 1. Experimental Methodology and Results. Water Resources Research, 25 (7), 1575-1581
- COSTA, J.L., KNOGHTON, R.E. & PRUNTY, L. (1994): Model Comparison of Unsaturated Steady-State Solute Transport in a Field Plot. Soil Sci. Soc. Am. J., 58 (5), 1277-1287
- DAGAN, G. (1989): Flow and Transport in Porous Formations. Springer Verlag, Berlin, 465
- EMERMAN, S.H. (1995): The tipping bucket equations as a model for macropore flow. Journal of Hydrology, 171, 23-47

- EWEN, J. (1996): 'SAMP' model for water and solute movement in unsaturated porous media involving thermodynamic subsystems and moving packets: 2. Design and application. *Journal of Hydrology*, 182, 195-207
- EWEN, J. (1996): 'SAMP' model for water and solute movement in unsaturated porous media involving thermodynamic subsystems and moving packets: 1. Theory. *Journal of Hydrology*, 182, 175-194
- EWING, R.P. & JAYNES, D.B. (1995): Issues in single-fracture transport modeling: Scales, algorithms, and grid types. *Water Resources Research*, 31 (2), 303-312
- FAEH, A. (1997): Understanding the Processes of Discharge Formation under Extreme Precipitation. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich*, Nr. 150, 197
- FAEH, A., SCHERRER, S., & NAEF, F. (1996): Bodenwasserhaushalt & Hochwasserbildung - Resultate von Berechnungsversuchen.
- FLURY, M. (1993): Transport of Bromide and Chloride in a Sandy and a Loamy Field Soil. Diss. ETH No. 10185, 136
- FLURY, M. & FLÜHLER, H. (1995): Modeling solute leaching in soils by diffusion-limited aggregation: Basic concepts and application to conservative solutes. *Water Resources Research*, 31 (10), 2443-2452
- GOLTZ, M.N. & ROBERTS, P.V. (1986): Interpreting Organic Solute Transport data from a Field Experiment using Physical Nonequilibrium Models. *Journal of Contaminant Hydrology*, 1, 77-93
- GRAYSON, R.B. (1992): Physically Based Hydrologic Modelling 2. Is the Concept Realistic? *Water Resources Research*, 26(10), 2659-2666
- GUTKNECHT, D. (1996): Abflußentstehung an Hängen - Beobachtungen & Konzeptionen. *Österreichische Wasser- & Abfallwirtschaft*, 48 (5/6), 134-144
- GUYMON, G.L. (1994): Unsaturated zone hydrology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 210
- GWO, J.P., JARDINE, P.M., WILSON, G.V., & YEH, G.T. (1996): Using a multiregression model to study the effects of advective and diffusive mass transfer on local physical nonequilibrium and solute mobility in a structured soil. *Water Resources Research*, 32 (3), 561-570
- HORNBERGER, G.M., BEVEN, K.J., & GERMANN, P.F. (1990): Inferences about Solute Transport in Macroporous Forest Soils from Time series Models. *Geoderma*, 46, 249-262
- HORNBERGER, G.M., GERMANN, P.F., & BEVEN, K.J. (1991): Throughflow and solute transport in an isolated sloping soil block in a forested catchment. *Journal of Hydrology*, 124, 81-99
- HÜTTER, L.A. (1994): Wasser & Wasseruntersuchung. Otto Salle Verlag, Frankfurt, 6. Aufl., 515

- JARVIS, N.J., BERGSTRÖM, L., & DIK, P.E. (1991): Modeling water and solute transport in macroporous soil. II. Chloride breakthrough under non-steady flow. *Journal of Soil Science*, 42, 71-81
- JARVIS, N.J., JANSSON, P.E., DIK, P.E., & MESSING, I. (1991): Modeling water and solute transport in macroporous soil. I. Model description and sensitivity analysis. *Journal of Soil Science*, 42, 59-70
- JAYNES, D.B., LOGSDON, S.D.E. & HORTON, R. (1995): Field Method for Measuring Mobile/Immobile Water Content and Solute Transfer Rate Coefficient. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, 352-356
- JURY, W.A. (1982): Simulation of Solute Transport Using a Transfer Function Model. *Water Resources Research*, 18 (2), 363-368
- JURY, W.A. & ROTH, K. (1990): *Transfer Functions and Solute Movement through Soil*. Birkenhäuser Verlag, Basel, 226
- JURY, W.A. & SCOTTER, D.R. (1994): A Unidied Approach to Stochastic-Convective Transport Problems. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58 (5), 1327-1336
- JURY, W.A. & STOLZY, L.H. (1982): A Field Test of the Transfer Function Model for Predicting Solute Transport. *Water Resources Research*, 18 (2), 369-375
- JURY, W.A., SPOSITO, G., & WHITE, R.E. (1986): A Transfer Function Model of Solute Transport Through Soil: 1. Fundamental Concepts. *Water Resources Research*, 22(2), 243-247
- KLUITENBERG, G.J. & HORTON, R. (1990): Effect of Solute Application Method on Preferential Transport of Solutes in Soil. *Geoderma*, 46, 283-297
- KOCH, S. (1993): Solute transport in aggregated and layered porous media. Diss. ETH No. 10089, 84
- KOOL, J.B., PARKER, J.C. & VAN GENUCHTEN, M.T. (1987): Parameter estimation for Unsaturated Flow and Transport Models - A Review. *Journal of Hydrology*, 91, 255-293
- KUTILEK, M. (1994): *Soil Hydrology*. Catena Verlag, Cremlingen, 378
- LANGE H., LISCHIED, G., HOCH, R. & HAUHS, M. (1996): Water flow paths and residence times in a small headwater catchment at Gardsjön, Sweden, during steady state storm flow conditions. *Water Resources Research*, 32 (6), 1689-1698
- LEGE, T, KOLDITZ, O. & ZIELKE, W. (1996): *Strömungs- & Transportmodellierung*. Springer Verlag, 418
- LEIBUNDGUT, CH. (Ed.) (1995): *Tracer Technologies for Hydrological Systems*. IAHS Publication, No. 229, 319
- LEIBUNDGUT, CH. & WERNLI, H.R. (1982): Zur Frage der Einspeisemengen für Fluoreszenztracer. *Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie*, N2. 28, Teil1: Tracermethoden in der Hydrologie, Kümmerly und Frey, Bern

- LIU, CLARK C.K. (1988): Solute Transport Modelling in Heterogeneous Soils: Conjunctive Application of Physically Based and System Approaches. *Journal of Contaminant Hydrology*, 3, 97-111
- LUXMOORE, R.J., JARDINE, P.M., WILSON, G.V. JONES, J.R. & ZELAZNY, L.W. (1990): Physical and Chemical Controls of Preferred Path Flow Through a Forested Hillslope. *Geoderma*, 46, 139-154
- MAIDMENT, D.R.(Ed.) (1992): *Handbook of Hydrology*. McGraw Hill, New York
- MALLANTS, D (Ed.) (1996): Water Flow and Solute Transport in a Heterogeneous Soil Profile. *Dissertationes de Agricultura*, Nr. 309, Leuven, 316
- MALOSZEWSKI, P. (1994): Mathematical Modelling of Tracer Experiments in Fissured Aquifers. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Band 2, Freiburg, 107
- MCDONNELL, J.J. (1990): A Rationale for Old Water Discharge Through Macropores in a Steep, Humid Catchment. *Water resources Research*, 26(11), 2821-2832
- MIKOVARI, A. (1993): Fließweguntersuchungen an einem Hang unter Anwendung von Tracertechniken. Diplomarbeit, Professur für Hydrologie, Freiburg, 135
- MIKOVARI, A., PETER, C. & LEIBUNDGUT, CH. (1995): Investigation of preferential flow using tracer techniques. *IHAS Publ.*, 22, 87-97
- MOREL-SEYTOUX, H.J. (Ed.) (1988): *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling: Theorie and Practice* (NATO ASI series C, Vol. 275). Kluwer Academic Publishers, 531
- NAEF, F., SCHERRER, S. & FAEH, A. (1994): Wie reagiert ein Einzugsgebiet auf extreme Niederschläge? Alte und neue Ideen und Experimente. *Beiträge zur Hydrologie der Schweiz*, Nr. 35, Birmensdorf, 111-119
- NIELSEN, D.R., VAN GENUCHTEN, M.TH., & BIGGAR, J.W. (1986): Water Flow and Solute Transport Processes in the Unsaturated Zone. *Water Resources Research*, 22 (9), 89S-108S
- OMOTI, U. & WILD, A. (1978): Use of fluorescent dyes to mark the pathways of solute movement through soils under leaching conditions: 1. Laboratory experiments. *Soil Science*, 128 (1), 28-33
- OMOTI, U. & WILD, A. (1978): Use of fluorescent dyes to mark the pathways of solute movement through soils under leaching conditions: 2. Fields experiments. *Soil Science*, 128 (1), 98-104
- PETERS, D.L., BUTTLE, J.M., TAYLOR, C.H. & LAZERTE, B.D. (1995): Runoff production in a forested, shallow soil, Canadian Shield basin. *Water Resources Research*, 31(5), 1291-1304
- RASMUSON, A. & NERETNIEKS, I. (1980): Exact Solution of a Model for Diffusion in Particles and Longitudinal Dispersion in Packed Beds. *J. Am. Inst. Chem. Eng.*, 26 (4), 686-690

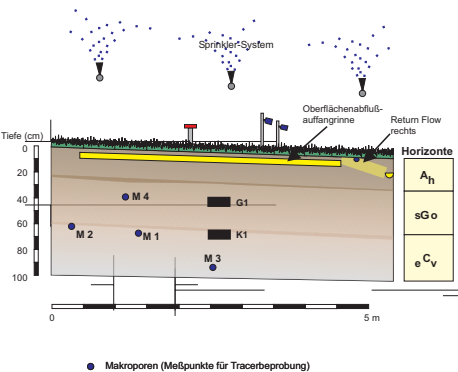
- RAWLS W.J. & BRAKENSIEK D.L. (1989): Estimation of soil water retention and hydrologic properties. *Unsaturated Flow in Hydrologic Modelling*, Kluwer Academic Publishers, 275-300
- RITSEMA, C.J. & DEKKER, L.W. (1993): Preferential Flow Mechanism in a Water Repellent Sandy Soil. *Water Resources Research*, 29 (7), 2183-2193
- ROTH, K. & JURY, W.A. (1993): Modeling the Transport of Solutes to Groundwater Using Transfer Functions. *Journal of Environmental Quality*, 22, 487-493
- RUDOLPH, D.L., KACHANOSKI, R.G., CELIA, M.A., LEBLANC D.R., & STEVENS, J.H. (1996): Infiltration and solute transport experiments in unsaturated sand and gravel, Cape Cod, Massachusetts: Experimental design and overview of results. *Water Resources Research*, 32 (3), 519-532
- RUSSO, D. & DAGAN, G. (Ed.) (1993): *Water Flow and Solutes Transport in Soils*. Springer Verlag, 306
- SALZMANN, T. & RICHTER, J. (1995): Field scale vertical transport from horizontally variable local scale transport parameters. *Water Resources Research*, 31 (10), 2453-2459
- SCHERRER, S. (1997): Abflussbildung bei Starkniederschlägen - Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich*, Nr. 147, 188
- SIDLE, R.C., KITAHARA, H., TERAJIMA, T. & NAKAI, Y. (1995): Experimental studies on the effects of pipeflow on throughflow partitioning. *Journal of Hydrology*, 164, 207-219
- SINGH, V.P. (Ed.) (1995): *Environmental Hydrology*. Kluwer Academic Publishers, 479
- SKOPP, J. & WARRICK, A.W. (1974): A Two-Phase Model for the Miscible Displacement of Reactive Solutes in Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 38 (4), 545-550
- SPOSITO, G., WHITE, R.E., DARRAH, P.R., & JURY, W.A. (1986): A Transfer Function Model of Solute Transport Through Soil: 3. The Convective-Dispersion Equation. *Water Resources Research*, 22(2), 255-262
- STEENHUIS, T.S., BOLL, J., SHALIT, G., SELKER, J.S., & MERWIN, A. (1994): A Simple Equation for Predicting Preferential Flow Solute Concentrations. *Journal of Environmental Quality*, 23, 1058-1064
- TIMLIN, D.J., AHUJA, L.R., & ANKENY, M.D. (1994): Comparison of Three Field Methods to Characterize Apparent Macropore Conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58 (2), 278-284
- TORIDE, N. & LEIJ, F.J. (1996): Convective-Dispersive Stream Tube Model for Field-Scale Solute Transport: I. Moment Analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60 (2), 342-352
- TORIDE, N. & LEIJ, F.J. (1996): Convective-Dispersive Stream Tube Model for Field-Scale Solute Transport: II. Examples and Calibration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60 (2), 352-361

- TORIDE, N., LEIJ, F.J. & VAN GENUCHTEN, M.T. (1995): The CXTFIT Code for Estimating Transport Parameters from Laboratory or Field Tracer Experiments. U.S. Salinity Laboratory, Research Report No. 137, 121
- TORIDE, N., LEIJ, F.J. & VAN GENUCHTEN, M.T. (1993): A Comprehensive Set of Analytical Solutions for Nonequilibrium Solute Transport With First-Order Decay and Zero-Order Production. *Water Resources Research*, 29 (7), 2167-2182
- TSUBOYAMA, Y., SIDLE, R.C., NOGUCHI, S. & HOSODA, I. (1994): Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. *Water Resources Research*, 30 (4), 879-890
- TURTON, D.J., BARNES, D.R., & NÁVAR, J. DE J. (1995): Old and New Water in Subsurface Flow from a Forest Soil Block. *Journal of Environmental Quality*, 24, 139-146
- VAN GENUCHTEN, M.T. & WIERENGA, P.J. (1976): Mass Transfer Studies in Sorbing Porous Media I. Analytical Solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40 (4), 473-480
- WHITE, R.E., DYSON, J.S., HAIGH, R.A., JURY, W.A., & SPOSITO, G. (1986): A Transfer Function Model of Solute Transport Through Soil: 2. Illustrative Applications. *Water Resources Research*, 22(2), 248-254
- WILSON, G.V., JARDINE, P.M., LUXMOORE, R.J. & JONES, J.R. (1990): Hydrology of a Forested Hillslope during Storm Events. *Geoderma*, 46, 119-138
- WILSON, G.V., JARDINE, P.M., LUXMOORE, R.J., ZELAZNY, L.W., LIETZKE, D.A., & TODD, D.E. (1991): Hydrogeochemical processes controlling subsurface transport from an upper subcatchment of Walker Branch watershed during storm events. 1. Hydrologic transport processes. *Journal of Hydrology*, 123, 297-316
- WILSON, G.V., JARDINE, P.M., LUXMOORE, R.J., ZELAZNY, L.W., TODD, D.E., & LIETZKE, D.A. (1991): Hydrogeochemical processes controlling subsurface transport from an upper subcatchment of Walker Branch watershed during storm events. 2. Solute transport processes. *Journal of Hydrology*, 123, 317-336
- ZUIDEMA, P.K. (1985): *Hydraulik der Abflussbildung während Starkniederschlägen*. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr 79, Zürich, 150.
- ZURMÜHL, T. & DURNER, W. (1996): Modeling transient water and solute transport in a biporous soil. *Water Resources Research*, 32 (4), 819-829

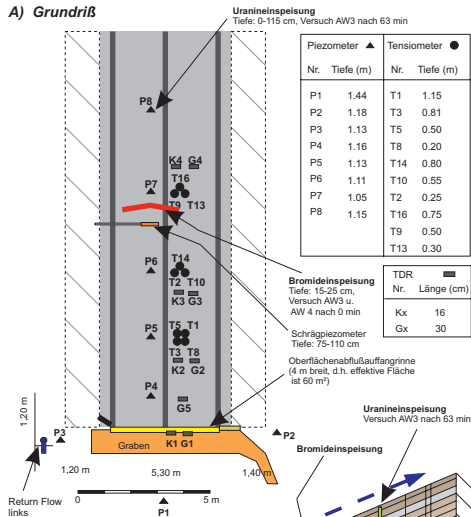
A Abbildungen und Tabellen im Anhang

Standort Alptal Wiese

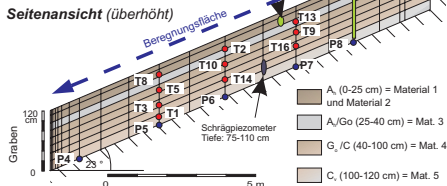
C) Graben:



A) Grundriß



B) Seitenansicht (überhöht)



B Charakterisierung der Bodeneigenschaften

B.1 Wasserspannungskurven und hydraulische Leitfähigkeit

Für Modellierungszwecke ist es vorteilhaft, die Beziehung zwischen dem Wassergehalt und der Saugspannung als Funktion vorliegen zu haben. Eine sehr häufig verwendete mathematische Beschreibung der Wasserspannungskurve ist diejenige von VAN GENUCHTEN (1980):

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{(1 + |\alpha h|^n)^m} \quad (\text{B-1})$$

mit den empirischen Anpassungsparameter n , m und α und der Restfeuchte θ_r und dem Wassergehalt bei Sättigung θ_s , der häufig mit der Porosität gleichgesetzt wird.

Auf ähnliche Weise kann die Beziehung zwischen dem Wassergehalt und der hydraulischen Leitfähigkeit oder Durchlässigkeit beschrieben werden. Nach VAN GENUCHTEN (1980) ergibt sich dann folgende Durchlässigkeit-Wassergehalts-Funktion:

$$k(\theta) = k_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (\text{B-2})$$

Die Bestimmung der Parameter für diese beiden Funktionen, mit denen die gesamte Bodenwassercharakteristik beschrieben wird, kann mit Hilfe von Pedotransferfunktionen durchgeführt werden.

B.2 Pedotransferfunktionen

Pedotransferfunktionen beruhen im allgemeinen auf dem Prinzip für eine großen Anzahl von Bodenproben mit gemessenen hydraulischen Beziehungen (Wasserspannungskurve und Durchlässigkeit-Wassergehalt-Beziehung) die oben aufgeführten Funktionen anzupassen und dann ein Bezug zwischen leicht bestimmbar physikalischen Bodeneigenschaften und deren Parametern zu finden. Meistens werden als physikalische Kennwerte die drei Korngrößenfraktionen Sand, Schluff und Ton und die Porosität verwendet. Die Beziehung zwischen den Parametern wird über eine multiple Regression ermittelt.

FAEH (1997) untersuchte die Tauglichkeit von mehreren Pedotransferfunktionen in Bezug auf deren Verwendung für die Modellierung mit QSOIL und gelangte zum Ergebnis, daß die Methode nach RAWLS und BRAKENSIEK (1985) am besten für diese Zwecke geeignet ist. Diese basiert auf Regressionsgleichungen, die mit 1323 Bodenproben aufgestellt wurden und für einen Tongehalt zwischen 5% und 60% und einem Sandgehalt zwischen 5% und 70% gelten. Die ermittelten Parameter beziehen sich noch auf die Anpassungsparameter der Wasserspannungskurve nach Brooks-Corey, diese sind aber ohne weiteres in die Anpassungsparameter nach VAN GENUCHTEN zu transformieren. Es gelten für den Porengrößenindex λ und den air entry pressure h_b folgende Konvertierungsgleichungen:

$$\alpha = \frac{1}{h_b} \quad n = \lambda + 1 \quad m = \frac{\lambda}{n} \quad (\text{B-3})$$

Die Regressionsgleichungen für den Lufteintrittsdruck h_b , den Porengrößenindex λ , die Restfeuchte θ_r und den gesättigten Durchlässigkeitsbeiwert k_{sat} lauten dann in Abhängigkeit von der Porosität n , dem Anteil der Sandfraktion S in Prozent und der Tonfraktion T in Prozent (RAWLS und BRAKENSIEK, 1985: 279):

$$h_b (m) = 0,01 \exp (5,3396738 + 0,1845038 T - 2,48394546 n - 0,00213853 T^2 - 0,04356349 S n - 0,61745089 T n + 0,00143598 S^2 n^2 - 0,00855375 T^2 n^2 - 0,00001282 S^2 T + 0,00895359 T^2 n - 0,00072472 S^2 n + 0,0000054 T^2 S + 0,500280) \quad (\text{B-4})$$

$$\lambda = \exp (-0,7842831 + 0,0177544 S - 1,062498 n - 0,00005304 S^2 - 0,00273493 T + 1,11134946 n^2 - 0,03088295 S n + 0,00026587 S^2 n^2 - 0,00610522 T^2 n^2 - 0,00000235 S^2 T + 0,00798746 T^2 n - 0,00674491 n^2 T) \quad (\text{B-5})$$

$$\theta_r = \quad (B-6)$$

$$(-0,0182483 + 0,00087269 S + 0,00513488 T + 0,02939286 n - 0,00015395 T^2 - 0,0010827 S n - 0,00018233 T^2 n^2 + 0,00030703 T^2 n - 0,0023584 n^2 T)$$

$$k_{sat} \text{ (m/s)} = \quad (B-7)$$

$$\exp(-8,96847 + 19,52348 n - 0,028212 T + 0,00018107 S^2 - 0,0094125 T^2 - 8,395215 n^2 + 0,077718 S n + 0,0000173 S^2 T + 0,02733 T^2 n + 0,001434 S^2 N - 0,0000035 T^2 S - 0,00298 S^2 n^2 - 0,019492 T^2 n^2) / 360000$$

C

Charakterisierung der Parameteranpassung

C.1 Bestimmtheitsmaß

Die Güte der Anpassung der Transportmodelle an die gemessenen Tracerdurchgangskurven in Kapitel 6 wird mit mehreren Gütemaßen charakterisiert. Diese stellen ein wichtiges Hilfsmittel dar, um die verschiedenen Transportmodelle zu vergleichen und schließlich die ‘besten’ auszuwählen. Als Maß für die Güte der Anpassung, das das Verhältnis von erklärter Streuung zur Gesamtstreuung beschreibt, wird das Bestimmtheitsmaß r^2 verwendet (Toride, 1995: 82):

$$r^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (C_i - f_i)^2}{\sum_{i=1}^N (C_i - \bar{C})^2} = 1 - \frac{SSQ}{\sum_{i=1}^N (C_i - \bar{C})^2} \quad (\text{C-1})$$

mit den gemessenen Konzentrationen C_i und den angepaßten f_i . SSQ ist die Summe der kleinsten Abweichungsquadrate. Die Parameteranpassung der Transportmodelle wird über die Minimierung der SSQ durchgeführt (Toride, 1995: 54). Als Hilfsmittel standen für diese Arbeit für das SFDM das Programm SFDM von MALOSZEWSKI (1994) und für das CDM, TFM und MIM das Programm CXTFIT (Version 2.0) von TORIDE et al (1995) zur Verfügung.

C.2 Standardfehler

Die Anpassungsgenauigkeit der einzelnen Anpassungsparameter wird mit Hilfe des Standardfehlers SF verglichen. Er berechnet sich für den Parameter j aus der Kovarianzmatrix der Parameter C (TORIDE, 1995: 82):

$$SF_j = (C_{jj})^{1/2} \quad \text{mit} \quad C = \left\| \frac{SSQ}{N - M} \right\|^2 A^{-1} \quad (\text{C-2})$$

mit der Anzahl der Anpassungsparameter M , der Anzahl der Messungen N und der Parametermatrix A , die optimiert wird. Um einen besseren Vergleich der Standardfehler

zwischen den einzelnen Anpassungsparameter f und der Modellen zu ermöglichen, wird der relative Standardfehler rSF für den Parameter j berechnet:

$$rSF_j = \frac{SF_j}{f_j} 100\% \quad (\text{C-3})$$

Der relative Standardfehler ist somit ein gutes Maß um die relative Ungenauigkeit jedes einzelnen Parameters zu charakterisieren. Gleichzeitig steht er in enger Verbindung mit der Kovarianzmatrix der Parameter, die eine Abhängigkeit der einzelnen Anpassungsparameter untereinander aufzeigt.