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

Christian Jung

<u>Numerische Modellierung des</u> <u>Bodenwassertransportes im Hinblick auf die</u> <u>Wasserverfügbarkeit an einem Trockenstandort</u>



Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i. Br., August 2005

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

Christian Jung

<u>Numerische Modellierung des</u> <u>Bodenwassertransportes im Hinblick auf die</u> <u>Wasserverfügbarkeit an einem</u> <u>Trockenstandort</u>

Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut Koreferent: Dr. Jens Lange

Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i. Br., August 2005

Inhaltsverzeichnis

Ir	nhalts	verzeic	hnis	I
A	bbild	ungsve	zeichnis	III
Ta	abelle	enverze	chnis	VI
A	bbild	ungsvei	zeichnis Anhang	VII
V	erzeic	chnis de	r Abkürzungen	VII
Z	usam	menfas	sung	XI
Sı	umma	ary	-	XIII
1	Ei	nleitun	g	1
	1.1	Theo	retische Grundlagen	2
	1.2	Stan	l der Forschung	6
	1.3	Ziels	etzung, Problemstellung und Vorgehen	8
2	Ur	ntersuc	nungsgebiet	10
	2.1	Geog	raphische Lage	10
	2.2	Geol	ogische Einordnung des Untersuchungsgebietes	11
	2.3	Klim	atische Verhältnisse	12
	2.4	Hydr	ologie und Hydrogeologie	14
	2.5	Vege	tation	16
	2.6	Dars	tellung der Bodenverhältnisse am Standort des untersuchten Bo	denprofils
		••••••		17
	2.6	6.1	Beschreibung des Bodensubstrats	17
	2.6	6.2	Bodenwasserhaushalt	20
	2.6	6.3	Das untersuchte Bodenprofil	21
	2.7	Fazit		22
3	Da	as Mode	ell HYDRUS-1D	24
	3.1	Mod	elltheorie	25
	3.2	Die F	edotransferfunktion ROSETTA	29
	3.3	Mod	ellgüte	30
	3.4	Prob	emdefinition und Vorgehensweise bei der Modellanwendung	32
	3.5	Fazit		34
4	Ko	onzeptio	onalisierung des Bodenwassermodells für den Einsatz am Walds	standort 36
	4.1	Atmo	sphärische Randbedingung	38
	4.1	l.1 Inj	outgröße des Niederschlages	38
	4.1	l.2	Potentielle Evapotranspiration (ETp)	39
		4.1.2.1	Verfahren nach HAUDE	40
		4.1.2.2	Verfahren nach TURC-WENDLING	40
		4.1.2.3	Verfahren nach PENMAN-MONTEITH	41
	4.2	Senk	enterm durch Wurzelentzug	

	4.3	untere Randbedingung	43
	4.4	Fazit	43
5	Met	hodik der experimentellen Arbeiten	45
	5.1	Erhebung der Bodenfeuchtedaten	45
	5.2	Ableitung hydraulischer Parameter	46
	5.2.2	l Korngrößenanalyse	47
	5.2.2	2 Messung der Wasserspannungskurve (pF-Kurve)	47
	5.2.3	3 Ermittlung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (Ks)	50
	5.2.4	4 Infiltrationsversuch mit Doppelringinfiltrometer	51
	5.3	Fazit	53
6	Erge	ebnisse der experimentellen Arbeiten	54
	6.1	Bodenfeuchtedaten	54
	6.1.1	Fazit & Diskussion	58
	6.2	Ableitung hydraulischer Parameter	59
	6.2.	l Korngrößenanalyse	59
	6.2.	2 Wasserspannungskurve (pF-Kurve)	62
	6.2.	3 Ermittlung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit	62
	6.2.	4 Infiltrationsversuch mit Doppelringinfiltrometer	64
	6.2.	5 Fazit & Diskussion	64
7	Mod	lellanwendung	66
	7.1	Ergebnisse der Inversmodellierung (Phase 1)	66
	7.1.1	Analyse der unterschiedlichen ETp-Verfahren	70
	7.1.2	Fazit & Diskussion	72
	7.2	Ergebnisse der Phase 2	76
	7.2.1	Fazit & Diskussion	80
	7.3	Untersuchungen zur Wasserbilanz	80
	7.3.1	Fazit & Diskussion	83
8	Schl	ussfolgerungen und Ausblick	85
Li	iteratuı	verzeichnis	87
A	nhang.		96

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1-1: Die Komponenten des Wasserkreislaufs in einem Waldökosystem (HÖRMANN
Abb. 2-1: Geographische Lage der FMIF (Topographische Karte 1:25.000, Blatt 8011:
Hartheim Landesvermessungsamt Baden Württemberg 1998)
Abb 2-2. Monatsmittelwerte der Lufttemperatur Ta und mittlere Monatssummen des
Niederschlage N an der Wetterstation Bromgarton im Zeitraum 1051-1080 (in
Maved et al. 2000 voröndort nach Jacced & Kessied 1006) 12
Abb 2 3: Vagatation im Untarsuchungsgabiat
Abb. 2-3. Vegetation in Ontersuchungsgebiet.
Abb. 2-4: Vertenung der Bodendeckschicht-Machtigkeiten im Untersuchungsgebiet aus
1489 Bodenstichproben (Werte nach STURM 1993)
Abb. 2-5: Geschichtele Pararendzina (schematisch) (verändert nach 1RUB1, 1985)22
ADD. 3-1: Hydraulische Leitranigkeit in Adn. des Matrixpotentials $(K(n))$ und
Admangigkeit des Wassergehaltes von der Saugspahnung der Matrix ($\theta(\Psi)$) für
verschiedene Texturklassen (WARD & ROBINSON, 2000)28
Abb. 4-1: Ubersicht der Konzeptionalisierung des am Untersuchungsstandort Hartheim
angewendeten eindimensionalen Bodenwasserhaushaltsmodell
Abb. 4-2: Heterogenität der Kronenschlussdichte in der Umgebung des untersuchten
Bodenprofils. A) vom Messturm der FMIF in nördliche Himmelsrichtung; B) in
südliche Richtung
Abb. 4-3: Gegenüberstellung der an der FMIF gemessenen Freiland- und
Bestandesniederschläge im Untersuchungszeitraum 1.06.2003-16.11.2004 39
Abb. 4-4: S-förmiges Model zur Beschreibung der Wasserentnahme durch Wurzeln.
Blaue Linie: $P50 = -800$ cm und $P3 = 3$. Rot: angewendete Variante $P50 > -15849$
cm, P3 = 3.
Abb. 5-1: schematische Darstellung der Tiefenlage der Sonden im untersuchten
Bodenprofil
Abb. 5-2: Unterdruckmethode zur Messung der Retentionscharakteristik (Abb. aus
Huwe 2001 in Durner 2001)
Abb. 5-3: Überdruckmethode zur Messung der Retentionscharakteristik (Abb. aus
HUWE 2001 in DURNER 2001)
Abb. 6-1: Das mit ECH ₂ O-Sonden bestückte Bodenprofil54
Abb. 6-2: Aufzeichnung der während der Messkampagne, in fünf verschiedenen Tiefen,
aufgenommenen Bodenfeuchtedaten 55
Abb. 6-3: Reaktionsimpuls des vol. Wassergehaltes in unterschiedlichen Tiefen auf ein
Niederschlagsereignis mit hoher Intensität und bei geringer Bodenvorfeuchte 57

Abb. 6-4: Reaktionsimpuls des vol. Wassergehaltes in unterschiedlichen Tiefen auf
mehrere aufeinander folgende Niederschlagsereignisse mittlerer Intensität und bei
geringer Bodenvorfeuchte57
Abb. 6-5: Ergebnisse der Korngrößanalyse für die Horizonte H1-H6 ohne
Berücksichtigung der Kiesanteile59
Abb. 6-6: Ergebnisse der Korngrößanalyse für die Horizonte H1-H6 mit
Berücksichtigung der Kiesfraktion (d > 2 mm)60
Abb. 6-7: Schematische Darstellung der verschiedenen Horizontmächtigkeiten (H1-H6)
im untersuchten Bodenprofil61
Abb. 6-8: Körnungssummenkurve der im Bodenprofil ausgewiesenen Horizonte 63
Abb. 6-9: Wurzelverteilung im Horizont 3.65
Abb. 7-1: Modellierte gegen observierte Zeitreihe des vol. Wassergehalts für die
Bodenfeuchte-Sonde in 15 cm Tiefe67
Abb. 7-2: Modellierte gegen observierte Zeitreihe des vol. Wassergehalts für die
Bodenfeuchte-Sonde in 35 cm Tiefe
Abb. 7-3: Modellierte gegen observierte Zeitreihe des vol. Wassergehalts für die
Bodenfeuchte-Sonde in 65 cm Tiefe
Abb. 7-4: Modellierte gegen observierte Zeitreihe des vol. Wassergehalts für die
Bodenfeuchte-Sonde in 110 cm 11efe
ADD. 7-5: Darstellung der Ergebnisse (Tageswerte und Summenkurven) der unterschiedlichen ETR Berechnungsverfahren die in des Medell HVDBUS 1D.
implementiorten wurden Unten: Auswirkung der verschiedenen ETD Ansätze auf
das Simulationsorgebnisse in 15 cm Tiefe
Abb. 7.6: Die hydraulischen Modelle von BROOKS & COREY (1966) und VAN CENUCHTEN
(1980) 74
Abb. 7-7: Schematische Darstellung der verschiedenen Horizontmächtigkeiten (H1-H6)
für den Modellierungsansatz auf Grundlage der aus der Literatur gewonnenen
dominierenden Bodenverhältnisse (Phase 2)
Abb. 7-8: Simulationsergebnisse der Phase 1 und der Phase 2 für die Bodentiefe 15 cm
im Zeitraum: 1.07.03 – 31.07.04
Abb. 7-9: Simulationsergebnisse der Phase 1 und der Phase 2 für die Bodentiefe 35 cm
im Zeitraum: 1.07.03 – 31.07.04
Abb. 7-10: Simulationsergebnisse der Phase 1 und der Phase 2 für die Bodentiefe 65 cm
im Zeitraum: 1.07.03 – 31.07.04
Abb. 7-11: Simulationsergebnisse der Phase 1 und der Phase 2 für die Bodentiefe 110 cm
im Zeitraum: 1.07.03 – 31.07.04
Abb. 7-12: Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes für das untersuchte Bodenprofil,
aus den Modellberechnungen mit HYDRUS-1D im Zeitraum: 1.06.03 – 16.11.0481

Abb.	7-13:	Bilanzierung	des	Bodenwasserhaushaltes	für	das	in	Phase	2	gestaltete
]	Bodenp	profil, aus den	Mo	dellberechnungen mit HY	DRU	JS-1I) in	n Zeitra	ur	n: 1.08.03
-	- 31.11	.04		•••••••••••••••••						82

Tabellenverzeichnis

Tab. 1-1: Klassifizierung der Modelle zur Berechnung von Verdunstung, Interze	ption
und Bodenwasserfluss (in HÖRMANN ET AL. 2003, verändert nach DE VRIES H	ET AL.
2001)	4
Tab. 2-1: Beschreibung des Bodenprofils im Untersuchungsgebiet (zusammenge	estellt
nach Trüby 1983;Zöttl 1979; Hädrich & Stahr 1997)	19
Tab. 2-2: Porenvolumina und Porengrößenverteilung der Zweischicht-Pararen	dzina
(Werte nach Hädrich & Stahr 1997)	20
Tab. 6-1: Ergebnisse der Korngrößenanalyse	60
Tab. 6-2: Ergebnisse der im Labor gewonnenen Kenndaten einer pF-Kurve	62
Tab. 6-3: Mit der PTF ROSETTA ermittelte MvG-Parameter	62
Tab. 6-4: Ergebnisse für die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit Ks, ermittelt au	s den
Ansätzen von Hazen, bzw. Beyer	63
Tab. 6-5: Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit Ks aus der Auswertung des in Hart	theim
durchgeführten Infiltrationsversuchs	64
Tab. 7-1: Ergebnisse der statistischen Berechnungen zur Modellgüte	72
Tab. 7-2: MvG-Parameter der einzelnen Horizonte aus der Modellkalibrierung in l	Phase
1	77

Abbildungsverzeichnis Anhang

A 1: Durchwurzelung des Oberbodens am Standort des untersuchten Bodenprobils an
der FMIF96
A 2: Einsetzen der Bodenfeuchtesonden in das Bodenprofil96
A 3: Die zur Messung des vol. Wassergehaltes eingesetzten Sonden
A 4: Ergebnisse der Kalibrierung der Bodenfeuchte-Sonden, an die mit der Tiefe
variierenden Bodenarten im Untersuchungsraum der FMIF, nach Abschluss der
Messkampagne
A 5: Messung der ECH ₂ O-Sonden während des am untersuchten Bodenprofil
durchgeführten Infitrationsversuchs
A 6: Vergleich der Messwerte FN zu BN im Bestand der FMIF (Zeitraum: 1.07.03-
31.07.04)
A 7: Gegenüberstellung der im Bestand der FMIF gemessenen aktuellen
Evapotranspiration zur gemessenen aktuellen Transpiration im Zeitraum: 1.08.03-
31.07.04
A 8: Reaktionsimpuls des vol. Wassergehaltes in unterschiedlichen Tiefen auf zwei
aufeinander folgende Niederschlagsereignisse mit hoher und mittlerer Intensität
bei hoher Bodenvorfeuchte
A 9: Reaktionsimpuls des vol. Wassergehaltes in unterschiedlichen Tiefen auf zwei
aufeinander folgende Niederschlagsereignisse mittlerer und geringer Intensität bei
hoher Bodenvorfeuchte
A 10: Reaktionsimpuls des vol. Wassergehaltes in unterschiedlichen Tiefen auf ein
Niederschlagsereignis mittlerer Intensität und bei hoher Bodenvorfeuchte100
A 11: Modellierte gegen observierte Zeitreihe des vol. Wassergehalts für die
Bodenfeuchte-Sonde in 5 cm Tiefe100
A 12: Darstellung des Toleranzbereichs der Bodenfeuchte-Sonde (± 1 Vol.%) und der
modellierten Zeitreihe in 35 cm Tiefe101
A 13: Simulationsergebnisse der Phase 1 und der Phase 2 für die Bodentiefe 5 cm im
Zeitraum: 1.07.03 – 31.07.04101
A 14: Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes für das untersuchte Bodenprofil auf der
Grundlage der in Hartheim erhobenen Daten. Zeitraum: 1.08.03-31.07.04 102
A 15: Auswirkung der verschiedenen ETp-Ansätze auf das Simulationsergebnisse in 15
cm Tiefe über den gesamten Untersuchungszeitraum
A 16: Meteorologischer Messturm im Waldbestand (aus Mayer 2003)103

Verzeichnis der Abkürzungen

γ	Psychrometerkonstante	[-]
Α	Fläche	[m²]
a	Strecke	[m]
Abb.	Abbildung	
Abh.	Abhängigkeit	
BN	Bestandes Niederschlag	[mm]
BW	Bodenwasser	
c	Temperaturabhängige Konstante	[-]
Cp	Spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck	[J/(kgK)]
d ₁₀	Korngrößendurchmesser	[mm]
DLL	Dynamically Linked Library	
DVWK	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und	
	Kulturbau	
Ε	Evaporation	[mm]
ea	Aktueller Dampfdruck um 14.30h MEZ	[hPa]
Eakt	aktuelle Evaporation	[mm]
Epot	potentielle Evaporation	[mm]
e _s (t)	Sättigungsdampfdruck der Luft um 14 30h MEZ	[hPa]
ЕТр	potentielle Evapotranspiration	[mm]
f	Umrechnungsfaktor	[-]
FK	Feldkapazität	[mm]; Volumen
		[%]
f _K	Küstenfaktor	[-]
FMIF	Forstmeteorologische Messstation des	
	Meteorologischen Instituts Freiburg	
FN	Freiland Niederschlag	[mm]
fS	Fein Sand	
fU	Fein Schluff	
G	Bodenwärmestrom	[W/m²]
gS	Grob Sand	
gU	Grob Schluff	
GWNB	Grundwasserneubildung	[mm]
h	Matrixpotential, Druckhöhe	[m]
h	Haude Koeffizient	[mm/hPa]
Н	Horizont	
HW	Hochwert	[m]

I	Interzeption	[mm]
IET	Interzeptionsverdunstung + Evapotranspiration	[mm]
IHF	Institut für Hydrologie	
K	ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit	[m/d]
Кар.	Kapitel	
km	Kilometer	[km]
Kr	relative hydraulische Leitfähigkeit	[m/d]
Ks	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	[m/d]
1	Porenkonnektivitätsparameter	[-]
log	Logarithmus	
m	Meter	[m]
m ü. NN	Meter über Normal Null	[m]
MEZ	Mitteleuropäische Zeit	
Mi	Masse	[kg]
mS	Mittel Sand	
mU	Mittel Schluff	
mündl.	mündliche	
MvG-	Mualem van Genuchten Parameter	
Parameter		
Ν	Niederschlag	[mm]
Ν	Norden	
n	van Genuchten Parameter für	r 1
	Porengrößenverteilung	[-]
n _{eff}	effektiver Porenraum	[-]
nFK	Nutzbare Feldkapazität	[mm]; Volumen
		[%]
P3	experimentelle Konstante	[-]
P50	Wert des Matrixpotentials, bei dem die aktuelle	
	Wasseraufnahme noch 50 % der maximal	[cm]
	möglichen beträgt.	
рН	Negativer Logarithmus der Konzentration der	
	Hydroniumionen	
PTF	Pedotransferfunktionen	
PWP	Permanenter Welkepunkt	[mm]; Volumen
		[%]
$\mathbf{Q}_{\mathbf{l}}$	lateraler Abfluss	[mm]
$\mathbf{Q}_{\mathbf{v}}$	vertikaler Sickerwasserabfluss	[mm]
$\mathbf{Q}_{\mathbf{v}}$	Infiltrierte Wassermenge	[m ³]
r^2	Bestimmtheitsmaß	[-]
ra	aerodynamischer Widerstand	[s/m]

r _c	Bestandeswiderstand	[s/m]
R _{eff}	Modelleffizienz	[-]
R _G	Globalstrahlung	[W/m²]
R _n	Strahlungsbilanz	[W/m²]
RW	Rechtswert	[m]
S	Senkterm zur Beschreibung der	[m3/(m3d)]
	Wurzelwasseraufnahme	
Se	effektiver Wassergehalt	[m ³ /m ³]
Т	Transpiration	[mm]
t	Zeit	[d]
Т	Temperatur	[°C]
Та	Lufttemperatur	[°C]
Takt	aktuelle Transpiration	[mm]
T _{pot}	potentielle Transpiration	[mm]
U	Ungleichförmigkeitsgrad	[-]
VA	Abstandsgeschwindigkeit	[m/s]
vgl.	vergleiche	
vol.	volumetrisch	
VS	versus	
VStechzylinder	Volumen des Stechzylinders	[m ³]
$\mathbf{W}_{\mathbf{i}}$	Gewicht	[kg]
WStechzylinder	Gewicht des Stechzylinders	[kg]
x	Räumliche Koordinate, aufwärtsgerichtet positiv	[m]
α	Winkel zwischen der Fließrichtung und der vertikalen Achse	[°]
α	van Genuchten Parameter für Lufteintrittspunkt	[1/m]
Δ	Gradient der Sättigungsdampfdruckkurve	[hPa/K]
$\Delta \Theta$	Bodenspeicheränderung	[mm]
Θ	volumetrischer Wassergehalt	[m ³ /m ³]
Θ_{r}	Restwassergehalt	[m ³ /m ³]
Θ_{s}	Sättigungswassergehalt	[m ³ /m ³]
θ(Φ)	Saugspannung der Matrix	[cm]
ρL	Dichte feuchter Luft	[kg/m ³]
υ	Wassertemperatur	[°C]

Zusammenfassung

Die vorliegende Diplomarbeit "Numerische Modellierung des Bodenwassertransportes im Hinblick auf die Wasserverfügbarkeit an einem Trockenstandort" basiert auf den Ergebnissen des Forschungsprojekts "Wasserhaushalt eines Waldes auf einem Trockenstandort", welches im Rahmen des Forschungsschwerpunktprogramms Baden-Württemberg finanziert wurde.

Die Zielsetzung dieser Studie ist, wie der oben vorgestellte Titel suggeriert, die Erweiterung des Verständnisses von Prozessen der Bodenwasserbewegung in der vadosen Zone durch eine Modellanwendung. Die Einbindung von analysierten experimentellen Daten in ein physikalisch basiertes Bodenwassermodell soll zum einen vorangegangene Untersuchungsergebnisse zu den Bodenwasserprozessen stützen, sowie darin aufgetretene Fragestellungen aufschlüsseln. Zum anderen werden das Potential und die Grenzen physikalisch basierter Modellierung aufgezeigt.

Die Untersuchungen fanden an der Forstmeteorologische Messstelle Hartheim des Meteorologischen Institutes Freiburg (FMIF) in einem Kiefernwald statt. Die FMIF befindet sich ca. 1 km östlich vom heutigen Flussbett des Altrheins in der reliktischen Rheinaue der südlichen Oberrheinebene etwa 25 km südwestlich von Freiburg i. Br. in einer Höhe von 201 m ü. NN. Das Klima in diesem Bereich ist durch hohe Lufttemperaturen und geringe Niederschläge gekennzeichnet. Danach liegt die mittlere jährliche Lufttemperatur bei 9,8 °C, der mittlere jährliche Niederschlag beträgt 667 mm. Neben klimatischen Faktoren bestimmen die hydraulischen Eigenschaften des Bodens, der als eine Zweischicht-Pararendzina anzusprechen ist, sowie der Einfluss der Vegetation, die hydrologischen Prozesse. Die Auensedimente im Bereich der FMIF bestehen aus holozänen unverwitterten sandigen und carbonatreichen Kiesen, die hauptsächlich alpinen Ursprungs sind und hohe Durchlässigkeitsbeiwerte aufweisen. Diese Sedimente sind in der Regel von einer wenigen Dezimeter mächtigen Hochflutlehmdecke überlagert.

Die für die Modellanwendung erhobenen experimentellen Daten lassen sich in zwei Kategorien hinsichtlich des Verwendungszwecks unterteilen:

- Gewinnung von Eingangs- und Kalibrierungsdaten (Bodenfeuchtemessungen und Bodenprofilkartierung)
- Bestimmung hydraulischer Bodeneigenschaften (Korngrößenanalyse, pF-Kurven-Messung, Infiltrationsversuch).

HYDRUS-1D ist ein eindimensionales mathematisches Modell, welches Wasser- und Stoffflüsse in porösen Medien mit physikalischen Grundgleichungen, wie der Richards-Gleichung für variablen gesättigten/ ungesättigten Fluss und der auf den Fick`schen Gesetzen basierenden dispersiven-advektiven Transportgleichung, beschreibt Die hydraulischen Eigenschaften des ungesättigten Bodens sind nichtlineare Funktionen der Druckhöhe, die mit einem analytischen Ansatz von van Genuchten beschrieben werden. Dabei wird der Wassertransport im ungesättigten Medium über sechs definiert, die aus Messungen oder über unabhängige Parameter die Pedotransferfunktion ROSETTA abgeschätzt werden können.

Die Dynamik der Bodenfeuchte der Deckschicht konnte über den gesamten Untersuchungszeitraum gut nachgebildet werden. Die Simulationen der Bodenwassergehalte der Schichten mit hohem Kiesanteil zeigten zwar immer noch ausreichend gute Resultate, allerdings erwies sich vor allem die Erfassung des Entwässerungsverhaltens als schwierig. Dies gilt insbesondere für den kies-sandigen Bereich, der darüber hinaus eine starke Durchwurzelung aufweist. Ein absolviertes Ausschlussverfahren legt die Vermutung nahe, dass diese Problematik in dem angewendeten van Genuchten-Modell, welches zur Beschreibung der hydraulischen Bodeneigenschaften (Wasserretention, hydraulische Leitfähigkeit) genutzt wird, begründet liegt. Dieses Modell beschreibt für die kies-sandigen Bodenhorizonte eine derart steile Funktion, so dass die Be- und Entwässerungsphase in Abhängigkeit des Matrixpotentials ungenügend ausgeprägt ist. Nichtsdestotrotz bewegt sich die Modellgüte in einem ausreichen genauen Rahmen, um das angepasste Modell zur Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes heranziehen zu können. Mit Hilfe der Simulation konnte die Existenz einer Grundwasserneubildung, trotz der vorherrschenden klimatischen Bedingungen am Trockenstandort Hartheim, bestätigt werden. Ebenso ist ein Wassertransport vom unteren Bodenspeicher in die Deckschicht innerhalb begrenzter Zeitfenster nachweisbar. Die Analyse der einzelnen Bilanzglieder stützt darüber hinaus die Hypothese von WENNINGER ET. AL. (2005), dass die am Untersuchungsstandort durch die Eddy-Kovarianz ermittelte Verdunstung zu geringe Werte annimmt.

Die Ergebnisse dieser Studie belegen die Anwendbarkeit des in HYDRUS-1D verwirklichten Modellansatzes, unter den am Standort gegebenen Bedingungen. Eine weitere Verbesserung der Modellanpassung würde voraussichtlich die Umsetzung des Brooks & Corey-Modells, zur Beschreibung der hydraulischen Bodeneigenschaften, oder eine auf einem Two-domain Konzept basierende Bodenwassermodellierung bringen.

Trotz der auftretenden Schwierigkeiten erweist sich das Modell als ein hilfreiches Instrumentarium, um hydrologische Prozesse in kombinierter Anwendung mit experimentellen Arbeiten zu beleuchten.

Summary

The present thesis on the "Numeric Modeling of Soil Water Transport with Respect to Water Availability in a Dry Area" is based on the results of the research project "Forest Water Balance at a Dry Area", which was financed in the framework of the Baden-Württemberg main research program.

As is already suggested by its above mentioned title, the study is aimed at enhancing the comprehension of soil water movement processes taking place in the vadose zone with the help of a model application. Analyzed experimental data are combined with a physically-based soil water model and are thus designed both to furnish further proof of preceding research results on soil water processes and to solve problems occurring these research measures. On the other hand, the potential and the limitations of physically-based modeling are illustrated.

The studies were carried out in a pinewood forest of the Hartheim Forest-Meteorological Study Area, which is part of the Meteorologische Institut of Freiburg (FMIF). The FMIF is situated approximately 1 km to the east of today's "Altrhein" riverbed in the Rhine wetlands of the southern Upper Rhine Valley, roughly 25 km to the southwest of Freiburg im Breisgau. The altitude of the location is 201m above sea level and the climate of this region is characterized by high air temperatures and small precipitation. The mean annual temperature is thus at 9,8°C and the mean annual precipitation amounts to 667 mm. Apart from climatic factors hydrology is determined by hydraulic soil properties and the impact of the vegetation. The wetlands sediments of the FMIF consist of unweathered holocene sandy gravel, which is rich in carbonate and mostly of alpine origin. These sediments show high transmissibility values and are normally covered by a high-tide loam layer, which is a few decimeters thick.

Depending on their intended use the experimental data collected for the model application can be divided into two categories:

- Collection of initial and calibration data (soil moisture measurements and floor sweep mapping)
- Determination of hydraulic soil properties (particle size analysis, determination of water retention characteristics, infiltration test)

HYDRUS-1D is a mathematical model that describes water and solute transport in porous media with physical equations such as the Richard's equation for variably saturated-unsaturated flow and the Fickian-based dispersive-advective transport equation. The hydraulic properties of the unsaturated soil are nonlinear functions of the pressure head, which are described with the analytical van Genuchten function where water movement in the saturated media is defined by six independent parameters that can be derived from measurement or a soil texture database.

Soil moisture dynamics of the cover layer could be modeled well throughout the entire test period. Although the soil water content simulations of layers with high gravel proportions showed satisfying results, the collection of data on drainage behavior proved to be difficult. This applies above all to the gravelly-sandy area, which is in addition characterized by a high level of root penetration. An elimination procedure, which was carried out, suggests that this problem constellation pertains to the applied van Genuchten-Model, which is used to describe the hydraulic soil properties (water retention, hydraulic conductivity). This model describes a very steep function for gravelly-sandy soil layers. As a result the irrigation and drainage phases, which are dependent on the pressure head, are not long enough. Nevertheless, model performance is within a framework that is sufficiently exact in order to use the adapted model for the determination of soil water balance.

On account of the simulation it was possible to confirm that ground-water recharge occurs in spite of the climatic conditions that prevail in the Hartheim dry area. Moreover, it was possible to prove that water is transported from the lower soil storage to the cover layer within a certain timeframe. In addition to this, the analysis of individual balance factors supports the hypothesis of *WENNINGER ET. AL.* (2005), which claims that evapo-transpiration values established by the Eddy-Covariance are too low.

It is established by the results of this study that the model approach realized by HYDRUS-1D can be applied under the conditions existing at this site. Model adaptation could presumably be further improved by the realization of the Brooks & Corey Model, which is designed to describe the hydraulic soil properties, or by soil water modeling based on a two domain concept. Despite occurring difficulties the model proved to be a helpful instrument for the study of hydrological processes in combination with experimental work.

Keywords:

numeric modeling HYDRUS-1D, forest modeling, moisture balance, soil water movement, vadose zone, experimental based modeling, dry area, ground water recharge

1 Einleitung

entscheidender Wasser ist von Bedeutung für die Lebensfunktionen von Waldökosystemen. Innerhalb dieser, stellt es das Transportmedium für nahezu alle Stoffe dar. Die meisten chemischen und biologischen Prozesse sind an das Vorhandensein von Wasser gebunden, wobei die Menge des vorhandenen Wassers häufig die Intensität der ablaufenden Prozesse steuert. Die Vitalität und das Wachstum von Wäldern sind maßgeblich vom Wasserkreislauf beeinflusst. Dementsprechend kommt der Erfassung des Wasserhaushaltes bei der Untersuchung von Waldökosystemen eine besondere Bedeutung zu. Fragestellungen in diesem Zusammenhang betrachten:

- die Komponenten des Wasserkreislaufs (Niederschlag, Interzeption, Evaporation, Transpiration, Versickerung, Oberflächenabfluss),
- die Ermittlung der Bodenwasserflüsse in durchwurzeltem und undurchwurzeltem Boden zur Bestimmung der Stofftransportraten,
- der Bodenwasservorräte,
- dem Bodenwasserpotential und
- der Wasserversorgung der Vegetation.

Hinsichtlich dieser allgemeinen Fragestellungen, wird, innerhalb des interdisziplinären Forschungsprojekts "Wasserhaushalt eines Waldes auf einem Trockenstandort", mit Hilfe gemeinsamer pflanzenphysiologischer, meteorologischer und hydrologischer Untersuchungen, versucht, die Charakteristika des Wasserhaushaltes eines Kiefernwaldbestandes auf einem Trockenstandort experimentell zu bestimmen. Diese Studie, an der die Professur für Baumphysiologie, das Meteorologische Institut und das Institut für Hydrologie der Universität Freiburg beteiligt sind, wird im Rahmen des Forschungsschwerpunktprogramms Baden-Württemberg finanziert.

Der Standort repräsentiert ein Modellökosystem für wasserlimitierende Bedingungen während der Vegetationsperiode, wie sie von aktuellen Klimamodellen für das südliche Mitteleuropa in Zukunft vorhergesagt werden. Die Analysen sollen die Grundlage liefern, um den Wasserhaushalt des untersuchten Systems so zu modellieren, dass sich Tendenzen über die Auswirkungen der prognostizierten Entwicklung des Klimas auf den Wasserhaushalt des Waldes und die sich hieraus bedingenden baumphysiologischen Phänomene abschätzen lassen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden Teile der experimentellen Untersuchungen in einem Bodenwasserhaushaltsmodell umgesetzt, um in dem Teilbereich der Gesamtzielsetzung des Projekts, der sich mit den hydrologischen Prozessen des Untersuchungsgebietes auseinandersetzt, einen weiteren Schritt in Bezug auf die Modellumsetzung zu voranzugehen.

1.1 Theoretische Grundlagen

Für eine vollständige Beschreibung des Wasserhaushaltes von Waldstandorten müssen alle Komponenten des Wasserkreislaufes bestimmt werden. Im Folgenden wird eine Einführung in die grundlegenden Prozesse des Wasserkreislaufes von Waldstandorten gegeben (*Hörmann ET AL*. 2003), um einen Überblick der Thematik, in deren Rahmen sich die vorliegende Arbeit wieder findet, zu liefern.



Abb. 1-1: Die Komponenten des Wasserkreislaufs in einem Waldökosystem (HÖRMANN ET AL. 2003).

Wasser gelangt als Schnee oder Regen in die Wälder. In einigen Gebieten trägt auch die Interzeption von Nebel signifikant zum Niederschlagsinput bei. Ein Teil des Niederschlages wird im Kronenraum zurückgehalten und verdunstet wieder in die Atmosphäre (Inerzeptionsverdunstung). Der verbleibende Teil gelangt als Kronentraufe oder Stammabfluss an die Bodenoberfläche und infiltriert dort, fließt als Oberflächenabfluss ab oder wird direkt von der Bodenoberfläche verdunstet. Im Boden wird das Wasser von den Pflanzenwurzeln aufgenommen. Ein weiterer Anteil versickert in tiefere Bodenschichten, von wo er schließlich in das Grundwasser gelangen kann (Abbildung 1-1). Die zugrunde liegende Wasserhaushaltsgleichung lautet:

$$N = IET + Q_v + Q_l \pm \Delta \Theta \tag{1-1}$$

, mit N = Niederschlag, IET = Evapotranspiration, Q_v = vertikaler Sickerwasserabfluss, Q_l = lateraler Abfluss, $\Delta \Theta$ = Bodenspeicheränderung.

Die Evapotranspiration oder Verdunstung kann in die Teilflüsse Interzeption (I), Evaporation (E) und Transpiration (T) untergliedert werden:

$$IET = I + E + T \tag{1-2}.$$

Die hohe zeitliche Dynamik und räumliche Variabilität der Wasserkreislaufkomponenten erfordert eine adäquate Anpassung der Methoden zur Erfassung des Wasserhaushaltes. Von den Komponenten des Wasserkreislaufes, bzw. deren Zustandsgrößen, können einige direkt gemessen werden, andere müssen durch Berechnung bestimmt werden. Abschätzung oder In Untersuchungen zum Wasserhaushalt hat daher die Anwendung von Modellen einen besonderen Stellenwert. In einem Wasserhaushaltsmodell müssen die einzelnen Teilflüsse abgebildet sein. Üblicherweise werden für Wälder die Teilmodelle:

- Verdunstungsmodell,
- Interzeptionsmodell und
- Transportmodell (inkl. Wurzelaufnahmemodell)

implementiert. Die für alle Teilprozesse verfügbaren Modelle unterscheiden sich in ihrer Komplexität und ihren Anforderungen an Eingangsparameter, Anfangs- und Randbedingungen (Tabelle 1). Die Auswahl der Modelle richtet sich nach dem Ziel der Modellanwendung, nach der gewünschten Genauigkeit und letztendlich nach dem Umfang der verfügbaren Ausgangsdaten.

Prozess	Sehr Einfach	Einfach	Mittel	Komplex
Potentielle Verdunstung	Thornthwaite	Haude	Turc-Wendling	Penman- Monteith
Interzeption	Messungen	Empirische Modelle	Gash	Rutter
Boden- wasserfluss	Chloridbilanz	Speichermodell	Mehrschicht- Speichermodell	Richards- Modell

 Tab.
 1-1: Klassifizierung der Modelle zur Berechnung von Verdunstung, Interzeption und Bodenwasserfluss (in Hörmann ET AL. 2003, verändert nach DE VRIES ET AL. 2001).

Bodenwassertransport

Für die Berechnung der Bodenwasserflüsse kommen als unterschiedliche Verfahren die klimatische Wasserbilanz, Speichermodelle, Richards-Modelle oder die Chloridbilanz zur Anwendung.

Bei der Berechnung von Bodenwasserflüssen nach der klimatischen Wasserbilanz wird unter Vernachlässigung von lateralen Wasserflüssen Gleichung 1-1 und Speicheränderungen nach dem vertikalen Wasserfluss aufgelöst. Die Evaporation wird als potentielle Verdunstung eingegeben. Damit eignet sich das Verfahren nur für längere **Bodenspeicheränderung**) Zeiträume (Vernachlässigung der und unter der Voraussetzung, dass keine Einschränkung der Verdunstung auftritt. Letztere Voraussetzung ist unter den Klimaverhältnissen des südlichen Mitteleuropas äußerst selten erfüllt, so dass die Anwendung der klimatischen Wasserbilanz allenfalls als Plausibilitätskontrolle in Frage kommt.

In Computermodellen erfolgt die Berechnung des Bodenwasserhaushaltes auf der Grundlage zweier unterschiedlicher Verfahren:

- der Darcy/Richards-Gleichung oder
- mit Speichermodellen.

In den Speichermodellen wird der Bodenwasserhaushalt über ein einfaches Konzept realisiert: Der Boden besteht aus einer oder mehreren linear gekoppelten Speicherzellen. Eine Wassersickerung findet bei Überschreitung der nutzbaren Feldkapazität der jeweiligen Speicherzelle statt. Dieser Ansatz kann bei feuchtem Boden zu unrealistischen Sickerungsraten führen. Aus diesem Grund enthalten einige dieser Modelle einen Zusatzterm, der auch bei teilgefüllten Speichern eine Tiefensickerung zulässt. Kapillarer Aufstieg wird nicht oder nur über einen einfachen empirischen Ansatz berücksichtigt. Die als stärker prozessorientiert eingestuften Modelle der zweiten Gruppe beschreiben die Wasserbewegung im Boden durch die Richards-Gleichung. Da das innerhalb dieser Studie zur Anwendung gebrachte Modell auf der Richards-Gleichung basiert, beschränken sich die anschließenden Ausführungen auf dieses Verfahren.

Richards-Gleichung

Die Richards-Gleichung beschreibt die Wasserbewegung im Boden wie folgt:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) + S$$
(1-3)

wobei	Θ	=	volumetrischer (vol.) Wassergehalt	(L ³ /L ³)
	t	=	Zeit	(T)
	Z	=	Tiefe, positiv aufwärts gerichtet	(L)
	K	=	hydraulische Leitfähigkeit	(LT-1)
	Ψ	=	hydraulisches Potential	(L)
	S	=	Senkenterm zur Beschreibung der	
			Wurzelwasseraufnahme	(L ³ L ⁻³ T ⁻¹).

Die Richards-Gleichung beruht auf einer Erweiterung des Darcy-Gesetzes, die instationärer Verhältnisse auf der Grundlage der Kontinuitätsgleichung berücksichtigt. Wasserflüsse im Boden erfolgen bei Richards-Modellen als Resultat von Potentialgradienten. Es handelt sich um eine nichtlineare, partielle parabolische Differentialgleichung zweiter Ordnung, die im Allgemeinen durch ein numerisches Verfahren gelöst werden muss. Analytische Lösungen sind an bestimmte Randbedingungen gebunden.

Bodenphysikalische Kenngrößen

Umfangreiche Ausführungen der bodenphysikalischen Grundlagen geben *SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL* (2002), *DURNER* (2001), sowie *HORN & HARTGE* (1999). An dieser Stelle soll nur kurz auf die für die Modellierung wichtigen Besonderheiten eingegangen werden.

Von zentraler Bedeutung in der Wasserhaushaltsmodellierung sind die hydraulischen Parameterfunktionen Bodenwasserretentionskurve (pF-Kurve, Wasserspannungskurve) und hydraulische Leitfähigkeitsfunktion (siehe Abb. 3-1). Die direkte Messung dieser Funktionen ist zeitaufwendig, teuer und aufgrund der extremen Nichtlinearität der Funktionen, sowie der Heterogenität der Böden generell sehr unsicher. Ein weiteres Problem stellt die zum Teil beträchtliche Hysterese der Parameterfunktion, d.h. die Nicht-Eindeutigkeit der Funktion beim Be- bzw. Entwässerungsvorgang, dar. Aus diesen Gründen wird oft auf indirekte Methoden zur Bestimmung der Parameterfunktionen zurückgegriffen. Dabei handelt es sich um Modelle zur Beschreibung der Bodenparameterfunktionen, von deren Vielzahl gelten zwei als die Gebräuchlichsten:

- das Modell von BROOKS & COREY (1966) und
- das Modell von VAN GENUCHTEN (1980).

Eine Beschreibung des in dieser Arbeit zur Anwendung gelangten van Genuchten Modell erfolgt in dem Kapitel 3.1 Modelltheorie.

1.2 Stand der Forschung

Die Zahl der existierenden Bodenwasserhaushaltsmodelle ist groß, einen ausführlichen Überblick der Quellen von Simulationsmodellen gibt *LEGOVIC* (1997). Vielfach liegt allerdings keine umfassende Dokumentation vor (*TIKTAK & VAN GRINSVEN* 1995), wodurch die Modelle teilweise nur durch den Entwickler selbst nutzbar sind (*LANDSBERG ET AL.* 1991). Eine Übersicht der häufig verwendeten Wasserhaushaltsmodelle in der Forsthydrologie geben die Zusammenstellungen von:

- HÖRMANN & SCHMIDT (1995),
- die Modellvergleiche von *TIKTAK & VAN GRINSVEN* (1995), sowie
- Hörmann & Meesenburg (2000).

Wie im Vorfeld bereits angesprochen, unterscheiden sich die in Waldstandorten eingesetzten Modelle zunächst grundsätzlich in der Implementierung des Bodenwasserhaushaltes. Der einfachere Ansatz der Speichermodelle ist beispielsweise in FOREST-BGC (RUNNING & COUGHLAN 1988; RUNNING & GOWER 1991) oder in SIMPEL (HÖRMANN 1997) verwirklicht. Zur Gruppe der prozessorientierteren Modelle, innerhalb derer die Richards-Gleichung zur Beschreibung der Bodenwasserbewegung zur Anwendung kommt, gehören BROOK90 (FEDERER & LASH 1978; FEDERER 1995), das SOIL/Coupmodel (JANSSON & HALLDIN 1979; JANSSON 1994), das WHNSIM (HUWE 1992), sowie das Modell HYDRUS (VOGEL ET AL. 1996). Die Lösung des Gleichungssystems erfolgt hier meist durch ein Finite-Differenzen-Verfahren. Die in Finite-Elemente-Lösung zeichnet HYDRUS verwendete sich durch höhere Rechengeschwindigkeiten aus, leider steht dieser Errungenschaft eine nicht vollständig gewährleistete Massenbilanztreue gegenüber, was die Gefahr der numerischen Instabilität wesentlich erhöht (HÖRMANN ET AL. 2003).

Mit der modellgestützten Charakterisierung und Analyse von Waldstandorten, innerhalb des Klimaraumes des südlichen Mitteleuropa, im Hinblick auf die Wasserverfügbarkeit und den Wasserhaushalt, setzten sich bereits HAMMEL & KENNEL (2001) auseinander, die das Modell BROOK90 einsetzten. JOCHHEIM ET AL. (2001) verwendeten das Simulationsmodell FOREST-BGC zur Berechnung der Wasserbilanz in Kiefernbeständen des Raumes Brandenburg, die zum Teil vergleichbare Bedingungen aufweisen, wie sie auch am Standort Hartheim präsent sind. SIMORANGKIR (1995) beschäftigte sich mit den Auswirkungen der Hysterese der pF-Kurve auf die Simulationsergebnisse für den Wasserhaushalt sandiger Kiefernwaldökosysteme. Untersuchungen zur Auswirkung einer Grundwasserabsenkung auf Kiefernbestände niedersächsischer Sandstandorte wurden von BENECKE ET AL. (1989) durchgeführt. Mit der Erfassung von Interzeptionsverlusten setzten sich, unter Verwendung unterschiedlicher Ansätze, CALDER (1986), GASH (1979) und HOFFMANN (1992) auseinander. MÜLLER (2001) ermittelte experimentell die Wasserhaushaltskennwerte von Kiefernbeständen des nordostdeutschen Tieflands. JANSSON & KARLBERG (2001) betrachten bei der Modellierung den gesamten Wirkungskomplex Boden-Pflanze-Atmosphäre.

Im Kiefernbestand Hartheim, der das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Diplomarbeit repräsentiert, wurden in den vergangenen Jahren mehrere Arbeiten am IHF (Institut für Hydrologie Freiburg) zur Erforschung der hydrologischen Prozesse durchgeführt, bei denen der Fokus auf die Bodenwasserbewegung in der ungesättigten Zone und auf die Grundwasserneubildungsmechanismen gerichtet war. In den Untersuchungen von KÖNIGER (2003) und WENNINGER ET. AL. (2005), in denen vor allem Tracerhydrologische Verfahren zum Einsatz kamen, kristallisierte sich in den Untersuchungszeiträumen, entgegen der langjährigen Annahme und der Klassifizierung Untersuchungsgebietes des als Trockenstandort, die Existenz einer Grundwasserneubildung heraus.

Die Wasserbilanzierung von WENNINGER ET AL. (2005)ergibt für den Untersuchungszeitraum August 2003 bis Juli 2004 einen Wasserüberschuss der oberen Bodenzone von 291 mm, welcher für die Versickerung in tiefere Schichten zur Verfügung steht. Bei KÖNIGER (2003) ergab sich als Mittel über einen dreijährigen Zeitraum (1997-2000) eine Grundwasserneubildung (GWNB) von 102 mm. In letzterer Untersuchung wurde eine um 300 mm höhere Verdunstung (was dem Faktor 2 entspricht) ermittelt. Eine Erklärung für die erheblich niedrigeren Verdunstungswerte, im Vgl. zu den Ergebnissen in WENNINGER ET AL. 2005, sehen die Autoren in der verwendeten Methodik der Verdunstungsberechnung. Bei WENNINGER ET AL. (2005) kam die Eddy-Kovarianz-Methode, bei KÖNIGER (2003) das BREB-Verfahren zur Ermittlung der Verdunstung zum Einsatz. Die geringere Verdunstung bei Wenninger et al. (2005) verursacht trotz vergleichsweise gering Niederschläge einen erhöhten Wasserüberschuss, als Restglied der Wasserhaushaltsbilanzierung.

1.3 Zielsetzung, Problemstellung und Vorgehen

Die hier umgesetzte Modellierung sollte die Ergebnisse früherer Untersuchungen (*WENNINGER ET AL.* 2005; *KÖNIGER* 2003) stützen und bei der Klärung der angesprochenen Verdunstungsproblematik neue Erkenntnisse bringen.

Die Fernziele, die sich aus hydrologischer Sicht für das Untersuchungsgebiet ergeben, lauten:

- Flächenhafte Abschätzung der Wasserverfügbarkeit am Trockenstandort
- Räumliche Quantifizierung der GWNB

Eine Verfahrensweise mit der dieses Vorhaben umgesetzt werden könnte, besteht in der kontinuierlichen Messung der Bodenfeuchte an mehreren Stellen und in verschiedenen Tiefen. Begleitet durch Tracerhydrologische Untersuchungen, könnten daraus die gewünschten Erkenntnisse gewonnen werden. Jedoch ist dieser Ansatz durch einen hohen Arbeits- und Kostenaufwand gekennzeichnet.

Ein gut an vorherrschenden Bedingungen angepasstes Modell, könnte auf mehrere Punkte des Untersuchungsgebietes übertragen werden. Über ein geeignetes Regionalisierungsverfahren könnten detaillierte räumliche Aussagen zum Bodenwasserhaushalt erfolgen.

Die hier im Vorfeld angerissenen Einsatzmöglichkeiten und Zielsetzungen zeigen auf, welche Bedeutung eine Modellumsetzung für den Trockenstandort Hartheim einnehmen kann. Die Aufgabe der hier vorliegenden Arbeit bestand demnach darin, ein geeignetes Modell an den Standort anzupassen.

Bei der Umsetzung sollte auf ein prozessorientiertes Modell zurückgegriffen werden. Die Problematik am Untersuchungsstandort hinsichtlich der Anwendung eines Modells, welches den Bodenwassertransport auf der Basis der *Richards-Gleichung* beschreibt, besteht in dem hohen Kiesanteil der unteren Bodenhorizonte. Es sollte in dieser Arbeit geklärt werden, ob ein solcher Modellansatz geeignet ist, die durch den Kiesanteil beeinflussten hydraulischen Bodeneigenschaften abzubilden.

Zur Anwendung sollte das physikalisch basierte Modell HYDRUS-1D kommen, welches bis dato nur begrenzt unter natürlichen Bedingungen zum Einsatz kam. In einem ersten Schritt wurde die Eignung des Modells überprüft. In diesem Zusammenhang wurden Parameter auf der Grundlage von Literaturwerten abgeschätzt. Im Anschluss folgte die Durchführung einer Inversmodellierung zur Bestimmung der hydraulischen Bodeneigenschaften. Dabei wurde das Modell anhand von gemessenen Bodenfeuchte-Daten kalibriert und validiert. Zeitgleich sollten experimentelle Arbeiten (pF-Kurven Bestimmung, Korngrößenanalyse, Infiltrationsversuch), zur Bestimmung von Bodenkennwerten, die Parameterfindung unterstützen. Zum Abschluss sollte die Modellanwendung hinsichtlich der Bodenwasserhaushaltsbilanzierung ausgewertet werden. In diesem Zusammenhang wurde eine zweite Phase simuliert, die aufbauend auf den Ergebnissen der Inversmodellierung (Phase 1) die aus der Statistik bekannten durchschnittlichen Bedingungen am Untersuchungsstandort nachbilden sollte.

2 Untersuchungsgebiet

Das für die Untersuchungen herangezogene Bodenprofil befindet sich in der Forstmeteorologische Messstelle Hartheim des Meteorologischen Institutes Freiburg (FMIF). Die FMIF, bestehend seit 1969, wird im Waldbestand der Rheinaue für kontinuierliche meteorologische und hydrologische Messungen betrieben. Die Zielsetzung liegt in einer langfristigen Analyse des Energie- und Wasserhaushaltes (*JAEGER* 1978), wobei der in den sechziger Jahren neuangelegte Kiefernwald, als weitgehend homogene Fläche, optimale Bedingungen zur Übertragung von Punktmessungen auf eine größere Waldfläche ermöglicht.

Der Großteil der Messinstrumente mit denen die FMIF bestückt ist, befindet sich an zwei Messtürmen innerhalb des Waldbestandes. Der Ausbau der beiden Messtürme wurde in den vergangenen Jahren mit dem Wachstum der Bäume abgeglichen. An den Messtürmen befinden sich in verschiedenen Niveaus Messsensoren zur Bestimmung von Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Lufttemperatur, Luftfeuchte, sowie zur Messung der Komponenten der Strahlungsbilanz. Bodentemperaturen und Bodenwärmestrom werden im Waldbestand gemessen.

Der Niederschlag wird auf den Türmen in 15 m und 30 m Höhe und im Waldbestand über Sammelrinnen und als Stammabfluss kontinuierlich quantitativ bestimmt (*MAYER ETAL*. 1999).

Neben der langfristigen Untersuchung von Wasser- und Energiebilanz im Hartheimer Kiefernwald liegt ein Schwerpunkt auf der Untersuchung von Evapotranspiration von Waldflächen (*JAEGER ET AL.* 1996; *VOGT ET AL.* 1996).

2.1 Geographische Lage

Die FMIF ist 23 km südwestlich von Freiburg in einem Kiefernwald der Gemeinde Hartheim, im Landkreis Breisgau-Hochschwarzwald, im Gewann Steingarten gelegen. Sie befindet sich etwa 1 km östlich des heutigen Rheins auf der reliktischen, holozänen Rheinaue, in einer Höhe von 201 m über dem Meeresspiegel. In Nord-Süd-Richtung erstreckt sich der Kiefernwald auf eine Länge von 10 km, die Breite lässt sich auf Höhe der FMIF mit ungefähr 1,5 km angeben (47°56'04"N, 7°36'2"E, bzw. Gauß-Krüger-Koordinaten RW 32 95 399, HW 53 10 195).



Abb. 2-1: Geographische Lage der FMIF (Topographische Karte 1:25.000, Blatt 8011: Hartheim, Landesvermessungsamt Baden Württemberg 1998).

2.2 Geologische Einordnung des Untersuchungsgebietes

Der Untersuchungsraum ist inmitten des südlichen Oberrheingrabens gelegen, der mit einer Länge von 300 km und einer durchschnittlichen Breite von 40 km eine der markantesten Erscheinungen im geologischen Bau Europas darstellt und als Modellbeispiel für einen Großgraben angesehen werden kann. Der Gesamt-Verwerfungsbetrag des Oberrheingrabens zwischen Grabenfüllung und Grabenflanke an der östlichen Grabenseite beträgt bis zu 4000 m, seine Ausbildung durch Bruch- und Zerrungsvorgänge begann im frühen Tertiär. Relativbewegungen sind aber auch heute noch messbar (HENNINGSEN & KATZUNG 1998). Der Graben wird seitlich von alten variszischen Grundgebirgsrümpfen begrenzt, diese stellen sich im Westen durch die Vogesen und im Osten durch den Schwarzwald dar. Die Auffüllung des Grabens zur Oberrheinebene mit fluviatilen Sedimenten (Schotter und Kies) setzte zeitgleich ein, was sich in den mächtigen tertiären und quartären Ablagerungen widerspiegelt, die sich heute über den jurassischen Gesteinen befinden. Die tertiären Sedimente, die sich aus dem erodierten Material der mesozoischen Schichten zusammensetzen, die einst Schwarzwald und Vogesen auflagen, sind im Oberrheingraben um 2000 m mächtig (GEYER & GWINNER 1991). Diese werden in der inneren Grabenzone von den über 100 m mächtigen quartären Ablagerungen überlagert. Bei dieser Sedimentdecke handelt es

sich überwiegend um alpine Kiese und Sande, welche sich mit zunehmendem Abstand vom Rhein mit weniger stark gerundeten Kiesen und Sanden der Randgebirge verzahnen. Die quartären Ablagerungen bilden die Rheinniederterrasse, die während der letzten würmzeitlichen Aufschüttungsphase entstand. Infolge fluviatiler Erosion entstand im Holozän die Rheinaue (*GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG* 1977), welche im Untersuchungsgebiet eine Breite von 4 bis 5 km aufweist. Die Niederterrasse liegt 5 bis 18 m über dem Rhein und fällt ganz allmählich nach Norden hin ein. Die Niederterrassen-Oberkante ist gegenüber der rezenten Talaue leicht abgesetzt, was wiederum auf junge tektonische Aktivitäten in der Region hindeutet (*GEYER & GWINNER* 1991).

2.3 Klimatische Verhältnisse

Das Klima im zentralen Teil des südlichen Oberrheingraben ist durch hohe mittlere Temperatur- und Verdunstungswerte, sowie geringe mittlere Niederschlagswerte gekennzeichnet, für die sich, bei einer näheren Betrachtung, die orographischen Einflüsse des stark gegliederten Gebietes verantwortlich zeichnen. Vor allem im Sommer finden erhebliche Wasserverluste durch Evapotranspiration statt, deren Ursache in der zeitlichen Überlagerung von Temperatur- und Niederschlagsmaximum während der Sommermonate begründet liegt. An diesen speziellen Ausprägungen des Klimas sind unter anderem die föhnartigen Effekte beteiligt, die sich zwischen der niedrigen Rheinebene und den randlichen Gebirgen Vogesen und Schwarzwald ausbilden (*KESSLER ET AL.* 1988; *MAYER ET AL.* 1999; *TRÜBY*1983).

Nach *MAYER ET AL.* (1999) ergeben sich an der Wetterstation Bremgarten (ca. 3,2 km südöstlich der FMIF) mittlere jährliche Lufttemperaturen von 9,8 °C aus der Beobachtungsperiode 1951 bis 1980, was dieses Gebiet als eines der wärmsten in Deutschland ausweist. Im kältesten Monat (Januar) lag die mittlere monatliche Lufttemperatur bei 0,9 °C, im wärmsten Monat (Juli) bei 19,0 °C, der Durchschnittswert für die Lufttemperatur in der Vegetationsphase (April bis September) erreichte 15,4 °C. Infolgedessen ist der Temperaturverlauf im Untersuchungsgebiet, mit durchweg positiven Monatsmitteln, als relativ gleichmäßig zu bezeichnen (*KöNIGER* 2003). An selber Stelle erreichen im gleichen Zeitraum die jährlichen Niederschläge, mit ca. 413 mm, während der Vegetationsperiode anzutreffen ist (vgl. Abb. 2-2).

In der südlichen Oberrheinebene, sind im Mittel 70 bis 80 Tage pro Jahr mit Nebelbildung zu verzeichnen. Die häufigsten Nebeltage treten von Oktober bis Januar auf, die wenigsten Nebeltage werden im Juli registriert. Die Hauptwindrichtung stammt aus Südsüdwest (*MAYER ET AL.* 2000).

Die effektive Klimaklassifikation nach *KÖPPEN* (1923) ergibt für die südliche Oberrheinebene eine Einordnung zur feuchtgemäßigten Klimazone (Cfb) (*KÖNIGER* 2003). Für differenziertere Betrachtungen müssen aber, wie der REKLIP-Klimaatlas dokumentiert, die orographischen Einflüsse berücksichtigt werden (*MAYER ET AL.* 2000 nach *FIEDLER* 1995).



Abb. 2-2: Monatsmittelwerte der Lufttemperatur Ta und mittlere Monatssummen des Niederschlags N an der Wetterstation Bremgarten im Zeitraum 1951-1980 (in MAYER ET AL. 2000 verändert nach JAEGER & KESSLER 1996).

Als weiterer Hinweis für das vorherrschende milde Klima, kann auch die im Winter nur geringe Anzahl der Tage mit Temperaturen unter Null Grad Celsius gewertet werden. Nach *SCHÄFER* (1977) ist unter diesen klimatischen Bedingungen ein Jahresniederschlag von mindestens 800 mm notwendig, um den Wasserverbrauch von Vegetation und Verdunstung zu decken.

2.4 Hydrologie und Hydrogeologie

Der Wasserhaushalt der Oberrheinebene ist maßgeblich durch wasserwirtschaftliche Eingriffe beeinflusst. Vor diesen Eingriffen verlief der Oberrhein, in zahlreiche Hauptund Nebenarme aufgeteilt, mit einem Gefälle von ca. 0,1 %, in einer 2 bis 3 km breiten Talaue. Dieses starke Gefälle führte zu einer hohen Flussdynamik und zur Ausbildung einer Furkationszone im Untersuchungsgebiet. Bedingt durch das alpine Abflussregime mit seinen sommerlichen Schmelzhochwässern war die Niederterrasse in dieser Jahreszeit landwirtschaftlich kaum nutzbar.

Um Standortnachteile zu beseitigen, begannen die massiven wasserwirtschaftlichen Baumaßnahmen, die seit den letzten 150 Jahren den Wasserhaushalt in der Oberrheinebene prägen. An erster Stelle sei hierbei die Rheinbegradigung durch Tulla in den Jahren 1813 bis 1870 erwähnt, die zu einer ersten Vertiefung des Flussbettes führte. Die dabei verwirklichte "Trockenlegung" kürzte den Rheinverlauf zwischen Märkt (bei Basel) und Mannheim um 81 km, die Fliessgeschwindigkeit wurde erhöhte und dadurch die in bis zu 8 Metern Tiefe grabende Erosion des Oberrheins in Gang gesetzt. Diese Tiefenerosion des Flusses verursachte eine erste Grundwasserabsenkung. Später folgte die landwirtschaftliche Nutzung von Auenwäldern, die in Tullas Planung noch als Überschwemmungsgebiete vor den Hochwasserdämmen vorgesehen waren. Die damit einhergehende Zuschüttung der Altrheinarme (1890 bis 1900), zur Erweiterung der landwirtschaftlichen Nutzfläche, reduzierte wiederum den Fließquerschnitt, wodurch das Flussbett abermals verstärkt erodiert wurde. Der Bau des zum Grundwasserkörper vollständig abgedichteten Rheinseitenkanal (Grand Canal d'Alsace), zur Schiffbarmachung des Flusses, bei gleichzeitiger Energiegewinnung an mehreren Staustufen, führte zu einer weiteren Senkung des Grundwasserspiegels im Bereich der Aue und Niederterrasse (KUNZ 1987). Heute liegt dieser, infolge der stetigen Eintiefung des alten Rheinbetts, im Bereich der FMIF ungefähr 7 m unter Flur.

Somit stellt sich der Rhein im Untersuchungsgebiet heute durch den westseitigen Rheinseitenkanal und den ostseitigen Alt-, bzw. Restrhein dar. Die ehemaligen Seitenarme des Rheins sind heute als flache, lang gestreckte Mulden im Gelände sichtbar, dienen somit als Hinweis auf bevorzugt Fliessbahnen und Heterogenitäten im Untergrund. Seit der Inbetriebnahme der Staustufe Fessenheim im Jahre 1956 verbleibt dem Altrhein nur noch eine Restwassermenge von 20 m³/s im Winterhalbjahr und 30 m³/s im Sommerhalbjahr, soweit nicht mehr als 1200 m³/s im Rhein abfliesen (GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG 1977). Übersteigt der Abfluss im Rheinseitenkanal dieses Volumen, so wird wenn nötig, überschüssiges Wasser in den Restrhein abgeleitet. Bei diesen Hochwasserereignissen sind Grundwasserstandsänderungen in Entfernung bis zu mehreren Kilometern messbar.

Neben der Abschwächung von Hochwasserwellen, als positivem Effekt, bedeutet dies auch einen qualitativen Einfluss von Oberflächenwasser auf das Grundwasser (*KöNIGER* 2003).

Neben den tieferen tertiären Sedimenten sind im inneren Rheingrabenbereich vor allem die quartären Schotter und Kiese, der oberen hundert Meter, in nennenswertem Maß grundwasserführend. Die Durchlässigkeitsbeiwerte liegen im vorwiegend alpinen Material um eine Zehnerpotenz höher als im Schwarzwaldmaterial. Bei Niedrigwasserführung des Rheins bewegt sich das Grundwasser, mit einem relativ hohen Gefälle von 10 ‰, vom Schwarzwaldrand her in westliche Richtung auf den Rhein zu und biegt danach, unter Gefälleabnahme auf rund1 ‰, in die Nordwest- bzw. Nordrichtung (*Geologisches Landesamt Baden-Württemberg* 1977).

Aufgrund der geringen Niederschläge und der hohen Verdunstung bestand lange Zeit die Vermutung, dass in der südlichen Oberrheinebene die Grundwasserneubildung in Rheinnähe nur indirekt, über die Versickerungen in den schotterreichen seitlichen Zuflüssen des Rheins und über die bereits angesprochene Uferfiltration des Rheins, erfolgt (MAYER ET AL. 2000). Aufgrund des hohen Energieangebotes aus der Strahlungsbilanz für die Verdunstung des Waldes, wurde am Untersuchungsstandort der FMIF lange Zeit davon ausgegangen, dass die auf den Wald fallende Jahresniederschlagsmenge auch wieder verdunstet wird und am Waldstandort keine Versickerung des Niederschlagswassers in den Grundwasserkörper stattfindet (KESSLER ET AL. 1988). Die Untersuchungen von KÖNIGER (2003) zur Grundwasserneubildung zeigten jedoch, dass die direkte Grundwasserneubildung im Kiefernwald Hartheim, in Abhängigkeit von der Variabilität der Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag und Verdunstung, nicht vernachlässigbar ist.

Nach *KESSLER ET AL.* (1988) spielen kapillarer Aufstieg aus tieferen Schichten, sowie horizontale Zu- oder Abflüsse keine Rolle im Hartheimer Untersuchungsgebiet. Da im Bereich der FMIF, außer dem vertikalen, kein weiterer Gradient besteht, kann vom Auftreten von Oberflächenabfluss abgesehen werden.

Aufgrund der Grundwasserabsenkung und dem daraus resultierenden Trockenfallen der ursprünglichen Aue wird das Gebiet oft als Hartheimer Trockengebiet bezeichnet und zählt im Zusammenspiel mit den klimatischen Bedingungen zu den trockensten Gebieten Mitteleuropas (*Kessler et Al.* 1988; *MAYER et Al.* 2000).

2.5 Vegetation

Wie im Vorfeld angedeutet, sank der Grundwasserspiegel in der Aue, induziert durch die wasserwirtschaftlichen Rheinkorrekturen, rasch unter den Wurzelbereich der Bäume. Extreme Trockenjahre, die hohe Sommerwärme und nicht zuletzt die geringe Wasserspeicherkapazität der sandig-kiesigen Böden führten zu einem großflächigen Zusammenbruch der Rheinauenwaldungen (*REIF* 1996). Die Auenvegetation wich immer mehr lichtem Trockenbusch oder Trockenrasengesellschaften (*HäDRICH* 1979b). Seit etwa 1920 versuchte man mit der Aufforstung von Kiefern, die Brachflächen forstwirtschaftlich zu nutzen. In den 50-er Jahren wurde ein Versuch unternommen, Trockenpappeln einzubringen, von denen allerdings zwei Drittel in den ersten vier Jahren wieder eingingen (*REIF* 1996). Die Waldkiefer kam noch am ehesten mit den trockenen Bedingungen zurecht, wenngleich ihr Wachstum nach wie vor forstwirtschaftlich kaum profitabel ist.





Im Bereich der FMIF wurde 1961 der obere Bodenhorizont durch einen 40 cm tiefen Vollumbruch egalisiert und damit sämtliche noch vorhandene Vegetation entfernt. Danach wurde die Kultivierung der entstandenen Freiflächen mit zwei Jahre alten Waldkiefern (*Pinus sylvestris L.*) (vgl. Abb. 2-3) und Schwarzkiefern (*Pinus nigra Arn.*) eingeleitet. Die mittlere Bestandeshöhe lag 1974 bei 6,5 m und 2003 bei 14,3 m. Nach bislang vier Durchforstungen (1970/71, 1981/82, Herbst 1993 und März 2003), um, im Sinne der Steigerung der Ertragskraft der verbliebenen Bestände, den Mangel an

Wasser zu regulieren, beträgt die Bestandesdichte für die Waldkiefer derzeit 600 Bäume/ha (*MAYER ET AL.* 2003). Durch einen schweren Orkan Ende Dezember 1999 wurden Teile des Hartheimer Kiefernwaldes entwurzelt. Die in der Umgebung des untersuchten Bodenprofils anzutreffenden Waldkiefern der FMIF betraf dies jedoch nur vereinzelnd.

Die vergleichsweise geringen Erträge des Kiefernwaldes resultieren laut Literatur aus dem Wasserstress, dem die Pflanzen in den Spätsommermonaten ausgesetzt sind. Das Wasser ist demzufolge ein limitierender Faktor für das Pflanzenwachstum an diesem Standort. Die Strauchschicht fehlt im Untersuchungsgebiet weitgehend. Auf der Bodenoberfläche entwickelte sich eine dichte Unterwuchsvegetation, die sich je nach Kronendurchlass in verschiedene Anteile aus hauptsächlich Gras (Brachypodium pinnatum), Seggen (Carex alba, bzw. Carex flacca) und verschiedenen Moosen zusammensetzt. Eine Standortbeurteilung ergab, dass die Deckschicht für Vegetation sehr gut, der darunter liegende Kies jedoch nur mäßig durchwurzelbar ist (*MAYER ET AL.* 1999; *KESSLER ET AL.* 1988). Das pflanzenverfügbare Wasser muss demnach, da der Grundwasserleiter nicht erreicht werden kann, aus dem Niederschlag stammen (*MAYER ET AL.* 2003).

2.6 Darstellung der Bodenverhältnisse am Standort des untersuchten Bodenprofils

2.6.1 Beschreibung des Bodensubstrats

Die Auensedimente im südlichen Oberrheingebiet sind holozäne oder holozän umgelagerte, nahe des Rhein überwiegend alpine, unverwitterte, sandige Kiese, wobei Feinkies- und Grobsandfraktion weitgehend fehlen. In die vorwiegend gemischt kiesigsandige Abfolge können mächtige, fast reine Fein- und Mittelsandlagen eingeschaltet sein(*HäDRICH & STAHR* 1997).

Der Kieskörper wird von einer in der Mächtigkeit variierenden Hochflutdeckschicht der Körnung lehmig-schluffiger (Fein-) Sand überlagert, deren mittlere Mächtigkeit bei 40 bis 45 cm liegt. Nur an wenigen Stellen fehlt die Lehmdecke und die Kieskörper ragen bis an die Oberfläche. Die kleinräumigen Variationen in Körnung und Mächtigkeit des Substrats, sowie der Horizontabfolgen, spiegeln die unterschiedlichen Fliess- und Sedimentationsbedingungen in der Entstehungszeit wieder (*HäDRICH & STAHR* 1997). Die Verteilung der Mächtigkeiten der Deckschicht im Bereich der FMIF wurde von *STURM* (1993) anhand von 1489 Bohrstock-Bodenproben eingehend untersucht. Das Ergebnis zeigt Abbildung 2-4.



Abb. 2-4: Verteilung der Bodendeckschicht-Mächtigkeiten im Untersuchungsgebiet aus 1489 Bodenstichproben (Werte nach STURM 1993).

Die Zweiteilung des Bodensubstrats macht sich auch in einem deutlichen Dichtesprung zwischen der Deckschicht und dem Kieskörper bemerkbar. So erreicht die Lagerungsdichte der Deckschicht Werte zwischen 1,0 und 1,4 g/cm³, bei einem Mittelwert von ca. 1,2 g/cm³, während die Lagerungsdichte des Kieskörpers bei etwa 1,9 g/cm³ liegt. Innerhalb der beiden Schichten nehmen die Dichte und der Skelettgehalt mit zunehmender Tiefe zu (*HäDRICH* 1979b).

Aufgrund ihrer alpinen Herkunft sind sowohl die Sedimente der Deckschicht, wie auch die des Kieskörpers, mit 20 – 30 % stark carbonathaltig. Obwohl die Nährstoffvorräte im Boden für üppiges Pflanzenwachstum ausreichend sind, ist die Nährstoffverfügbarkeit als eingeschränkt zu klassifizieren. Wegen der geringen Niederschläge und des hohen pH-Wertes von 7,6 bis 8,3 stagniert die Bodenbildung, wodurch Mineralisierung und Entcarbonatisierung vermindert sind. Die Kalium- und Manganversorgung sind daher ungenügend (*HÄDRICH* 1979b).

Zusammenfassend betrachtet, wurde die Bodenentwicklung durch die geologische Geschichte des Oberrheingrabens und die wasserwirtschaftlichen Eingriffe geprägt (siehe Kap. 2-2 und 2-4). Letztere verursachen das Ausbleiben des Grundwassereinflusses, den Wegfall der regelmäßigen Überflutungen und daraus resultierend die fehlende Anlandung von organischen Substanzen und Nährstoffen.
Tab. 2-1: Beschreibung des Bodenprofils im Untersuchungsgebiet (zusammengestellt nach T	RÜBY
1983;Zöttl 1979; Hädrich & Stahr 1997).	

Horizont	Bodentiefe	Beschreibung
	(cm)	
		- vorwiegend Kiefernnadelstreu
L, F	0 - 2	- nebeneinander von L- und F-Material
		- weitgehender Streuabbau innerhalb eines Jahres
		- starke Anreicherung von Regenwurmexkrementen
		- Deckschicht
		- sandig-schluffiger Lehm
		- subpolyedrisch bis wurmlosungsartig
		-geringer, durch Vollumbruch an die Oberfläche gebrachter
Ah	- 15	Skelettanteil (< 10%)
		- stark und gleichmäßig durchwurzelt, hohe
		Feinwurzelaktivität
		- Humusgehalt bis 7%
		- pH-Wert ≈ 7,3
		- sehr carbonatreich
		- Deckschicht
		- sandig-schluffiger Lehm
		- Subpolyeder- bis Einzelkorngefüge
		- Sand- und Feinskelettanteil bis 30%
		- mittel durchwurzelt
AhC	≤ 75	- Humusgehalt etwa 1%
		- reliktische hydromorphe Merkmale in Form von
		Oxidations- flecken
		- oft ersetzt durch mehrere mittel- bis grobsandige,
		weitgehend humusfreie C-Horizonte
		- pH-Wert ≈ 7,5
		- sehr carbonatreich
		- Kiesschicht
		- sandiger Kies
IIC	\geq 15	- Einzelkorngefüge
		- Fein- bis Mittelkies, gelegentlich mit Sandlagen
		- schwach durchwurzelt
		- pH-Wert ≈ 8,1
		- carbonatreich
Bodentyp: I	Pararendzina n	ach Kalkpaternia
Humusform	n: variierend zv	vischen L- und F-Mull

Im Untersuchungsgebiet ist der Boden heute als eine anthropogen beeinflusste Zweischicht-Pararendzina zu bezeichnen, die sich im Verlauf der Grundwasserabsenkung aus einer Kalkpaternia (Grauer Auenboden) entwickelt hat. Diese rein terrestrische Entwicklung vom Auenboden zur Pararendzina erfolgt seit mehr als 120 Jahren. Die Zweischichtigkeit des Substrates bestimmt im Wesentlichen den Profilaufbau (siehe Tab. 2-1 und Abb. 2-5), wobei die Mächtigkeit der Deckschicht in der Regel von 15 bis 75 cm variieren kann (siehe Abb. 2-4).

2.6.2 Bodenwasserhaushalt

Dem Boden kommt im Hartheimer Kiefernwald eine große Bedeutung als Wasserspeicher zu. Die Niederschläge sind mit rund 650 mm im Jahr gering, die jährliche potentielle Verdunstung mit ca. 800 mm dagegen hoch, wobei dies insbesondere für die trockenwarmen Bedingungen der Sommermonate zutrifft. Ohne den Wasserspeicher in Form des Bodens, würde im Winter fast der gesamte Niederschlag ins Grundwasser versickern, demzufolge im Sommer kaum Wasser für das Pflanzenwachstum zur Verfügung stehen. Tatsächlich wird aber ein Großteil der Winterniederschläge im Boden gespeichert. Dieses Wasser wird vor allem in den Frühsommermonaten April, Mai und Juni von den Pflanzen aufgenommen und ermöglicht so das Überleben der dortigen Vegetation. Das gespeicherte Wasser reicht allerdings nicht aus, um die Pflanzen optimal zu versorgen, d.h. die Vegetation leidet in den Spätsommermonaten häufig unter den bereits erwähnten Trockenstressbedingungen (*REIF*1996).

Fast die gesamte Speicherkapazität des Bodens beruht bei der Zweischicht-Pararendzina auf der feinkörnigen Deckschicht. Begrenzender Faktor für die Wasserspeicherkapazität ist hier, die mit durchschnittlich ca. 40 cm geringe Mächtigkeit. Der Kieskörper hat aufgrund der geringen nutzbaren Feldkapazität, der hohen Wasserleitfähigkeit und der schlechten Durchwurzelbarkeit nur eine untergeordnete Bedeutung für die Pflanzenwasserversorgung. In Tabelle 2-2 sind die für den Wasserhaushalt maßgebenden Kennwerte zusammengestellt.

Tab	. 2-2:	Porenvolumina	und	Porengrößenverteilung	der	Zweischicht-Pararendzina	(Werte	nach
Häd		& STAHR 1997).						

	Gesamtporen- volumen	Grobporen (pF < 2,5)	Mittelporen (pF 2,5 – 4,2)	Feinporen (pF > 4,2)
Deckschicht	55 %	30 %	10 %	15 %
Kies	25 %	20 %	3 %	2 %

Die Feldkapazität (FK) der Deckschicht im Untersuchungsgebiet liegt bei 31,4 Vol.-%, der Permanente Welkepunkt (PWP) bei 11,7 Vol.-% (*MAYER ET AL.* 1999). Dies entspricht bei einer durchschnittlichen Deckschichtmächtigkeit von 40 cm einer Feldkapazität von 125,6 mm, einem Permanenten Welkepunkt von 46,8 mm und einer nutzbaren Feldkapazität (nFK) von 78,8 mm Wassersäule.

In der Deckschicht, wie auch im Kieskörper, existieren zahlreiche Makroporen, die größtenteils durch Regenwurmtätigkeit oder Wurzelwachstum entstanden sind. Diese länglichen Poren sind oftmals mit Ausscheidungen von Regenwürmern oder Wurzeln ausgekleidet und damit seitlich gegen das Eindringen von Wasser in die Matrix abgedichtet (*SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL* 2002), so dass auch im ungesättigten Zustand, also unterhalb der FK, Wasser über diese versickern kann. Die Regenwurmaktivität beschränkt sich allerdings, aufgrund des geringen Humusgehaltes der unteren Horizonte, hauptsächlich auf die oberen 20 bis 30 cm. Die Durchwurzelung reicht etwa bis zur Untergrenze der Deckschicht. Einzelne Pfahlwurzeln der Kiefern dringen auch bis in größere Tiefen vor.

2.6.3 Das untersuchte Bodenprofil

Die allgemeinen Ausführungen der im Untersuchungsgebiet vorherrschenden Bodenverhältnisse lassen sich im untersuchten Bodenprofil wieder entdecken (Abbildung 2-5). Die Deckschicht am Standort ist, mit einer Ausprägung von 20 cm, gering mächtig. Dabei lässt sich der Ah- u. AhC-Horizont mit einer Stärke von jeweils 10 cm ausmachen. Wobei festgehalten werden muss, dass sich der Deckschicht ein ehemaliger AhC-Horizont anschließt, der durch einen weitgehend mittelsandigen, humusfreien C-Horizont ersetzt ist. Dies lässt sich unter anderem durch die weiterhin bestehende Wurzeldichte belegen. Nachfolgend sind drei weitere Kies-Sand-Horizonte zu unterscheiden, die sich vor allem über den Kiesanteil differenzieren lassen (siehe Kap. 6.2.1).

Daraus lässt sich ableiten, dass sich bei dem betrachteten Bodenprofil die als pflanzenverfügbarer Wasserspeicher nennenswert wirksame Deckschicht auf die oberen 20 cm beschränkt. Für die oberen 15 cm zeigt sich eine starke, gleichmäßige Durchwurzelung mit hoher Feinwurzelaktivität, anschließend folgt eine bis in 35 cm Tiefe beobachtbare weiterhin starke Durchwurzelung, die bis in 45 cm Tiefe kontinuierlich abnimmt. Ab dieser Tiefe sind nur noch vereinzelnde Stammwurzeln der Kiefer auszumachen.



Abb. 2-5: Geschichtete Pararendzina (schematisch) (verändert nach TRÜBY, 1983).

2.7 Fazit

Das in dieser Studie im Hinblick auf die Bodenwassermodellierung betrachtete Bodenprofil ist im Bestand des Hartheimer Kiefernwaldes gelegen. Dieser in den Rheinauen der Oberrheinebene befindliche Untersuchungsraum lässt sich aufgrund der vorherrschenden klimatischen Bedingungen, die durch eine niedrige mittlere jährliche Niederschlagssumme, sowie, insbesondere in den Sommermonaten, hohe Evapotranspiraton gezeichnet sind, als Trockenstandort klassifizieren. Ein weiterer Effekt, welcher diese Bezeichnung maßgeblich rechtfertigt, wurde infolge der zahlreichen regulierenden wasserwirtschaftlichen Gestaltungen am Rhein anthropogen geschaffen. Diese führten zur Absenkung des Grundwasserspiegels, der im Bereich des Untersuchungsstandortes ca. 7m unter Flur anzutreffen ist.

Diese wasserwirtschaftlichen Eingriffe führten aufgrund der Wasserunterversorgung zum Zusammenbruch der ursprünglichen Auenvegetation. Nachfolgende forstwirtschaftliche Bemühungen resultierten in dem heute anzutreffenden Kiefernforst, dessen Entwicklung ebenfalls durch Wassermangel gehemmt ist.

Der Boden im Untersuchungsgebiet stellt sich als anthropogen beeinflusste Zweischicht-Pararendzina nach Kalkpaternia dar. Dabei ist die nFK als gering zu beurteilen und wird wegen der minimalen Speicherleistung des Kieskörpers fast ausschließlich von der Deckschicht gestellt. Dies bedeutet im Umkehrschluss wiederum, dass die Menge des pflanzenverfügbaren Wassers direkt von der stark variierenden Mächtigkeit der Deckschicht abhängt. Zusammenfassend lässt sich der natürliche Zustand der Aue als stark, durch die regulierenden wasserwirtschaftlichen Maßnahmen am Rhein, überformt bezeichnen, der Charakter einer Naturlandschaft ist verloren.

3 Das Modell HYDRUS-1D

Bei dem Model HYDRUS-1D (Version 2.0) handelt es sich um ein von *J. SIMUNEK, M. SEJNA UND M. TH. VAN GENUCHTEN* entwickeltes Softwarepaket zur eindimensionalen Simulation von Wasser- und Wärmeströmen, sowie dem Transport gelöster Stoffe in variabel gesättigten, ungesättigten Medien. Begleitend stellen die Entwickler ein technisches Benutzerhandbuch zur Verfügung (*SIMUNEK ET AL.* 1998), welches der folgenden Modellbeschreibung als Grundlage diente.

Die Funktionalität der Software wurde bereits in zahlreichen Testversuchen und Anwendungen belegt. Es muss dabei jedoch berücksichtigt werden, dass eine Vielzahl dieser Untersuchungen, zur Beantwortung experimenteller Fragestellungen, unter Laborbedingungen durchgeführt wurden. Das Spektrum reicht dabei von Infiltrationstests zur Verbesserung der Bewässerungseffizienz in der Agrarwirtschaft bis hin zu Säulenversuchen zur Identifikation von Stofftransportprozessen im Boden. Der Einsatz, des hier vorgestellten eindimensionalen Simulationsprogramms, in zum einen größeren räumlichen Skalen und vor allem unter natürlichen Bedingungen, ist bisher nur in einem begrenzten Umfang fortgeschritten. Gründe für diese Entwicklung sind evtl. in der Modellstruktur zu suchen, da in dieser Prozesse wie die Schneeschmelze, Oberflächenabfluss oder auch dynamische Randbedingungen, die ein natürliches System kennzeichnen können, bis dato unberücksichtigt bleiben. Zum Einsatz kam Hydrus-1D in den Studien von FRANCKE (2005), FARKAS ET AL. (2002), sowie bei DURNER ETAL. (2002).

Wie bereits angedeutet, bietet HYDRUS-1D auch die Möglichkeit, den Transport von gelösten Stoffen abzubilden. Hierbei wird im Modell auf eine *Advektion-Dispersions-Gleichung* zurückgegriffen, die auf den *Fick ´schen Gesetzen* basiert. Auf das Modul des Stofftransportes soll an dieser Stelle nicht weiter eingegangen werden, da es in der hier vorgestellten Studie nicht zum Einsatz kam.

Im Verlauf dieser Arbeit wurde der Schwerpunkt auf die Anwendung der eindimensionalen Version von HYDRUS gelegt, da der Fokus auf der Untersuchung der für den vertikalen Bodenwassertransport entscheidenden hydraulischen Parameter ausgerichtet war. Die HYDRUS-1D-Version ist als *"freeware"* über das Internet erhältlich (www.pc-progress.cz), demgegenüber müssen für die Weiterentwicklungen 2D bzw. 3D Lizenzen erworben werden. Alle drei Versionen beruhen auf einer identischen Modellstruktur, wobei die Rechenzeiten der eindimensionalen Variante gegenüber der Zweidimensionalen circa dreimal kleiner ausfallen.

3.1 Modelltheorie

Die ungesättigte oder vadose Zone nimmt eine entscheidende Position im hydrologischen Kreislauf ein. In vielen hydrologischen Fragestellungen, wie bei der Abfluss- und Grundwasserneubildung, Dimensionierung des Wasserspeichers für z.B. die Vegetation, bei der Evapotranspiration oder auch der Grundwasserkontamination, übernimmt sie eine entscheidende Funktion.

HYDRUS-1D ermöglicht die Berechnung der gesättigten und ungesättigten Wasserflüsse im porösen Medium auf Grundlage der *Richard ´s Gleichung*. Dabei erfolgt die Lösung der *Richard ´s Gleichung* numerisch mit Hilfe der *Finiten-Elementen-Methode nach Galerkin*, die auf ein eindimensionales Gitternetz angewendet wird. Die zeitliche Integration wird über ein *Finite-Differenzen-Verfahren* realisiert. Die Lösung des numerischen Gleichungssystems erfolgt iterativ.

Die eindimensionale Wasserbewegung in einem variabel gesättigten porösen Medium wird durch eine modifizierte Form der *Richards Gleichung* (3-1) beschrieben. Dabei wird von der Annahme ausgegangen, dass die Gasphase in Fließprozessen des flüssigen Aggregatzustandes eine unbedeutende Rolle spielt und die Wasserbewegung infolge eines thermischen Gradienten vernachlässigbar ist:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \cos \alpha \right) \right] - S$$
(3-1)

, mit

Θ	=	volumetrischer Wassergehalt	(m ³ m ⁻³)
t	=	Zeit	(d)
х	=	räumliche Koordinate,	
		aufwärts gerichtet positiv	(m)
h	=	Matrixpotential/Druckhöhe	(m)
α	=	Winkel zwischen der Fließrichtung und der	
		vertikalen Achse (d.h. α = 0° für vertikalen	
		Fluss, 90° für horizontalen Fluss, für	
		geneigten Fluss 0°< α < 90°)	(°)
S	=	Senkterm zur Beschreibung der	
		Wurzelwasseraufnahme	(m ³ m ⁻³ d ⁻¹)
K	=	ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit	(md-1)

, wobei

$$K(h,x) = K_s(x)K_r(h,x)$$
 (3-2)

Die Beschreibung der hydraulischen Bodeneigenschaften von ungesättigten Böden durch die Parameter θ (h) und K (h) in der Gleichung 3-1, wird durch nichtlineare Funktionen in Abhängigkeit zum Matrixpotentials verkörpert. Das Wissen um diese hydraulischen Bodeneigenschaften stellt für die Modellierung der Wasserbewegung in der vadosen Zone ein entscheidendes Kriterium dar. Als wichtige Eingangsgrößen erfordern Richards-Modelle kontinuierliche Funktionen für die Wasserretention und die hydraulische Leitfähigkeit. Für diesen Zweck bietet HYDRUS-1D drei unterschiedliche analytische Modelle, **Beschreibung** der zur Bodenparameterfunktionen, zur Auswahl an:

- BROOKS & COREY, 1964;
- VAN GENUCHTEN, 1980;
- VOGEL & CISLEROVA, 1988.

Im Verlauf dieser Modellstudie wurde das *van Genuchten Modell* angewendet. Die Entscheidung für diesen Ansatz zur Beschreibung der hydraulischen Bodeneigenschaften ging aus der Überlegung hervor, dass beide, für die Auswertung der im Verlauf dieser Studie durchgeführten experimentellen Arbeiten (Korngrößenanalyse, pF-Kurven-Bestimmung), angewendeten Instrumente (Pedotransferfunktion ROSETTA (Kapitel 3.2), sowie das Programm RETC (Kapitel 5.2.2)) auf die Bestimmung der im Anschluss eingeführten *Mualem-van Genuchte-Parameter* abzielen:

$$\Theta(h) = \Theta_s + \frac{\Theta_s - \Theta_r}{\left[1 + |\alpha h|^n\right]^n} \qquad \mathbf{h} < \mathbf{0}$$

$$\Theta(h) = \Theta_s \qquad \mathbf{h} \ge \mathbf{0} \qquad (3-3)$$

, in Kombination mit dem statistischen Porengrößenverteilungsmodell von *MUALEM* (1976) ergibt sich:

$$K(h) = K_{s} S_{e}^{l} \left[1 - \left(1 - S_{e}^{\frac{1}{m}} \right)^{m} \right]^{2}$$

, wobei

$m = 1 - \frac{1}{n}$	n > 1	(3-5)
/ //		

, mit	Θ_{r}	=	Restwassergehalt	(m ³ m ⁻³)
	Θs	=	Sättigungswassergehalt	(m ³ m ⁻³)
	Θ	=	Wassergehalt	(m ³ m ⁻³)
	α	=	van Genuchten Parameter	
			für Lufteintrittspunkt	(m ⁻¹)
	n	=	van Genuchten Parameter	
			für Porengrößenverteilung	(-)
	Ks	=	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	(md-1)
	1	=	Porenkonnektivitätsparameter	(-)
	Se	=	effektiver Wassergehalt	(m ³ m ⁻³)

, wobei

$$S_e = \frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r}$$
(3-6)

Die fünf unabhängigen Parameter θ r, θ s, α , n und Ks zur Beschreibung der hydraulischen Bodeneigenschaften, werden als die sog. *Mualem-van Genuchten-Parameter* (MvG-Parameter) bezeichnet werden. Dabei können Ks, θ r und θ s durch Feldmessungen bestimmt werden, die Parameter α und n stellen lediglich empirische Koeffizienten dar, die die Form der hydraulischen Funktion beschreiben. Der eigentlich sechste Parameter, die Porenkonnektivität l wurde als im Mittel 0,5 für die meisten Böden geschätzt (*MUALEM* 1976). Das *Mualem-van Genuchten-Modell* ist das am weitesten verbreitete und kommt in fast allen gebräuchlichen, auf der *Richards-Gleichung* beruhenden Modellen zum Einsatz (*HöRMANN ET AL.* 2003). Abbildung 3-1 zeigt die hydraulische Leitfähigkeit in Abh. der Druckhöhe (K(h)) und den Wassergehalt in Abh. von der Saugspannung der Matrix ($\theta(\Phi)$) für verschiedene Texturklassen.

(3-4)



Abb. 3-1: Hydraulische Leitfähigkeit in Abh. des Matrixpotentials (K(h)) und Abhängigkeit des Wassergehaltes von der Saugspannung der Matrix ($\theta(\Phi)$) für verschiedene Texturklassen (WARD & ROBINSON, 2000).

Für die Bestimmung von Parametern stehen in HYDRUS-1D unterschiedliche Instrumente zur Verfügung:

- Abschätzung der Parameter in Abhängigkeit der definierten Texturklasse für den betrachteten Boden. Die hierbei zugewiesenen Parameterwerte basieren auf den Untersuchungen von *CARSEL & PARRISH* (1988).
- Vorhersage über das Neuronale Netzwerk ROSETTA (siehe Kap.3.2).
- Parameterfindung durch Inversmodellierung: in HYDRUS ist die inverse • Parameteroptimierung durch den Marquard-Levenberg-Algorithmus umgesetzt. Zuvor selektierte hydraulische Bodenparameter werden anhand bekannter oder spezifischer Wasserflüsse festgelegten kumulativer an Grenzen, Leitfähigkeitsmessungen, Saugspannungsund über Matrixpotential-, Wassergehalts- oder Stoffkonzentrationsmessungen an einem oder mehreren observierten Punkten und mit Hilfe bereits bestehende Informationen anderer Parameter bestimmt. Dieses Verfahren kombiniert die Newton- und steilste Gradienten-Methode und erstellt gleichzeitig Konfidenzintervalle für die optimierten Parameter. Diese Methode ist in ihrer Funktionsweise überzeugend und gilt unter Bodenkundlern und Hydrologen als Standart in der Kleinsten-Fehlerquadrate-Anpassung. Für die zu bestimmenden Parameter kann darüber hinaus ein maximales und minimales Limit gesetzt werden, um die Anpassung in einem sinnvollen Rahmen zu halten. Ausschlaggebend für den Erfolg der

Parameterabschätzung ist darüber hinaus die Wahl der initialisierten Parameterwerte zu Beginn der Inversmodellierung. Aufgrund der bestehenden Problematik, die ihre Ursache in der Konvergenz und Eindeutigkeit der Parameter besitzt, wird von den Softwareentwicklern empfohlen, den Programmdurchlauf routinemäßig mit unterschiedlichen Initialen-Parameterwerten zu wiederholen. Diese Vorgehensweise soll sicherstellen, dass sich die Programmroutine in der Zielfunktion tatsächlich immer dem gleichen globalen Minimum nähert.

Die Modellevaluierung erfolgt mit Hilfe statistischer Informationen über die angepassten Parameter. Dabei handelt es sich um Mittelwert, Standartabweichung, T-Wert und den oberen und unteren Grenzwert der Konfidenz. All diese statistischen Berechnungen sind im Outputfile FIT.OUT zusammengefasst. Ein großer Grenzwert in der Konfidenz zeigt an, dass die Modellergebnisse nicht besonders sensitiv auf den entsprechenden Parameter reagieren.

Auf die Modellbeurteilung durch statistische Verfahren, wie z.B. Modelgüte und Modelleffizienz, wird in Kap. 3.3 gesondert eingegangen.

3.2 Die Pedotransferfunktion ROSETTA

Pedotransferfunktionen Mit Hilfe der (PTF) wird versucht unbekannte Bodeneigenschaften aus bekannten vorherzusagen (WÖSTEN ET AL. 2001). Dabei handelt es sich meist um statistische Beziehungen. Als Eingangsparameter zur Vorhersage von hydraulischen Bodeneigenschaften werden häufig Textureigenschaften des Bodens wie Körnung, Bodenart, Dichte oder Porosität genutzt. Dies erlaubt die einfache Anwendung von bereits im Vorfeld ermittelten Bodenkennwerten, z.B. durch bodenkundliche Kartierungen, wie sie für den Untersuchungsstandort Hartheim aus der Literatur (HÄDRICH & STAHR 1997; TRÜBY 1983) recherchiert werden konnten. Dabei musste auf die Eignung der entsprechenden Daten geachtet werden, da die Verwendung unterschiedlicher Klassifikationssysteme zu Problemen hinsichtlich der Übertragbarkeit der Ausgangsdaten führte. Dies betraf zum einen ältere Daten, die nicht mehr mit den veränderten Texturklassen in AG BODEN (1994) konform gingen, aber auch die Verwendung von Korngrößenanalysen, da Unterschiede zwischen den deutschen Korngrößenklassen im Vergleich zum amerikanischem System bestehen. Entscheidende Diskrepanzen zeigten sich hier in der Fraktion Sand (d< 2mm), die durch eine einfache Verlagerung der Grenzen, mit entsprechender Neuberechnung der Fraktionsanteile, aufgehoben werden konnten (NEMES ET AL. 1999). Diese Korrektur ermöglichte den Einsatz der im Labor gewonnenen Daten zur Korngrößenverteilung im Programm ROSETTA Lite DLL (Dynamically Linked Library), welches als abgeschwächte Version der von SCHAAP ET AL. (2001) entwickelten PTF ROSETTA in HYDRUS integriert ist.

Die Pedotransferfunktionen erlauben die Vorhersage von bestimmten Punkten der Bodenparameterfunktionen (*Wösten Et Al.* 2001). Häufig geschätzte Parameter sind die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, Punkte der Bodenwasserretentionsfunktion im Bereich der Feldkapazität und des permanenten Welkepunktes, sowie die *MvG*-*Parameter*.

Ein neues Verfahren zur Entwicklung von Pedotransferfunktionen bieten die Neuronalen Netze (*SCHAAP ET AL.* 2001), die auch bei der Umsetzung der PTF ROSETTA eingesetzt wurden. Einen guten Überblick der verschiedenen Ansätze von Pedotransferfunktionen liefern *HÖRMANN ET AL.* (2003). Auf Grundlage der UNSODA-Datenbank, in die vorwiegend Untersuchungen aus Nordamerika und Europa Eingang fanden, und weiteren Datenbanken, mit insgesamt 2134 Datensätzen, wurde das Programm ROSETTA entwickelt. ROSETTA berechnet nach einem hierarchischen Verfahren Pedotransferfunktionen in Abhängigkeit der verfügbaren Eingangsdaten (*SCHAAP ET AL.* 2001). Die fünf Eingangsdatensätze zur Entwicklung der Pedotransferfunktionen unter Anwendung neuronaler Netze stellen sich wie folgt dar:

- Texturklassen [TXT],
- Relative Anteile von Sand, Schluff und Ton [SSC],
- SSC plus Lagerungsdichte [SSCBD],
- SSCBD plus Wassergehalt bei 33kPa [SSCBDTH33],
- SSCBDTH33 plus Wassergehalt bei 1500 kPa [SSCBDTH331500].

Ausgegeben werden die *MvG-Parameter*. Waldböden sind in dieser Datenbank bisher leider nur in geringer Anzahl vertreten (*TEEPE ET AL*. 2000).

3.3 Modellgüte

Die Berechnungen der Gütemaße, zur Evaluierung der modellierten Ergebnisse, erfolgte extern, da die in HYDRUS-1D implementierte Version dem Umfang der zu bewertenden hydraulischen Bodenparameter, infolge der Betrachtung sechs heterogener Horizonte, als nicht ausreichend angesehen werden kann.

Die interne Berechnung des Bestimmtheitsmaßes r² in HYDRUS-1D erfolgt immer nur für den Horizont, in dem gerade eine Parameteroptimierung durchgeführt wird. Dies bedeutet, dass die zweifelsohne stattfindende Einflussnahme der optimierten Parameter des einzelnen Horizontes, auf die umliegenden Horizonte, bei der Beurteilung unberücksichtigt bleibt. Es ist jedoch leicht nachzuvollziehen, dass eine erfolgreiche Modellierung nur dann erzielt ist, wenn das Resultat für das gesamte zu betrachtende Bodenprofil als "zufrieden stellend" bezeichnet werden kann. Die Schwierigkeit besteht darin, dass eine zeitgleiche Optimierung nur für zwei bis maximal drei Parameter sinnvoll erscheint. Dies liegt zum einen an der numerischen Instabilität der verwendeten Finite-Elemente-Lösung, zum anderen kommt es, bei der vieler Parameter, Problematik gleichzeitigen Optimierung zu zur der Überparametrisierung 1998). Demzufolge kann die (SIMUNEK ET AL. Parameteroptimierung nur erfolgen, wenn nach jedem Modelldurchlauf die Wirkung der Ergebnisse im Bezug auf die Gesamtheit, hier jeder der modellierten Sektoren (Horizonte), analysiert wird. Diese Vorgabe wurde durch die visuelle Begutachtung der Modellergebnisse im Vergleich zu den kontinuierlichen Messungen der Bodenfeuchte (siehe Kap.5.1), wie durch die angesprochene externe Berechnung der Gütemaße, und zwar für alle observierten Tiefen, erfüllt.

In diesem Sinne wurden verschiedene statistische Gütemaße berechnet, um eine möglichst aussagekräftige Modellbeurteilung durchführen zu können. Bei den verwendeten Modellgütemaßen handelt es sich um die Modelleffizienz ("model efficiency") R_{eff} , die von NASH & SUTCLIFFE (1970) vorgeschlagen wurde, deren logarithmischer Variante $logR_{eff}$ und dem auch in HYDRUS-1D verwendeten Bestimmtheitsmaß r^2 . Die Modelleffizienz R_{eff} berechnet sich nach:

$$R_{eff} = 1 - \frac{\sum_{i} (y_i - x_i)^2}{\sum_{i} (x_i - \overline{x})^2}$$
(3-7)

, mit

${\mathcal{Y}}_i$	=	simulierter Wert (vol. Wassergehalt (m ³ m ⁻³) in
		verschiedenen Tiefen) zum Zeitpunkt i
x_i	=	gemessener Wert (vol. Wassergehalt (m ³ m ⁻³) in
		verschiedenen Tiefen) zum Zeitpunkt i
\overline{x}	=	mittlerer gemessener Wert (vol. Wassergehalt
		(m ³ m ⁻³) in verschiedenen Tiefen).

Die Modelleffizienz hat keine Einheit und kann Werte im Bereich von $-\infty$ bis + 1,0 annehmen, wobei letzterer der perfekten Übereinstimmung der gemessenen mit den simulierten Werten gleichkommt. In die Modelleffizienz geht der quadratische Fehler zwischen den simulierten und gemessenen Werten ein. Dies führt dazu, dass die hohen Peaks des Wassergehaltes gegenüber den Perioden mit niedrigen Wassergehältern überbewertet werden. Für die stärkere Bewertung der niedrigen Wassergehaltssituationen wurde zusätzlich das Gütemaß $logR_{eff}$ berechnet:

$$\log R_{eff} = 1 - \frac{\sum_{i} (\log y_{i} - \log x_{i})^{2}}{\sum_{i} (\log x_{i} - \log \overline{x})^{2}}$$
(3-8)

, mit

$$\log y_i =$$
Logarithmus des simulierten Wertes (vol. Wassergehalt
(m³m⁻³) in verschiedenen Tiefen) zum Zeitpunkt i $\log x_i =$ Logarithmus des gemessenen Wertes (vol. Wassergehalt
(m³m⁻³) in verschiedenen Tiefen) zum Zeitpunkt i $\log \overline{x} =$ Mittel der logarithmierten gemessenen Werte
(vol. Wassergehalt (m³m⁻³) in verschiedenen Tiefen).

Als drittes Gütemaß wurde das Bestimmtheitsmaß r^2 ("coefficient of determination") ermittelt:

$$r^{2} = \frac{\left[\sum_{i} (x_{i} - \bar{x})(y_{i} - \bar{y})\right]^{2}}{\sum_{i} (x_{i} - \bar{x})^{2} \sum_{i} (y_{i} - \bar{y})^{2}}$$
(3-9)

, wobei \overline{y} = mittlerer simulierter Wert (vol. Wassergehalt (m³m⁻³) in verschiedenen Tiefen).

Die Werte von r^2 liegen in einer Spanne von 0 bis 1,0, wobei der Wert von 1,0 der optimalen Korrelation zwischen gemessenen und simulierten Größen gleichkommt. Es sei dabei herausgestellt, dass für dieses Gütemaß, auch bei Diskrepanz zwischen den gemessenen und modellierten Größen, hohe Werte (> 0,80) erzielt werden können, falls die zu vergleichenden Zeitreihen gleichzeitig eine hohe Übereinstimmung in ihrem dynamischen Verlauf aufweisen.

3.4 Problemdefinition und Vorgehensweise bei der Modellanwendung

In HYDRUS-1D kann der Anwender auf eine graphische Benutzeroberfläche zurückgreifen. Diese gewährleistet eine einfache Handhabung (im *Pre-Processing*) bei der Behandlung der zu implementierenden Daten (z.B. Niederschlag, potentielle Evaporation und Transpiration, Grundwasserstände, etc.), für den Fall der Gestaltung eines Modelldurchlaufes auf der Grundlage von Zeitreihen. Auch die Parameterzuweisung kann über die Programmoberfläche relativ unproblematisch

vollzogen werden. Die Visualisierung von Modellergebnissen erfolgte innerhalb dieser Studie jedoch extern, unter Aufbereitung der in den *Output Files* gespeicherten Daten, da die im Programm integrierten Darstellungen (im sog. *Post-Processing)* als wenig geeignet erschienen.

Bei der Erstellung eines neuen Modellprojekts muss in einem der ersten Schritte ein Finite-Elemente-Gitter über das durchflossene Bodenprofil gelegt werden. Dabei ist es notwendig, die Breite der einzelnen finiten Elemente an die gegebene Problematik anzupassen, wobei Sprünge zwischen benachbarten Zellen nicht zu groß sein dürfen (< Faktor 1,5). Zum Beispiel müssen Regionen mit großem zu erwartenden hydraulischen Gradienten möglichst engmaschig belegt werden. Solche Situationen herrschen erfahrungsgemäß an der Bodenoberfläche, wo stark variierende meteorologische Bedingungen schnelle Veränderungen beim Bodenwassergehalt oder entsprechend beim Matrixpotential bewirken können. Trotzdem wurde für den Standort ein gleichmäßiges Finite-Elemente-Netz gewählt, da durch die hohen hydraulischen Leitfähigkeiten schnelle Reaktionszeiten über das gesamte Profil (120 cm Tiefe) zu erwarten waren. Eine weitere Argumentation für die gewählte Finite-Elemente-Struktur liegt darin, dass für die unten liegenden gröberen Texturen (Sand-Kies) ebenfalls engmaschigere Gitter, als für die feineren Texturen der Deckschicht (lehmiger Sand), vorgeschlagen werden. Allerdings wäre für eine noch tiefer gehende Modellanwendung (> 2m), die Breite der Finiten-Elemente-Zellen an die mit der Tiefe zunehmende Verlangsamung der Reaktionszeiten anzupassen.

In HYDRUS können unterschiedliche Horizonte ausgewiesen werden, deren spezielle hydraulische Eigenschaften jeweils mit einem eigenen *MvG-Parametersatz* beschrieben werden. Eine weitere Option ist das Zuweisen von Unterbereichen, für die die Wasser-, bzw. Massenbilanz separat berechnet wird. An den Systemausgängen können unterschiedliche Grenzbedingungen definiert werden:

- "Systemunabhängige" Grenzbedingungen, wie beispielsweise einen bekannten, konstanten oder zeitabhängigen Wasserfluss, bzw. ein Matrixpotential,
- freie Drainage oder eine vorgegebene Tiefenentwässerung.
- "Systemabhängige" Grenzbedingungen, wie Versickerungsraten und bestimmte Drainagekonditionen,
- eine atmosphärische Grenzenschicht, welche die Implementierung von Zeitreihen des Niederschlages oder der potentiellen Evapotranspiration fordert, aus denen wiederum die aktuelle Evapotranspiration in Abh. der Wasserverfügbarkeit berechnet wird.

Essentiell für die Modellanwendung ist die genaue Festlegung der Anfangsbedingungen. Numerische Instabilität kann auftreten, falls unsichere Anfangsbedingungen mit in der Zeit veränderlichen Grenzbedingungen einhergehen. Die Zuweisung von Startwerten für den Wassergehalt, bzw. das Matrixpotential kann für einen ausgewählten Bereich, bzw. einzelne *Finite-Elemte-Zellen* erfolgen. Im Rahmen dieser Simulation konnten die Anfangsbedingungen direkt von den gemessenen Wassergehalten, der unterschiedlich tief liegenden Sonden, übernommen werden. Zwischen den einzelnen Tiefenwerten wurde linear interpoliert.

Die Modelunsicherheit wird durch den Vergleich von simulierten Modellergebnissen zu gemessenen Daten bewertet. Die Modellkalibrierung wurde anhand der gemessenen Bodenfeuchte in den verschiedenen Tiefen der Sonden durchgeführt. Das Verfahren dieser Messungen, im Zeitraum 2. Juli 2003 bis 16. November 2004, wird im Methodikkap. 5.1 ausgeführt.

Meteorologische Daten werden an den beiden Messtürmen der FMIF und im Bestand erhoben und wurden dankenswerter Weise, für den Zeitraum der Modellanwendung, überwiegend vom Meteorologischen Institut Freiburg zur Verfügung gestellt. Auf die weitere Verwendung der meteorologischen Daten, zur Berechnung der für die Modellanwendung relevanten Zeitreihen (z.B. potentielle Evapotranspiration, sowie Niederschlag), wird in Kapitel 4 ausführlich eingegangen.

Neben der Bestimmung der hydraulischen Eigenschaften der ungesättigten Zone am Untersuchungsstandort über die Inversmodellierung, tritt in einem zweiten Schritt die Herausarbeitung der Aussagen zur Wasserverfügbarkeit und Grundwasserneubildung (GWNB) im Untersuchungsraum in den Vordergrund. Dabei wurde das auf die hydraulischen Bodenbedingungen angepasste Modell als Instrument in einer realen Konzeption, für die Wasserkreislaufsimulation des Kiefernbestandes, umgesetzt. Die sich für die beiden differenzierenden Modellierungsansätze ergebenden Strukturunterschiede werden ebenfalls in Kapitel 4 erläutert.

3.5 Fazit

HYDRUS-1D ist ein mathematisches Modell, welches den Wasser- und Stofftransport in porösen Medien auf Grundlage von physikalisch basierenden Modellen beschreibt. Dabei kommen beispielsweise die *Richards-Gleichung* für den gesättigten/ ungesättigten Fluss und die auf den *Fickischen Gesetzen* basierende dispersiveadvektive Transportgleichung zum Einsatz.

Die hydraulischen Eigenschaften ungesättigter Böden stehen in einer nichtlinearen Beziehung zum Matrixpotential, die durch das analytische *van Genuchten-Modell* darstellbar ist. Das *van Genuchten-Modell* definiert den Wassertransport mit Hilfe sechs unabhängiger Parameter, von denen einige gemessen, andere abgeschätzt werden können. Im Umfang des Programms sind darüber hinaus die Datenbank ROSETTA, wie der *Marquard-Levenberg-Algorithmus* integriert, um die *van Genuchten Parameter* abschätzen zu können.

Für die Modellkalibrierung wurden Bodenfeuchtedaten in unterschiedlichen Tiefen verwendet. Auf die bei der Modellumsetzung verwendeten Niederschlagsdaten und die Komponenten der potentiellen Evapotranspiration, die während des *pre-processing* als atmosphärische Bedingungen zu implementieren sind, wird im Verlauf des 4. Kapitels genauer eingegangen. HYDRUS-1D wurde für den Einsatz experimenteller Versuchsaufbauten in der Mikroskale entwickelt, daraus resultiert auch, dass einige Prozesse, die in der Natur existent sind, bisher noch nicht im Programmcode implementiert sind und deshalb extern berechnet werden müssen.

4 Konzeptionalisierung des Bodenwassermodells für den Einsatz am Waldstandort

Wie im vorhergehenden Kapitel angesprochen, sind die einzelnen Module zur Berechnung eines natürlichen Bodenwasserhaushaltes nur teilweise in HYDRUS implementiert. Demzufolge müssen sie über externe Modellberechnungen oder direkte Messungen in das Programm importiert werden.

In Abbildung 1-1 ist bereits aufgezeigt worden, dass für den Wasserkreislauf in einem Waldökosystem eine Vielzahl von Komponenten zu berücksichtigen sind. In dem hier folgenden Kapitel soll nun aufgezeigt werden, welche Komponenten realisiert und wie diese umgesetzt wurden. Dabei gibt es in der vorgestellten Modellumsetzung zwei zu unterscheidende Phasen:

- Phase 1 beinhaltet die eigentliche Hauptarbeit, mit der Bestimmung der hydraulischen Eigenschaften der ungesättigten Zone am untersuchten Profil über die Inversmodellierung.
- In Phase 2 steht die Gestaltung eines Ansatzes, der aufzeigen soll, inwiefern zukünftige Prognosen und Analysen zur Wasserverfügbarkeit und Grundwasserneubildung (GWNB) im Untersuchungsraum, die das angepasste Modell als Instrumentarium nutzen, aussehen könnten.

Strukturelle Unterschiede der beiden Phasen werden, wo sie sich ergeben, ebenfalls im Verlauf dieses Kapitels herausgestellt. Abbildung 4-1 zeigt die allgemeine Konzeptionalisierung des Modells. Hierbei ist auf der linken Seite des Schaubildes die Inputgröße (Bestandesniederschlag) aufgetragen, die rechte Seite kennzeichnet die Prozesse, über die das Wasser das Bodensystem verlässt.

Es sei hierbei erwähnt, dass die Lage des untersuchten Bodenprofils, für die Ziele der Untersuchungen der Phase 1, als nahezu ideal angesehen werden kann. Bedingt durch Borkenkäferschäden (mündl. Mitteilung JAEGER 2005) stellt sich der Kronenschlussgrad über dem Profil als überaus durchlässig, bis gar nicht vorhanden dar. Diese Situation impliziert einen geringen Einfluss der Interzeptionsverluste auf die Quantität, wie auf die zeitliche Intensität des Bestandesniederschlages (BN), der aus dem Freilandniederschlag (FN) abgeleitet wird. Der große Vorteil besteht nun darin, dass sich die nicht zu unterschätzenden Unsicherheiten, die mit der Bestimmung des BN einhergehen (Heterogenität der Bestandesdichte) (HÖRMANN ET AL. 2003), in einem überschaubaren Rahmen. für die Untersuchungen der hydraulischen Bodeneigenschaften (Phase 1), bewegen. Abbildung 4-2 gibt eine Übersicht der Heterogenität der Kronenschlussdichte, wie sie sich im Bereich der FMIF darstellt.



Abb. 4-1: Übersicht der Konzeptionalisierung des am Untersuchungsstandort Hartheim angewendeten eindimensionalen Bodenwasserhaushaltsmodell.



Abb. 4-2: Heterogenität der Kronenschlussdichte in der Umgebung des untersuchten Bodenprofils. A) vom Messturm der FMIF in nördliche Himmelsrichtung; B) in südliche Richtung.

Dennoch befindet sich das Profil an einem Standort, an dem sich die Wirkungsweisen der vegetationsbedingten Transpiration untersuchen lassen. Die Entfernung zu den umgebenden Kiefern ist groß genug, damit der Effekt des Stammabflusses, der bei der Kiefer ohnehin nur geringe Ausmaße annimmt, vernachlässigt werden kann. Auf der anderen Seite, zeigt die Durchwurzelung im Bereich des Profils an (Anhang A-1), dass die Transpirationsaktivität, der in diesem Bestand flach wurzelnden Kiefern, mit den allgemein vorherrschenden Bedingungen vergleichbar ist.

4.1 Atmosphärische Randbedingung

Zu den atmosphärischen Randbedingungen, die in HYDRUS-1D eingehen, zählen die Inputgröße des Niederschlages, die potentielle Evaporation (E_{pot}), sowie die potentielle Transpiration (T_{pot}), die für die Berechnung des Wasserentzuges über die Wurzeln relevant ist (siehe Kap.4.2). Die aktuellen Werte der Evaporation (E_{akt}), sowie der Transpiration (T_{akt}), werden in HYDRUS-1D intern, aus den importierten potentiellen Datenzeitreihen (E_{pot} u. T_{pot}), in Abhängigkeit von der Bodenwasserverfügbarkeit berechnet.

4.1.1 Inputgröße des Niederschlages

Der Niederschlag (N), der in einem Waldbestand den Bodenspeicher erreicht (=BN), setzt sich aus den Anteilen durchfallender und abtropfender N (=Kronentraufe), sowie dem Stammabfluss zusammen(siehe Abb.1-1).

Da im Bereich der FMIF, außer dem vertikalen, kein weiterer Gradient besteht, kann von einer oberflächlichen Abflusskomponente abgesehen werden. Somit steht prinzipiell das gesamte die Bodenoberfläche erreichende Niederschlagswasser dem Infiltrationsprozess zur Verfügung.

Der Niederschlagsinput im Bereich des untersuchten Bodenprofils wird, wie im Vorfeld angesprochen, nur geringfügig von der Vegetation beeinflusst. Die Kronendachlücken, bzw. deren lotrechte und südwestliche Position im Verhältnis zur Lage des Profils, lassen den FN in nahezu vollem Umfang zur Bodenoberfläche durchdringen. Dies kann durch die Betrachtung der vorherrschenden Niederschlagstypen und deren saisonaler Verteilung ergänzend untermauert werden. Während die Niederschläge in den Sommermonaten, in denen ungefähr 2/3 der jährlichen Niederschlagssumme fallen, meist durch konvektive Ereignisse geprägt sind, sind die Winterniederschläge durch zyklonale Niederschlagstypen gekennzeichnet (*REKLIP* 1995). Dies lässt den Schluss zu, dass die Niederschläge im Sommer eine überwiegend vertikale Ausrichtung erfahren, die der Wintermonate jedoch tendenziell in die süd-süd-westliche Hauptwindrichtung abgelenkt sind. Dementsprechend erfahren die Freiland-Niederschläge (FN), der beiden dominierenden Fallrichtungen, am Standort des Bodenprofils eine geringfügige Korrektur durch die Interzeption. Die Abminderung des FN durch die Interzeptionsverluste wurde, auf Grundlage der voran angeführten Bedingungen und der Forschungsergebnisse von *MÜLLER ET AL.* (1998 & 2001) in Kiefernbeständen des nordostdeutschen Tieflands, mit maximal zwanzig Prozent angenommen.

Für die 2. Phase wird der innerhalb der FMIF in Niederschlagsrinnen und über Baummanschetten gemessene BN als Inputgröße verwendet. Gleichzeitig ist dadurch der Interzeptionsverlust erfasst. Abbildung 4-3 zeigt die Gegenüberstellung der gemessenen Tageswerte für den FN (auf der Abszisse) zu denen des BN (auf der Ordinate). Die aufgetragene lineare Regression, zwischen den zusammengehörenden Wertepaaren, lässt erkennen, dass der BN im Bereich der FMIF im Mittel ca. 2/3 des FN ausmacht.



Abb. 4-3: Gegenüberstellung der an der FMIF gemessenen Freiland- und Bestandesniederschläge im Untersuchungszeitraum 1.06.2003-16.11.2004.

4.1.2 Potentielle Evapotranspiration (ETp)

Ein weiterer Teilfluss der Verdunstung, der insbesondere in Waldbeständen zum Tragen kommt (*MITSCHERLICH* 1978), wird durch die Interzeptionsverdunstung gestellt. Die Minderung der Evapotranspiration durch die Interzeptionsverdunstung geht vornehmlich zu Lasten der Transpiration (*HOFFMANN* 1992). Die Berücksichtigung dieser reduzierenden Komponente wird in Kapitel 4.2 ausgeführt. Eine zusätzliche Minderung der potentiellen Evaporation erscheint, vor allem in Anbetracht der hohen existenten Verdunstungswerte, vernachlässigbar. Für die externe Modellberechnung der ETp wurden drei verschiedene Ansätze, die sich in ihrer Komplexität unterscheiden, in das Programm importiert. Die Beweggründe für diese umfangreiche Vorgehensweise, sowie die Argumentation für das letztendlich in der Modellierung umgesetzte einfache Verfahren nach *Haude*, werden im Ergebniskapitel dieser Arbeit (Kap. 7.1) ausführlich diskutiert. Die Aufteilung der ETp in die Komponenten der E_{pot} und T_{pot} erfolgte auf Tageswertbasis über das Verhältnis der im Bestand gemessenen, aktuellen Transpiration zur aktuellen Evapotranspiration (Eddy-Kovarianz). Das mittlere Verhältnis für diesen Vergleich, aus einer linearen Regressionsbeziehung, ergibt einen Transpirationsanteil von 25 Prozent an der Gesamtverdunstung (siehe A 7). Allerdings bleibt bei dieser durchschnittlichen Betrachtung der saisonale Effekt unberücksichtigt, weshalb die in die Modellierung eingehende Anteilsberechnung für die Transpiration auf Tageswertbasis durchgeführt wurde.

4.1.2.1 Verfahren nach HAUDE

Das Verfahren beruht auf dem *Dalton-Ansatz* und wurde ursprünglich zur Berechnung von Monatssummen der ETp entwickelt *DVWK* (1996):

$$ETp_{Haude} = h \times (e_s(t) - e_a)_{14} \leq \mathbf{7} \,\mathbf{mm/d}$$
(4-1)

, mit	h	=	Haude-Koeffizient	(mm hPa ⁻¹)
	e _s (t)	=	Sättigungsdampfdruck der Luft	
			um 14.30h MEZ	(hPa)
	ea	=	Aktueller Dampfdruck um 14.30h MEZ	(hPa).

Das Sättigungsdefizit ($e_s(t) - e_a$) ₁₄ errechnet sich aus der Temperatur- und Feuchtemessung der Luft zum Mittagstermin, d.h. etwa zum Maximum der täglichen Temperaturkurve. Multipliziert mit dem Haude-Keoffizienten h ergibt sich die jeweilige Tagessumme von ETp. In Einzelfällen wird dabei rechnerisch ETp _{Haude} > 7 mm/d, was aus Energiegründen nicht möglich ist. Daher ist in die Gleichung (4-1) nachträglich eine obere Grenze von 7 mm/d eingebaut worden.

4.1.2.2 Verfahren nach TURC-WENDLING

Das *Turc-Verfahren* vereinfacht die *Penman-Beziehung* durch eine Nährung für die verfügbare Energie mittels der heute an zahlreichen Wetterstationen gemessenen Globalstrahlung R_G (*DVWK* 1996). Die Modifikation nach *Wendling et al.* (1991) integriert dabei den Küsteneinfluss und ergibt eine einfach zu verwendende Beziehung, die der von *Turc* ähnlich ist und sich einheitlich bei positiven, wie auch bei negativen Temperaturen anwenden lässt:

$$ETp_{TU-WE} = \frac{(R_G + 93 \times f_K) \times (T + 22)}{150 \times (T + 123)}$$
(4-2)

, mit

4.1.2.3 Verfahren nach PENMAN-MONTEITH

Die Penman-Monteith-Formel ist die am häufigsten verwendete physikalisch basierte Formel und ursprünglich für die Berechnung von Stundenwerten der ETp konzipiert worden (*HÖRMANN ET AL.* 2003). Für die Berechnung von Tageswerten wurde sie daher von *SHUTTLEWORTH & WALLACE* (1985) wie folgt modifiziert:

$$ETp_{SH-WA} = f \times \frac{\Delta \times R_n + \rho L \times c_p \times \frac{e_a - e_s}{r_a}}{\Delta + \gamma \times \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)}$$
(4-3)

, mit	f	=	Umrechnungsfaktor von W m ⁻²	
			in Verdunstungsäquivalent m s ⁻¹	
	Δ	=	Gradient der Sättigungsdampfdruckkurve	(hPa K ⁻¹)
	R _n	=	Strahlungsbilanz	(W m ⁻²)
	G	=	Bodenwärmestrom	(W m ⁻²)
	ρL	=	Dichte feuchter Luft	(kg m ³)
	Cp	=	spezif. Wärme der Luft	
			konstantem Druck	(J kg ⁻¹ K ⁻¹)
	ea	=	Aktueller Dampfdruck	(hPa).
	es	=	Sättigungsdampfdruck der Luft	(hPa)
	γ	=	Psychrometerkonstante	(-)
	ra	=	aerodynamischer Widerstand	(s m-1)
	r _c	=	Bestandeswiderstand	(s m ⁻¹).

4.2 Senkenterm durch Wurzelentzug

Der Wasserentzug der Wurzeln beschreibt die Entnahme des Wassers aus den durchwurzelten Profiltiefen, das für den Transpirationsprozess zur Verfügung steht. *VAN GENUCHTEN* (1987) propagiert die Verwendung einer *S-förmigen Funktion* zur Erfassung der Reduzierung der Wasseraufnahme der Wurzeln, infolge des ansteigenden Matrixpotentials. Diese Funktion ist bei der Beschreibung der Auswirkungen von Wassermangel, wie auch durch Versalzung praktikabel:

$$T_a = \frac{1}{1 + \left(\frac{P}{P50}\right)^{P3}}$$
(4-4)

, wobei P3 eine experimentelle Konstante darstellt und P50 den Wert des Matrixpotentials angibt, bei dem die aktuelle Wasseraufnahme noch 50 % der maximal möglichen (potentielle Transpiration (T_{pot})) beträgt. Abbildung 4-4 zeigt die S-förmige Funktion für den Fall P50 = -800 cm und P3 = 3.



Abb. 4-4: S-förmiges Model zur Beschreibung der Wasserentnahme durch Wurzeln. Blaue Linie: P50 = -800 cm und P3 = 3. Rot: angewendete Variante P50 > -15849 cm, P3 = 3.

Der Einsatz des *S-förmigen Modells* in dieser Studie ist ein wenig losgelöst von der vorangestellten Anwendung. Die Reduzierung der T_{pot} wurde für diesen Fall außer Kraft gesetzt, indem der P50 über den Bereich des PWP (> -15849 cm) hinaus gelegt wurde.

Dies geschah vor dem Hintergrund der eingesetzten Zeitreihe für Tpot, die durch die vom Institut für Baumphysiologie gemessenen aktuellen Transpirationswerte (Takt) ersetzt wurde. Durch dieses Manöver ist gewährleistet, dass die tatsächlichen Transpirationsbedingungen in HYDRUS implementiert sind. Die "scheinbaren T_{pot}", also die gemessene T_{akt}, wird somit zu jedem Zeitpunkt dem Bodensystem entzogen. Eine Annährung der Transpirationsberechnung durch empirische Ansätze, um nicht zur Verfügung stehende Daten zu kompensieren, ebenso wie die Abschätzung der Takt aus diesen Berechnungsergebnissen, konnte hierdurch umgangen werden. Darüber hinaus Hilfe dieser Strategie auch gleichzeitig die wird mit Problematik der Interzeptionsverdunstung behandelt. Wie bereits erwähnt, erfolgt die Minderung der Evapotranspiration durch die Interzeptionsverdunstung vornehmlich über die Transpirationskomponente. Dieser Reduzierungsfaktor ist bereits in der Messung der tatsächlichen Transpirationswerte (Takt) erfasst.

4.3 untere Randbedingung

Als untere Randbedingung wurde die freie Entwässerung (*free drainage*) gewählt. Dieser Typ der Systemgrenze charakterisiert einen einheitlichen Gradienten am unteren Ausgang des *Finiten-Elemente-Gitters*. Diese Randbedingung ist für die Fälle zutreffend, bei denen sich der Grundwasserspiegel weit unterhalb des betrachteten Profils befindet, d.h. keine Einflussnahme auf den zu analysierenden Wasserhaushalt zu erwarten ist (*Simunek et al.* 1998). Eine Voraussetzung, die für den Standort Hartheim zutrifft, an dem sich der Grundwasserspiegel, mit ca. 7 m unter Flur, fast 6 m vom Systemausgang entfernt befindet. Es ist davon auszugehen, dass die in > 1 m Tiefe anzutreffenden Wasservorkommen nahezu vollständig, dem vertikalen Gradienten der Schwerkraft folgend, zum Grundwasser perkolieren.

4.4 Fazit

Die Struktur für die Simulation des vorliegenden Bodenwasserhaushaltes am Waldstandort Hartheim zeichnet sich durch drei Hauptkomponenten aus:

- Berechnung der Bodenwasserbewegung mit dem Programm HYDRUS-1D (Kapitel 3.1),
- umrahmt von der atmosphärischen Randbedingung an der oberen Systemgrenze
- und der *freien Drainage* an der unteren Systemgrenze.

Die *atmosphärische Randbedingung* verlangt die Implementierung der Zeitreihen der E_{pot} , T_{pot} und des BN in das Programm HYDRUS-1D, die aus externen Modellberechnungen stammen. Die Zeitreihe des BN wird in Phase 1 aus dem nur geringfügig korrigierten, gemessenen FN gewonnen, in Phase 2 werden die gemessenen BN direkt übernommen. Die letztendlich angewendete ETp wird über das *Haude*-

Verfahren berechnet, die Transpiration, zur Realisierung des Senkenterms durch Wurzelentzug, wurde als gemessene aktuelle Transpiration (Takt) ebenfalls direkt eingesetzt. In dem durch die *freie Drainage* definierten unteren Systemausgang verlässt das Wasser, angetrieben von dem vertikalen Gradienten der Schwerkraft, das modellierte Bodenprofil.

5 Methodik der experimentellen Arbeiten

Die im Vorfeld und im Verlauf dieser Studie durchgeführten Feldarbeiten dienten der Erhebung von Kalibrierungsdaten und der Identifikation hydraulischer Parameter, bzw. der Charakterisierung derer Grenzbereiche, um die Grundlage für die Modellanwendung zu schaffen. Die dabei eingesetzten Methoden werden innerhalb des anschließenden Kapitels beschrieben.

5.1 Erhebung der Bodenfeuchtedaten



Abb. 5-1: schematische Darstellung der Tiefenlage der Sonden im untersuchten Bodenprofil.

Um adäquate Aussagen zum Wasserspeichervermögen des Bodens oder zur Grundwasserneubildung (GWNB) treffen zu können, ist es von entscheidender Bedeutung, die steuernden Elemente der Retentions- und Infiltrationseigenschaften der ungesättigten Zone zu kennen. Zur Erhöhung des Wissenstandes hinsichtlich dieser Prozesse wurden, im Rahmen der Dissertation von *WENNINGER J.*, fünf Sonden (ECH₂O) zur Messung der Bodenfeuchte in verschiedene Tiefen des Bodenprofils eingebracht. Diese in 10 min Intervallen aufgenommenen Daten des volumetrischen Wassergehaltes wurden für den Zweck der Modellkalibrierung zur inversen Parameterbestimmung auf Tagesmittelwerte umgerechnet. Abbildung 5-1 zeigt die Lage der Sonden, in 5, 15, 35, 65 und 110 cm Tiefe unterhalb der Bodenoberfläche.

Die ECH₂O-Sonden sind auf Grundlage der kapazitiven Messtechnik entwickelt worden. Dieses Prinzip beruht auf dem viel höheren Wert der Dielektrizitätskonstante für Wasser, als für mineralische Böden. Wie die Arbeiten zur Eichung der Sonden ergaben, spielt der Bodenkontakt der ECH₂O-Sonden eine entscheidende Rolle bei der Messung des volumetrischen Wassergehaltes. Deshalb ist auf eine besonders sorgfältige Einbettung der Sonden in die zu messende Bodenumgebung zu achten.

Die Sonden (siehe A 2 u. A 3 im Anhang) wurden mit Ausrichtung der schmalen Seite zur Bodenoberfläche hin in das Bodenprofil eingebaut. Obwohl der Einbau aus messtechnischen Gründen in alle Richtungen vorstellbar wäre, erscheint die lotrechte Positionierung der flachen Seite der Sonde zur Oberfläche als die sinnvollste Variante. Die Begründung hierfür liegt in der minimalen Einflussnahme auf die abwärts gerichteten Wasserflüsse, sowie die Vermeidung von Wasseransammlungen auf der Sondenoberfläche.

Die Herstellerangaben zur Genauigkeit der Sonden sind mit \pm 3 Vol. % angegeben, jedoch kann diese Genauigkeit durch ein zusätzliches Kalibrierungsverfahren, an die gegebenen Böden, bis auf \pm 1 Vol. % verbessert werden. Ein Standardverfahren, zur Eichung der Sonden an die vorhandenen Böden, wurde anhand der Vorgaben von Campbell (1997) durchgeführt. Die Eichgeraden (siehe A 4) wurden über gravimetrische Bestimmung der Bodenwassergehalte gewonnen. Es wurden insgesamt zwei Kalibrierungsvorgänge durchgeführt. Der erste zu Beginn der Messkampagne, der zweite nach deren Abschluss. Das für die Kalibrierung verwendete Bodenmaterial stammte aus dem Bereich des Bodenprofils.

5.2 Ableitung hydraulischer Parameter

Wie in Kapitel 3.1 dargestellt, gibt es viele Möglichkeiten die *van Genuchten Parameter* abzuleiten. Im Allgemeinen werden ungestörte Bodenproben dazu verwendet den Sättigungswassergehalt, den Restwassergehalt und die Wasserspannungskurve im Labor zu bestimmen (*DURNER ET AL*. 2002).

Einer der entscheidenden Parameter, bei der Modellierung von Wasserflüssen, ist durch die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (K_s) gegeben. Durch das am Standort vorliegende grobkörnige Bodenmaterial, ist es nicht möglich ungestörte Bodensäulen heraus zu präparieren, die im Labor zur Messung von K_s dienen könnten. Zur Ermittlung dieses Parameters wurde ein anderer Weg beschritten. Ein im Anschluss beschriebener Infiltrationsversuch wurde durchgeführt und hinsichtlich der K_s analysiert. Zusätzlich wurden die Ergebnisse der Korngrößenanalyse in der Pedotransferfunktion ROSETTA ausgewertet. Der Großteil der in diesem Rahmen vorgestellten Laborarbeiten erfolgte am *LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU BADEN-WÜRTTEMBERG.*

5.2.1 Korngrößenanalyse

Zur Bestimmung der Korngrößenverteilung wurde eine physikalische Fraktionierung durchgeführt, die auf der Trennung von Dichte- und Korngrößenunterschieden beruht (*SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL* 2002). Für diese Methode wurden, parallel zur Entnahme der Sonden aus dem Bodenprofil, Bodenproben (ca. 5 kg) aus den einzelnen Horizonten entnommen. In einem ersten Schritt mussten die Kiesanteile (d> 2 mm) durch Schüttelvorgänge aus den Bodenproben entfernt werden. Die Trennung der danach verbliebenen Fraktionen erfolgte durch eine Kombination aus Sieb- und Sedimentationstechniken. Zu Beginn wurden die Fraktionen > 63 µm durch Siebvorgänge abgetrennt und anschließend über weitere Siebverfahren in die einzelnen Sandfraktion aufgeschlüsselt. Die organo-mineralischen Verbindungen < 63 µm wurden mittels Sedimentation in Wasser getrennt. Auf eine zusätzliche Fraktionierung der Anteile < 2 µm (Ton) mit Hilfe von Zentrifugen wurde verzichtet, da für diese Informationen bei den weiteren Auswertungsverfahren (z.B. ROSETTA, *Hazen-Ansatz*) keine Verwendung bestand.

5.2.2 Messung der Wasserspannungskurve (pF-Kurve)

Zur Bestimmung der *MvG-Parameter* aus gemessenen Wasserspannungskurven (Retentions-Charaketeristik) wurde von *VAN GENUCHTEN ET AL.* (1991) das Programm RETC (*RET*ention *C*urve Version 6.0) entwickelt. Hierbei dienen die im Labor gemessenen hydraulischen Parameter zur Schätzung der Leitfähigkeitsfunktion, wobei zusätzlich gemessene Leitfähigkeitswerte (z.B. gesättigte Leitfähigkeit) für die Approximation genutzt werden können. RETC verwendete dabei eine nichtlineare *kleinste Quadrate-Anpassung* für die Schätzung der Parameter.

Um das Werkzeug RETC im Rahmen dieser Arbeit nutzen zu können, wurde im Vorfeld angedacht, für jeden der im Profil ausgewiesenen Horizonte, eine Retentions-Charakteristik im Labor zu bestimmen. Doch schon bei der Entnahme der für diese Methodik benötigten Bodenproben, in Form von Stechzylindern, zeigte sich, dass die Messmethodik, für die Lagen mit hohem Kiesanteil (Horizont 4-6), nicht zu realisieren ist. Dementsprechend wurde versucht, die im Anschluss vorgestellte Labormessung, zumindest für die oberen 45 cm (Horizont 1-3) zu realisieren. Dabei wurden im Bereich der Deckschicht zwölf, im 3. Horizont acht Stechzylinderproben genommen. Zur Bestimmung der Retentionskurve (Wasserspannungskurve) kommen zwei Methoden zur Anwendung:

- die Unterdruckmethode mit keramischen Platten für die pF-Stufen (pF 0 bis 2,5)
- die Überdruckmethode mit Drucktöpfen für die höheren pF-Stufen bis pF 4,2.

Bei der Unterdruckmethode wird ein Stechzylinder mit der ungestörten Bodenprobe im Labor aufgesättigt. Nach der Aufsättigung wird der Stechzylinder mitsamt einem Kontaktfilz auf eine keramische Platte gesetzt, die auf der Unterseite einem definierten Unterdruck ausgesetzt ist. Der Stechzylinder verbleibt bis zur Gleichgewichtseinstellung auf der Platte und wird daraufhin gewogen. Zur Bestimmung der nächsten pF-Stufe wird der Stechzylinder auf eine weitere Platte, mit entsprechendem Unterdruck, gesetzt und in gleicher Weise verfahren. Abbildung 5-2 zeigt eine schematische Darstellung des Verfahrens.



Abb. 5-2: Unterdruckmethode zur Messung der Retentionscharakteristik (Abb. aus Huwe 2001 in Durner 2001).

Aus dem Gewicht des Stechzylinders im Gleichgewicht (mit den Druckbedingungen der jeweiligen Keramikplatte) ($W_{Stechzylinder}$), dem Gewicht nach Trocknung bei 105°C ($W_{Trocken}$) und dem Volumen des Stechzylinders ($V_{Stechzylinder}$) lässt sich der Wassergehalt (Θ) errechnen:

$$\Theta = \frac{W_{Stechzylinder} - W_{Trocken}}{W_{Trocken}}$$
(5-1).

Dieser Wassergehalt wird dem Matrixpotential zugeordnet, das im hydrostatischen Gleichgewicht in der Mitte des Stechzylinders anliegt (*DURNER* 2001).

Im Bereich 2,5 > pF >4,2 können Gleichgewichtswassergehalte erreicht werden, indem feuchtes Bodenmaterial in einen Drucktopf gebracht wird, bei dem die Gasphase unter einem Überdruck steht, während die Wasserphase über eine feinporige Keramik unter atmosphärischem Umgebungsdruck entwässern kann (Abb. 5-3).



Abb. 5-3: Überdruckmethode zur Messung der Retentionscharakteristik (Abb. aus Huwe 2001 in Durner 2001).

Der Wassergehalt errechnet sich zunächst als gravimetrischer Wassergehalt aus dem Gleichgewichtsverhältnis des im Boden vorhandenen Wassers ($W_{wasser} = W_{feucht} - W_{trocken}$) gegen das trockene Bodengewicht ($W_{Boden} = W_{trocken}$). Die Umrechnung in den volumetrischen Wassergehalt erfolgt unter Verwendung der mittleren Lagerungsdichte ρ_B für den Standort, sowie der Dichte des Wassers ρ_W :

$$\Theta = \frac{\frac{W_{Wasser}}{\rho_{Wasser}}}{\frac{W_{Boden}}{\rho_{B}}}$$
(5-2)

In diesem Zusammenhang wurde demnach auch gleichzeitig die mittlere Lagerungsdichte ρ_B ermittelt. Die Lagerungsdichte ist definiert als das Verhältnis der Masse des trockenen Bodens zum Gesamtvolumen des Bodens (*DURNER* 2001). Für die Bestimmung wird der Bodenzylinder (100 cm³-Stechzylinder) solange bei 105 °C getrocknet, bis Gewichtskonstanz erreicht ist (ca. 24-48 Stunden). Die Lagerungsdichte errechnet sich dann aus der Masse des getrockneten Stechzylinders M_{trocken}, der Masse des leeren Stechzylinders (=Tara) M_{Tara} und dem Innenvolumen des Stechzylinders V_{Stechzylinder}:

$$\rho_B = \frac{\left(M_{Trocken} - M_{Tara}\right)}{V_{Stechzylinder}}$$
(5-3).

5.2.3 Ermittlung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (K_s)

Die Anwendung der Pedotransferfunktion ROSETTA, bei der vor allem die Ergebnisse der Korngrößenanalyse eingingen, diente lediglich zu einer ersten Abschätzung der *MvG-Parameter*, die sich theoretisch in den einzelnen Horizonten über die Korngrößenverteilung ergeben. Darüber hinaus wurde ROSETTA bei der Parameterfindung auf der Grundlage von Bodenwerten aus der Literatur eingesetzt, um in ersten Modelldurchläufen die Eignung des verwendeten Modellansatzes auszuloten.

Bei der weiterführenden Parameteridentifikation konnten die in ROSETTA ermittelten Ergebnisse als Vergleichswerte herangezogen werden, um somit den Einfluss der Kiesund Skelettanteile, sowie des sekundären Porenanteils am Waldstandort auf die hydraulischen Bodenparameter einzuschätzen.

In einem zweiten Verfahren wurde die Korngrößenverteilung der einzelnen Horizonte, zur Berechnung von Ks über den *Hazen-Ansatz*, verwendet. Diese empirische Formel dient zur Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwerts (*Darcysches Gesetz*) von Lockergesteinen (*MÜLLER* 1999):

$$K_{s} = 0.0116 \times (0.70 + 0.03 \times \upsilon) \times (d_{10})^{2}$$
(5-4)

mit	υ	=	Wassertemperatur	(°C)
	d ₁₀	=	Korngrößendurchmesser	(mm)
	Ks	=	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	(md-1)

Die *Hazen-Formel* ist bis zu einem Ungleichförmigkeitsgrad (U) von höchsten U = 5 anwendbar. Der Ungleichförmigkeitsgrad ist ein aus der Korngröße abgeleiteter Parameter, der der Charakerisierung von Lockergesteinen dient. U ist dabei definiert als der Quotient aus d₆₀ zur wirksamen Korngröße d₁₀ (U= d_{60}/d_{10}). Für den Definitionsbereich U> 5 besteht eine Erweiterung der *Hazen-Formel*, die durch die *Relation von Beyer* gegeben ist:

$$K_{s} = c \times (d_{10})^{2}$$
 (5-5)

,

, deren Parameter c in der *Hazen-Formel* den temperaturabhängigen Wert c= $0,0116*(0,70+0,03*\upsilon)$ besitzt und somit bei einer Wassertemperatur von $\upsilon = 10^{\circ}$ C den Wert c₁₀= 0,0116 annimmt. In der *Relation nach Beyer* werden die Werte des Parameter c in Abhängigkeit des Ungleichförmigkeitsgrades U empirisch ermittelt, wobei die Wassertemperatur mit $\upsilon = 10^{\circ}$ C als Konstante eingeht.

5.2.4 Infiltrationsversuch mit Doppelringinfiltrometer

Der Schwerpunkt bei der Durchführung des Infiltrationsversuchs lag, neben der Ermittlung der Infiltrationsrate, bei der Ableitung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten für die jeweiligen Horizonte. Die Infiltrationsrate ist dabei definiert als die Wassermenge, die pro Zeiteinheit über die Fläche in den Boden eindringt.

Der Doppelringinfiltrometer ist ein einfaches Messinstrument, das aus zwei Stahlringen unterschiedlichen Durchmessers besteht. Da sich das Wasser zeitgleich zur vertikalen Infiltration auch in die Horizontale ausbreitet, dient der äußere Ring als Abgrenzung zu den seitlich orientierten Fließwegen. Die eigentliche Messung spielt sich im inneren Ring ab, über dessen Fläche das Wasser, der theoretischen Annahme nach, fast ausschließlich vertikal abfließt. Um diesen Zustand zu gewährleisten, muss der Wasserstand innerhalb beider Ringe identisch sein.

Die hydraulische Leitfähigkeit kann daraufhin aus folgender Gleichung heraus berechnet werden (*Scheffer & Schachtschabel* 2002):

$$K_{S} = \frac{Q_{V}}{t \times A}$$
(5-6)

, mit

Ks gesättigt hydraulisch Leitfähigkeit (ms⁻¹) = Infiltrationszeit t **(s)** = Α Fläche des inneren Rings (m^2) = Q_v infiltrierte Wassermenge (m^3) . =

Eine weitere Option ergab sich aus den Daten der Sonden während der Durchführung des Infiltrationsversuchs. Der Infiltrationsversuch, über dem mit Sonden bestückten Bodenprofil, fand außerhalb des Zeitfensters der eigentlichen Messkampagne statt, um eine sich zwangsläufig ergebende Verfälschung der Bodenfeuchtedaten, infolge des künstlich infiltrierten Wassers, auszuschließen. Die Sonden, in den verschiedenen Tiefen, registrierten im Verlauf des Infiltrationsversuchs eine plateauähnliche Ganglinie der Bodenfeuchte (siehe A 5). Diese Ganglinien zeichnen sich durch einen sprungartigen Impuls zu Beginn, wie nach Beendigung der Infiltrationsphase aus. Durch die Analyse der ansteigenden und abfallenden Äste, konnten Abstandsgeschwindigkeiten der einzelnen Horizonte ermittelt werden:

$$V_A = \frac{a}{t}$$
(5-7)

, mit	VA	=	Abstandsgeschwindigkeit	(ms-1)
	а	=	Weg	(m)
	t	=	Zeit	(s).

Dabei entsprechen die Geschwindigkeiten während der Plateau- und Desorptionsphase denen in gesättigten Verhältnissen. Demzufolge kann durch Multiplikation der Abstandsgeschwindigkeit (v_A) mit dem effektiven Porenraum (n_{eff}) die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit berechnet werden:

$$K_s = V_A \times n_{eff}$$
(5-8)

, mit	Ks	=	gesättigt hydraulisch Leitfähigkeit	(ms ⁻¹)
	$\mathbf{V}_{\mathbf{A}}$	=	Abstandsgeschwindigkeit	(ms-1)
	$\mathbf{n}_{\mathbf{eff}}$	=	effektiver Porenraum	(-).

Die Werte der jeweiligen Schichten für den effektiven Porenraum (n_{eff}), entstammen den Untersuchungen von HÄDRICH & STAHR (1997). Dabei wurden deren Angaben, zum Porenvolumen der Deckschicht und der darunter liegenden Kiesschichten, in Relation zu den analysierten Bodenprofilbedingungen, korrigiert. Da in der Bodenkunde, bei der Klassifizierung von Sand oder Kiesböden, von einem 50-prozentigen Anteil der Namensgebenden Fraktion ausgegangen wird (Scheffer & Schachtschabel 2002), wurden abweichende Kiesanteile in dem zur Berechnung der Ks herangezogenen effektiven Porenraum (neff) berücksichtig. Die Abweichungen von der 50-prozentigen Norm erschienen, insbesondere bei der Betrachtung des kiesreichen Bodens, als nicht vernachlässigbar, da durch das Kiesvolumen definitiv kein Wasserfluss stattfindet. Dies resultiert in einer direkten Verengung des Fliessquerschnitts, infolge der Kiesvorkommen.

5.3 Fazit

Im Rahmen der Modellierungsarbeit kamen Labor- und Feldmethoden zum Einsatz, deren Resultate die Basis zur Charakterisierung der hydraulischen Parameter über die Inversmodellierung darstellen. Ohne eine experimentelle Erfassung, der vorherrschenden Bedingungen am Waldstandort, ist die Integrierung der natürlichen Gegebenheiten in die Modellanwendung nicht zu bewerkstelligen.

Für die Modellkalibrierung und -validierung dienten Bodenwassergehalte, die in verschiedenen Tiefen, über kapazitiv messende ECH₂O-Sonden, im Zeitraum von knapp anderthalb Jahren erhoben wurden.

Zur Stützung der Parameteridentifikation dienten Untersuchungen der Korngrößenanalyse und der Wasserspannungskurve (pF-Kurve), deren Ergebnisse anschließend in unterschiedlichen Modellansätzen (ROSETTA, *Hazen*) ausgewertet wurden.

Ergänzend wurde ein Infiltrationsversuch, im Zusammenspiel mit den eingebrachten Bodenfeuchte–Sonden und im Hinblick auf die gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten K_s in den sechs Horizonten (H1-H6), analysiert.

6 Ergebnisse der experimentellen Arbeiten

Wie schon in Kapitel 3 verdeutlicht, liegt ein entscheidendes Kriterium, für die erfolgreiche Umsetzung einer physikalisch basierten Modellierung, bei der Genauigkeit der Inputparameter und der Übereinstimmung der Modellkonzeption mit den realen Bedingungen. Auf die im Feld erhobenen Daten und ihre Bedeutung, als Grundlage bei der Parameteridentifikation in der Modellanwendung, wird im folgenden Kapitel eingegangen.

6.1 Bodenfeuchtedaten



Abb. 6-1: Das mit ECH₂O-Sonden bestückte Bodenprofil.
Im Vorfeld wurde bereits herausgestellt, dass zur Modellkalibrierung Messungen des vol. (volumetrischen) Wassergehaltes dienten. Abbildung 6-2 zeigt die auf Tageswerte gemittelten Aufzeichnungen der ECH₂O-Sonden in den bemessenen Tiefen (5, 15, 35, 65 und 110cm).



Abb. 6-2: Aufzeichnung der während der Messkampagne, in fünf verschiedenen Tiefen, aufgenommenen Bodenfeuchtedaten.

Die für die Modellkalibrierung und -validierung zur Verfügung stehenden Zeitreihen der volumetrischen Wassergehalte, liegen in dem Zeitfenster 2.07.2003-16.11.2004. Einzig die Sonde 1 in einer Tiefe von 5 cm lieferte nicht über den gesamten Zeitraum Daten. Durch einen Defekt zeichnete diese ab dem 21.03.2004 nur noch unrealistische Messwerte auf. Auch in der davor liegenden Zeitphase kam es bei der Sonde 1 vermehrt zu Datenausfällen:

- 12.08.03 8.09.03
- 24.09.03 1.10.03

Datenlücken, die alle Sonden (S1-S5) betreffen, ergaben sich in der Zeitspanne:

• 22.10.03 - 28.10.03

, darüber hinaus für die Sonden 2-5 in der Validierungsphase (1.07.04 – 16.11.04):

• 11.08.04 - 20.08.04, sowie an den Tagen des 1.11.04 und 2.11.04 Die Datenausfälle innerhalb der Kalibrierungsphase (1.08.03 – 30.06.04) wurden, wie in Abbildung 6-2 ersichtlich, für die Inversmodellierung linear interpoliert. Wie zu erwarten nimmt die Bodenfeuchte sukzessive mit der Tiefe ab, dabei zeigen sich deutlich die unterschiedlichen Eigenschaften des Wasserspeichervermögens der Deckschicht (0-20 cm) gegenüber denen der darunter folgenden Sand-Kies-Schichten. Während die vol. Wassergehalte der oberen 20 cm (Sonde 1 und 2) zwischen 15-30 Vol.% schwanken, kommen die Werte in größeren Tiefen (Sonde 3, 4 und 5) nicht über 10 Vol. % hinaus.

Eine Ausnahme bei der nach unten abnehmenden Bodenfeuchte zeigen die Messungen der Sonde 3 (35 cm), die gegenüber den Werten der tiefer gelegenen Sonde 4 (65 cm) geringer ausfallen.

Im Verlauf der gesamten Messreihe zeigen die Bodenfeuchtedaten der Deckschicht eine unmittelbare Reaktion auf die Niederschlagsereignisse. Die Signale pausen sich, wenn auch in ihrer Intensität gedämpft, bis in die unteren Horizonte durch.

In der ersten Phase dieser Messreihe ist die Bodenfeuchte durch die Auswirkungen des extrem warmen und trockenen Sommers 2003 geprägt. Vor allem in den tieferen Zonen (Sonde 4 und 5) zeigen die wenigen Niederschläge kaum eine Veränderung in den Bodenwassergehalten. Hierbei treten in diesen Regionen, mit < 3,3 (S 5) und < 7 (S 4) Wassergehalte Volumenprozent, die tiefsten während der gesamten Beobachtungsperiode auf. Ab Ende September (Anfang Oktober in den tieferen Regionen) lässt sich ein stetiger Anstieg der Bodenwassergehalte verzeichnen, der anhält, bis der Bodenwasserspeicher gefüllt ist. Dieses Niveau wird in der Deckschicht weitestgehend über die Wintermonate hinweg aufrechterhalten. Die Amplituden (des vol. Wassergehaltes) der Sonden 3-5 sind entsprechend der Speicherkapazität der unteren Horizonte (H3-H6) geringfügiger ausgeprägt, dafür zeigt sich eine höhere relative Schwankungsbreite. Hier sind in niederschlagsarmen Phasen, auch innerhalb der Wintermonate, ausgeprägte Entwässerungsphasen zu registrieren. Mit dem Anstieg und dem anschließenden der Temperaturen (Anfang April) Beginn der Vegetationsphase, setzt die Abnahme des insbesondere in der Bodendeckschicht gespeicherten Wassers ein. Die Dynamik der Bodenfeuchte ist während der Sommermonate auch in der Deckschicht starken Schwankungen unterworfen. Es ist die Abhängigkeit erkennbar. dass **Bodenfeuchte**, in der Intensität des Niederschlagsinputs, binnen weniger Tage von minimalen Werten, auf nahezu Sättigungsverhältnis ansteigen kann. Die Rezessionsphasen zeigen insgesamt längere Ausläufe, die in den unterschiedlichen Tiefen nahezu zeitgleich ablaufen. Die im Allgemeinen schnelle Reaktion der Erhöhung der Bodenfeuchte bis in die Tiefe, weist eine starke Abhängigkeit gegenüber der Niederschlagsintensität auf. Ob und mit welcher Intensität ein Reaktionssignal bis in alle Horizontbereiche vordringt, ist demnach direkt von der Niederschlagshöhe ableitbar.



Abb. 6-3: Reaktionsimpuls des vol. Wassergehaltes in unterschiedlichen Tiefen auf ein Niederschlagsereignis mit hoher Intensität und bei geringer Bodenvorfeuchte.



Abb. 6-4: Reaktionsimpuls des vol. Wassergehaltes in unterschiedlichen Tiefen auf mehrere aufeinander folgende Niederschlagsereignisse mittlerer Intensität und bei geringer Bodenvorfeuchte.

Während starke Niederschlagsintensitäten in allen Tiefen zu einem vergleichsweise zeitnahen Reaktionssignal führen (Abb. 6-3), zeigen mittlere und geringe Niederschlagsausprägungen einen zeitlich versetzten Reaktionsimpuls in den unterschiedlichen Tiefen (Abb. 6-4). Diese Beobachtung ist nur insofern von der Bodenvorfeuchte beeinflusst, als das sie die Niederschlageshöhe bestimmt, bei der die entsprechenden Reaktionen im gesamten Bodenprofil ablaufen. Anders ausgedrückt, es kann zu einem unmittelbaren Reaktionssignal, unabhängig vom Grad der Bodenfeuchte zu Beginn des Niederschlagsereignisses, innerhalb der gesamten beobachteten Bodenmächtigkeit kommen. Die entsprechenden Verhaltensweisen in den einzelnen Horizonten unter der Bedingung einer hohen Bodenvorfeuchte sind im Anhang (A 8-10) dargestellt.

6.1.1 Fazit & Diskussion

Insgesamt zeigen die in das Bodenprofil eingebrachten ECH₂O Sonden gute Ergebnisse, um die Prozesse der Wasserbewegung im Boden zu untersuchen, bzw. für den Einsatz als Kalibrierungsdaten bei der Modellanwendung. Es soll allerdings nicht vergessen werden, dass das Messvolumen der Sonden laut Hersteller auf 16,1 cm³ begrenzt ist. Es ist also in diesem Zusammenhang nicht davon auszugehen, dass die erhobenen Messdaten zwangsläufig die Gesamtsituation eines untersuchten Bodenkompartiments erfassen. Bei entsprechender Heterogenität des Untergrunds können sich starke Differenzen zwischen den Messwerten und der dominierenden Bodenfeuchte in einem Bereich ergeben. Deshalb ist beim Einbau der Sonde, wie bereits im Methodikkapitel gezeigt wurde, darauf zu achten, dass der Sondestandort die allgemeinen Bedingungen widerspiegelt. Bei den für diese Studie erzielten Messdaten lässt sich allerdings eine derartige Problematik nicht erkennen.

Die geringeren vol. Wassergehalte, die sich für die Sonde 3 gegenüber der Sonde 4 ergeben, lassen sich durch die Funktion des dritten Horizonts als Vegetationswasserspeicher erklären. Die Durchwurzelung dieses Horizonts (Abb. 6-9) verdeutlicht, dass diesem Bodenbereich von der Vegetation Wasser entzogen wird.

Die Tiefstwerte der Bodenfeuchte der unteren Horizonte (Sonde 4 und 5) zu Beginn der Messreihe, aufgrund der warmen und trockenen Sommermonate 2003, sind leicht zu extreme Austrocknung Bodens begründen. Die des aufgrund der hohen Verdunstungswerte führt dazu, dass die gering ausgeprägten Niederschlagsereignisse in diesem Zeitraum, durch die hohe Saugspannung in den oberen Horizonten, stark zurückgehalten werden. Dementsprechend ist eine Perkolationsbewegung in die Tiefe auszuschließen (siehe auch Abb. 7-12). Dies lässt sich im übrigen auch bei kleinen Niederschlagsereignissen beobachten, deren Wassermenge nicht ausreicht, um in die tieferen Bereiche vorzudringen, da das gesamte Wasservolumen bereits von den oberen Horizonten aufgesogen wurde (siehe Anhang A8-A11).

6.2 Ableitung hydraulischer Parameter

Vor der Präsentation der Ergebnisse zu den experimentellen Arbeiten, die zur Grundlagenbildung bei der Abschätzung der hydraulischen Bodenparameter angedacht waren, soll vorweg genommen werden, dass ein Großteil dieser Arbeiten nicht den gewünschten Modellinput liefern konnten.



6.2.1 Korngrößenanalyse

Abb. 6-5: Ergebnisse der Korngrößanalyse für die Horizonte H1-H6 ohne Berücksichtigung der Kiesanteile.

Die Resultate der im Labor durchgeführten Korngrößenanalyse sind in den Abbildungen 6-5 und 6-6 dargestellt. Letztere zeigt den prozentualen Anteil der Fraktionen unter Berücksichtigung des bestimmten Kiesvorkommens am Gesamtvolumen. Es ist auch erkennbar, dass die oberen beiden Horizonte eine identische Korngrößenverteilung aufweisen. Dies liegt darin begründet, dass bei Beginn der Untersuchungen die Differenzierung des Ah- und des AhC-Horizontes vernachlässigt wurde. Die visuelle Profilaufnahme zeigte jedoch, dass der ermittelte Kiesanteil komplett dem unteren Bereich der Deckschicht zuzusprechen ist. Des Weiteren lässt sich anhand der physikalischen Fraktionierung die Verteilung der Horizonte im untersuchten Bodenprofil ablesen. H1 und H2 charakterisieren hierbei die Kompartimente des sandig-schluffigen Lehms. H3 - H6 kennzeichnen die einzelnen Schichten des IIC-Bereichs, die sich vor allem durch variierende Kiesanteile unterscheiden (siehe auch Tab. 2-1). Eine Ausnahme bildet hierbei der sechste Horizont, bei dem sich, im Vergleich zu den anderen IIC-Horizonten, höhere Anteile der Schluff- und Sand-Fraktionen registrieren lassen.



Abb. 6-6: Ergebnisse der Korngrößanalyse für die Horizonte H1-H6 mit Berücksichtigung der Kiesfraktion (d > 2 mm).

Tab. 6-1:	Ergebnisse	der Korngr	ößenanalyse
-----------	------------	------------	-------------

Horizont	Ton	Schluff Fein [fU]	Schluff Mittel [mU]	Schluff Grob [gU]	Sand Fein [fS]	Sand Mittel [mS]	Sand Grob [gS]	Kies
H1	13,9	6,7	14,9	22,3	16,7	22,5	1,32	0,0
H2	13,9	6,7	14,9	22,3	16,7	22,5	1,32	7,07
H3	2,8	0,2	0,1	0,9	6,1	85,8	3,9	26,6
H4	2,5	0,2	0,8	1,1	10,5	75,0	9,3	76,5
H5	2,1	0,3	1,0	0,9	12,9	77,1	5,7	49,0
H6	3,9	1,4	2,6	4,7	10,9	67,3	7,8	63,7

In Tabelle 6-1 sind die Ergebnisse der Korngrößenanalyse gegeben, die Messgüte dieser Untersuchung liegt für alle Horizonte innerhalb von \pm 1 Volumenprozent. Abbildung 6-7 gibt nochmals eine schematische Übersicht der Horizonte und ihrer Ausdehnung am Untersuchungsstandort.



Abb. 6-7: Schematische Darstellung der verschiedenen Horizontmächtigkeiten (H1-H6) im untersuchten Bodenprofil.

6.2.2 Wasserspannungskurve (pF-Kurve)

Tabelle 6-2 zeigt die Resultate für die im Labor bestimmten Kennwerte einer pF-Kurve. Wie im Methodikkapitel bereits angedeutet, erwies sich die ursprünglich geplante Bestimmung einer Wasserretentions- Charakteristik für alle Horizonte als nicht durchführbar, da diese Methodik für derart grobkörnige Materialien nicht praktikabel ist. Die Verwendung der Ergebnisse für die oberen Horizontbereiche stellte sich als ebenfalls problematisch heraus. Die Auswertung dieser Daten im Programm RETC führte zu *MvG-Parametern*, die in der Modellanwendung unbefriedigende Ergebnisse erzielten.

Tab. 6-2: Ergebnisse der im Labor	gewonnenen Kenndaten einer pF-Kurve.
-----------------------------------	--------------------------------------

Tiefe (cm)	Dichte (g/cm³)	ges. Porenvol (%)	0 cm WS pF 0,5	60 cm WS pF 1,8	300 cm WS pF 2,5	700 cm WS pF 2,85	≈15849 cm WS pF 4,2
0-20	1,15	56,6	50.6	44,7	39,2	35,4	15,6
20-45	1,74	34,4	22,1	7,2	5,9	2,9	0,9

6.2.3 Ermittlung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit

Bei der Ermittlung von Parametern über die Korngrößenverteilung wurden der erste und der zweite Horizont als ein Bodenkompartiment behandelt, da die für den Wassertransport entscheidenden Körnungsdurchmesser identisch sind. In Tabelle 6-3 sind die über die Pedotransferfunktion (PTF) ROSETTA gefundenen MvG-Parameter aufgetragen. Hierbei wurden die experimentell erhobenen Bodenkennwerte ausgewertet.

Horizont	Θr	Θs	Alpha (1/cm)	n	K _s (cm/d)
1+2	0,06	0,44	0,0065	1,61	65,2
3	0,05	0,32	0,0315	3,23	478,7
4	0,05	0,37	0,0328	3,44	778,0
5	0,05	0,37	0,0335	3,51	815,5
6	0,04	0,38	0,0379	2,25	225,6

Tab. 6-3: Mit der PTF ROSETTA ermittelte MvG-Parameter.



Körnungssummenkurven

Abb. 6-8: Körnungssummenkurve der im Bodenprofil ausgewiesenen Horizonte.

Die Ermittlung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit nach dem Ansatz von *Hazen,* bzw. *Beyer*, führte zu den in Tabelle 6-4 dargestellten Resultaten. Abbildung 6-8 zeigt die für die beiden Ansätze benötigten Körnungssummenkurven der einzelnen Schichten (H1-H6).

Tab. 6-4: Ergebnisse für die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit K_s , ermittelt aus den Ansätzen von Hazen, bzw. Beyer.

Horizont	Tiefe (cm)	K _s (m/s) Hazen	K _s (m/s) Beyer
H3	20-45	2,0 E -04	2,2 E -04
H4	45-65	1,2 E -04	1,2 E -04
H5	65-80	9,0 E -05	9,0 E -05
H6	80-110	6,3 E -06	5,0 E -06

Der Ansatz nach *Hazen* ist nur für grobkörnige Bodengefüge anwendbar (*SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL* 2002). Die Deckschicht mit einem 65 %-igen Korngrößenanteil an den Fraktionen Schluff und Ton fällt aus diesem Rahmen, so dass das Verfahren für sie nicht gültig ist.

6.2.4 Infiltrationsversuch mit Doppelringinfiltrometer

Der Infiltrationsversuch, der in Kombination mit den Sonden im Hinblick auf die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit ausgewertet wurde, stellt die einzige angewendete Methode dar, die in der Lage ist, die realen Bedingungen am Standort zu erfassen. Tabelle 6-5 zeigt die Auswertungsergebnisse.

Tab. 6-5: Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit K_s aus der Auswertung des in Hartheim durchgeführten Infiltrationsversuchs.

Horizont	Tiefe (cm)	K _s (m/s)
H1	0-10	3,3 E-04
H2	10-20	3,3 E-04
H3	20-45	1,7 E-03
H4	45-65	2,8 E-04
H5	65-80	4,5 E-04
H6	80-110	1,7 E-04

Auffällig ist, dass sich in den oberen beiden Horizonten gesättigte hydraulische Leitfähigkeiten einstellen, die denen der unteren Kiesschichten gleichen. Der kleinste K_s-Wert ergibt sich für den untersten Horizont. Eine Sonderstellung hinsichtlich des K_s nimmt der dritte Horizont ein, für den sich die höchsten Geschwindigkeiten ergeben.

6.2.5 Fazit & Diskussion

In der Modellierung wurde sehr schnell deutlich, dass die Ergebnisse der Methoden, die die vorhandenen Sekundärporen unberücksichtigt lassen, nicht auf die am Standort gegebenen Verhältnisse übertragbar sind.

Die für die oberen Bodenbereiche ermittelten Wasserretentions- Charakteristiken ließen sich für die Modellierung nicht verwenden. Alternativ zur pf-Kurven Bestimmung im Labor, könnte eine Wasserretentionscharakteristik in-situ gewonnenen werden. Hierbei würde eine gekoppelte Messung von Wassergehalt und Saugspannung erfolgen. Leider stand ihm Rahmen dieser Arbeit eine solche Messtechnik nicht zur Verfügung.

Auch die mit Hilfe der PTF ROSETTA ermittelten Parameter zeigen in der Modellumsetzung unzureichende Ergebnisse. Die Ursache hierfür ist zum einen darin zu suchen, dass der hohe Skelettanteil in ROSETTA unberücksichtigt bleibt, zum anderen stellen die Datenquellen, auf deren Basis ROSETTA entwickelt wurde, eine Erklärung dar. Die untersuchten Bodentypen, die ROSETTA als Datengrundlage dienen, stammen überwiegend von agrarwirtschaftlich genutzten Flächen. Waldböden sind allerdings generell lockerer gepackt und zeichnen sich allein infolge dessen durch viel höhere Durchlässigkeiten aus.

Die hohe gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, die sich aus dem Infiltrationsversuch für die Deckschicht (H1;H2) ergibt, liegt in der starken Durchwurzelung(siehe A 1) begründet. Zudem wird für diese Zone eine starke Wurmaktivität angegeben (TRÜBY 1983). Aus diesen beiden Faktoren resultiert ein hohes Porenvolumen (siehe Tab. 2-2), welches die hohen K_s-Werte verursacht. Die gleiche Argumentation begründet das Vorkommen der höchsten sich ergebenden K_s-Werte des Bodenprofils im dritten Horizont. In diesem Bereich sind es vor allem die starken Kiefernwurzeln (Abbildung 6-9), die sich für ein erhöhtes Porenvolumen verantwortlich zeigen. Dieses zusätzliche sekundäre Porenvolumen begründet, im Zusammenspiel mit den existenten grobkörnigen Fraktionen, die hohe gesättigte Durchlässigkeit in dieser Schicht. Die geringfügige Abnahme der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit im untersten Horizont ist unter anderem auf die Erhöhung der Lagerungsdichte in dieser Tiefe zurückzuführen. Gleichzeitig ergibt sich auch in der Auswertung mit ROSETTA eine Abnahme des K_s für dieses Kompartiment. Dies legt den Schluss nah, dass die Verlagerung der Korngrößenverteilung, hin zu den feinkörnigen Fraktionen, ebenfalls ihren Beitrag an der Minderung von K_s leistet.



Abb. 6-9: Wurzelverteilung im Horizont 3.

7 Modellanwendung

Im Verlauf dieses Kapitels soll auf die Ergebnisse, die in direktem Zusammenhang mit der Zielsetzung dieser Studie stehen (Modellanwendung auf der Versuchsfläche) eingegangen werden. Die Modellanwendung und die anschließende Auswertung der Resultate sind hierbei in drei Abschnitte unterteilbar:

- Vorstellung der Ergebnisse der Inversmodellierung mit HYDRUS-1D,
- Weiterverarbeitung der gewonnenen Erkenntnisse, durch Gestaltung einer Simulation auf Grundlage der aus der Literatur bekannten dominierenden Bedingungen im Untersuchungsgebiet und
- die abschließende Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes auf der Basis des angepassten Modells.

7.1 Ergebnisse der Inversmodellierung (Phase 1)

Innerhalb der Umsetzung der Inversmodellierung wurde der Untersuchungszeitraum (2.07.03-16.11.04), in dem die Bodenfeuchte kapazitiv im Profil gemessen wurde, in zwei Zeitperioden aufgeteilt:

•	Kalibrierungsphase:	1.08.03	-	30.06.04
		10701		

• Validierungsphase: 1.07.04 - 16.11.04.

Dabei wurde bei der Zuteilung der beiden Zeitphasen darauf geachtet, dass die im Verlauf des Jahreszyklus auftretenden dynamischen Variationen (siehe Kap. 6.1) in beiden Perioden auftreten. Das Zeitfenster vom 1.06.03-31.07.04 dient dem Modell zur Initialisierung. Hierbei stehen dem Modell die Meteorologischen Inputdaten (Niederschlag, Evapotranspiration) bereits ab dem 1.06.03, die Bodenfeuchte ab dem 2.07.04 zur Verfügung.

Aufgrund des Ausfalls der Sonde 1 (5cm) Tiefe konnte für diesen Bereich keine vollständige Modellanpassung durchgeführt werden. Für die oberste Schicht wurde dementsprechend nur eine mit großen Unsicherheiten behaftete Parameterbestimmung vollzogen, deren Simulationsresultate im Anhang (A 11) abgebildet sind.

Aus dem ausgewerteten Infiltrationsversuch war für die Größe der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (K_s) bereits ein Parameterwert gegeben. Die Porenkonektivität I wurde aus der Vorgabe von *MUALEM* (1976) mit 0,5 angenommen. Somit ergaben sich zur Justierung bei der Modellanpassung die *MvG-Parameter* Θ_r , Θ_s , α und n als Kalibrierungsparameter. Die Ergebnisse der Parameterfindung sind in Tab.7-2 dargestellt. Während der gesamten Untersuchungsperiode liegt der Massenbilanzfehler bei $\approx \frac{1}{2}$ Vol.%.



Abb. 7-1: Modellierte gegen observierte Zeitreihe des vol. Wassergehalts für die Bodenfeuchte-Sonde in 15 cm Tiefe.

Abbildung 7-1 zeigt die Modellierungsergebnisse für die Sonde 2 in 15 cm Tiefe über den gesamten Untersuchungszeitraum. Nach anfänglich zu hohen Bodenfeuchtewerten, während der Initialisierungsphase, nähert sich die Simulation (rote Linie) der im Profil **Bodenfeuchte** erhobenen (dunkelblau) an. Die sukzessive Füllung des Bodenwasserspeichers von Ende September bis Ende Oktober wird ebenso nachgebildet, wie der Schwankungsbereich auf hohem Wassergehaltsniveau im Verlauf der Wintermonate. Allerdings setzt für die Modellierung bereits in der ersten Hälfte des Monates Februar eine leichte Abnahme des vol. Wassergehaltes ein, der in dieser Phase durchschnittlich 0,75 Volumenprozent kleiner ausfällt, als die zeitgleichen von der Sonde aufgenommenen Messwerte. Diese Diskrepanz zwischen der simulierten und der durch die Messsonde observierten Bodenfeuchte bleibt auch im anschließenden Zeitfensters Anfang April bis Mitte Mai erhalten, die die Leerung des Wasserspeichers mit dem Anstieg der Lufttemperatur und dem Beginn der Vegetationsphase kennzeichnet. In der Folge ergibt sich, für die innerhalb der Sommermonate auftretende starke Dynamik der Bodenfeuchte und der kontinuierlichen Bodenwasserspeicherung in der Herbstzeit, eine gute Übereinstimmung der beiden Zeitreihen. Ausnahmen bilden die Reaktionen auf die Niederschlagsereignisse am 1.05 (7,2 mm)/ 5.05 (5,5 mm)/ 21.05 (24.7)mm)/ 24.09 (6,0 mm) und 25.09.2004 (6,6 mm), in denen die Modellierungswerte ausreißen.



Abb. 7-2: Modellierte gegen observierte Zeitreihe des vol. Wassergehalts für die Bodenfeuchte-Sonde in 35 cm Tiefe.

Die Simulation am Observationspunkt der dritten Sonde (in 35 cm Tiefe; Abb. 7-2) zeigt zu Beginn ansprechende Ergebnisse, die sich zeitgleich mit der Verminderung des Niederschlagsinputs (Mitte Dezember) verschlechtern. Ab diesem Zeitpunkt werden zu geringe vol. Wassergehalte nachgebildet. Dieser Zustand hält bis zum 20.April 2004 an, ab dem bis zum Ende des Untersuchungszeitraums die Spitzen des Wassergehaltes recht gut getroffen werden. Allerdings lassen sich ab diesem Zeitpunkt während der Monate des Frühjahrs und Sommers zu schwach ausgeprägte Entwässerungsphasen beobachten. Die fehlerhaft modellierten Amplituden, die schon für den Bereich in 15 cm Tiefe zu beobachten waren, zeigen sich ebenfalls, wenn auch in abgeschwächter Form, in der Simulation in 35 cm Tiefe. Einzig die zuvor aufgezeigten Impulse am 1 u .2.05.04 treten hier kaum noch in Erscheinung.



Abb. 7-3: Modellierte gegen observierte Zeitreihe des vol. Wassergehalts für die Bodenfeuchte-Sonde in 65 cm Tiefe.



Abb. 7-4: Modellierte gegen observierte Zeitreihe des vol. Wassergehalts für die Bodenfeuchte-Sonde in 110 cm Tiefe.

69

Die Modellresultate in den Tiefen der Sonde 4 (65 cm) und der Sonde 5 (110 cm) weisen ähnliche Muster auf, wie die vorab vorgestellten Ergebnisse des Observationspunktes an der Sonde 3. Auch hier sind im mittleren Drittel des Untersuchungszeitraums tendenziell zu geringe vol. Wassergehalte nachgebildet, wobei sich ergänzend eine unzureichende Abbildung der Dynamik herauskristallisiert. Eine Verbesserung ist vergleichsweise in den Frühjahr- und Sommermonaten ersichtlich. Zwar werden die Spitzenwerte nicht immer optimal getroffen und auch hier zeigen die Entwässerungsphasen nicht die gewünschte Intensität, jedoch sind die Rezessionsäste viel deutlich ausgeprägt. Für das Niederschlagsereignis am 21.05.04 lassen sich ebenfalls schwache fehlerhafte Amplituden in der Simulation registrieren. Dabei handelt es sich um das stärkste der Ereignisse, die dieses Phänomen auslösen. Bei den anderen Ereignissen ist kaum eine Reaktion erkenntlich.

7.1.1 Analyse der unterschiedlichen ETp-Verfahren

In diesem Abschnitt sollen die Kriterien vorgestellt werden, die letztendlich zur Verwendung des einfachsten Ansatzes zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration (ETp) führten, die als atmosphärische Randbedingung in die Modellanwendung eingeht.

Abbildung 7-5 zeigt im oberen Teil den Verlauf der Berechnungsergebnisse für die ETp nach den verschiedenen Ansätzen. Vor allem die kumulierten Tageswerte stellen klar heraus, wo die Diskrepanzen der einzelnen Verfahren im Vergleich zu den tatsächlichen Verdunstungsbedingungen bestehen. Als Vergleichsobjekt dient die im Untersuchungsgebiet über die Eddy-Kovarianz gemessene aktuelle Evapotranspiration. Auch wenn die Messdaten laut *WENNINGER ET AL.* (2005) als vermutlich zu gering gelten, kann davon ausgegangen werden, dass die aufgenommene Dynamik den realen Verhältnisse entspricht.

Der Vergleich zeigt deutlich, dass die Verdunstungsmodelle von *Turc-Wendling* und *Penman-Monteith*, nach der von niedrigen ETp-Werten geprägten Winterzeit, einen zu frühen Anstieg der ETp vorgeben. Die Pfeile in der Abbildung kennzeichnen den Beginn dieser Phasen. Den Ansatz von *Turc-Wendling* charakterisiert sogar eine über die gesamte Winterzeit bestehende Steigung. Auch das Modell von *Haude* setzt geringfügig zu früh mit dem Anstieg der ETp an. Die korregierte Form des relativ einfachen Ansatzes nach *Haude* (1383 mm) und das physikalische basierte *Penman-Monteith-Verfahren* (1373 mm) zeigen am Ende des Untersuchungszeitraumes identische Summen der ETp, die lediglich um einen Wert von 10 mm auseinander liegen. Der unter Teil der Abbildung 7-5 zeigt die Auswirkungen der verschiedenen Berechnungsverfahren zur Bestimmung der ETp auf die Simulation in der Deckschicht.



Abb. 7-5: Darstellung der Ergebnisse (Tageswerte und Summenkurven) der unterschiedlichen ETp-Berechnungsverfahren, die in das Modell HYDRUS-1D implementierten wurden. Unten: Auswirkung der verschiedenen ETp-Ansätze auf das Simulationsergebnisse in 15 cm Tiefe.

7.1.2 Fazit & Diskussion

Im Bereich der Deckschicht wurden im Großen und Ganzen gute Modellanpassungen erzielt. Ausnahmen bilden hierbei die fehlerhaft simulierten Amplituden, die als Reaktion auf einzelne Niederschlagsereignisse zu hoch ausfallen. Dieser visuelle Eindruck wird auch durch die verschiedenen erzielten Gütemaße bestätigt. Die, im Vergleich zum Bestimmtheitsmaß, leicht schwächere Modelleffizienz R_{eff} ist durch die angesprochenen modellierten Ausreißer begründet. Diese treten während der Kalibrierungsphase vermehrt in Erscheinung, was sich in dem Wert für die Modellevaluierung in dieser Phase ausdrückt. Die schwächeren Ergebnisse für den log R_{eff} -Wert liegen vermutlich in einer Problematik begründet, die in den kies-sandigen Schichten besonders zum Tragen kommt und die im Anschluss noch ausführlich diskutiert wird.

Observations- punkt	Zeitperiode	R²	R _{eff}	logR _{eff}
Sonde 2	Kalibrierung	0,84	0,64	0,62
	Validierung	0,88	0,75	0,74
Sonde 3	Kalibrierung	0,71	0,47	0,48
	Validierung	0,77	0,37	0,30
Sonde 4	Kalibrierung	0,90	0,79	0,81
	Validierung	0,96	0,48	0,43
Sonde 5	Kalibrierung	0,92	0,80	0,85
	Validierung	0,81	0,55	0,51

Tab. 7-1: Ergebnisse der statistischen Berechnungen zur Modellgüte.

Eine Erklärung für die ausreißenden Amplituden der Modellierung, im Vergleich zu der durch die Sonden observierten Bodenfeuchte, die insbesondere in 15 cm Tiefe stark ausgeprägt sind, könnte in dem nicht berücksichtigten Einflussvermögen der Humusauflage und Streuschicht in den oberen Bodenkompartimenten, zu suchen sein. Es fällt auf, dass alle in der Simulation zu registrierenden, fehlerhaften Signale in einem Zeitraum auftreten, der im Vorfeld eine niederschlagsarme Phase aufweist. Die Humusund Streuschicht unterscheidet sich hinsichtlich der hydraulischen Parameterfunktion beträchtlich vom mineralischen Bodenkörper. Generell ist die Wasserspeicherkapazität von Humusauflagen deutlich höher als die des Mineralbodens (*BENECKE & FLÜGGEN* 1989, *LEUSCHNER* 2002). Die Wirkung kann dem ähnlich eines Schwammes beschrieben werden, der durch direkten Kontakt mit den atmosphärischen Randbedingungen, vor allem bei den hohen Lufttemperaturen des Sommers, stark austrocknet, um daraufhin Niederschlagsereignisse, auftretende abhängig vom Fortschreitungsgrad der Austrocknung, ganz oder teilweise in sich aufzunehmen. Übertragen auf das beobachtete Phänomen an unserem Bodenprofil bedeutet dies, dass das Wasser der im aufgezeigten Niederschlagsereignisse, das in der Modellierung Vorfeld ein Reaktionssignal auslöst, nicht tiefer in das Bodenprofil eindringt, weil es bereits in den obersten Schichten gespeichert wurde. Sehr interessant in diesem Zusammenhang wäre die Analyse des leider nicht verfügbaren Reaktionsverhaltens der Sonde 1, um die hier ausgeführte Hypothese zu untermauern. Allerdings zeigt die Zeitreihe der Sonde 2 zu den Zeitpunkten am 21.05 und am 24. – 25.09.04, an denen größere Niederschlagsmengen gefallen sind, ebenfalls ein kleine Reaktion, was sehr gut in das Bild der aufgestellten Theorie passt.

Die Vernachlässigung der Humusauflage in der hier vorgestellten Modellkonzeption erfolgte aufgrund seiner nur zeitweise auftretenden (L-Mull) oder zumindest gering ausgeprägten (F-Mull) Erscheinungsform im Untersuchungsgebiet. Allgemein ist dieses Vorgehen für den überwiegenden Teil des Simulationszeitraumes gerechtfertigt. Jedoch zeigt sich in den angesprochenen trockenen Phasen, mit hohen Lufttemperaturen und schwachem Niederschlagsvorkommen, eine Einflussnahme von Seiten der Humusauflage.

Darüber hinaus bereitet die Modellierung der Humusauflage eines Bodenprofils, auf der Basis des *Richardsmodells*, generell Schwierigkeiten, da die Bodenparameterfunktionen der Humusauflagen nur schwer zu ermitteln sind und aufgrund des hohen Porenvolumens die Bedingung des Darcy-Flusses oft nicht erfüllt ist. Dieser Bereich unterscheidet sich in seiner chemischen und physikalischen Eigenschaft derart von mineralischen Böden, so dass die konventionellen bodenkundlichen Messmethoden nahezu nicht anwendbar sind (*HörMANN ET AL.* 2003). *HAMMEL & KENNEL* (2001) konnten in ihren Untersuchungen nachweisen, dass die Pedotransferfunktionen organischer Böden nicht auf Humusauflagen übertragbar sind.

Die Modellierungsergebnisse der Sonden (S1-S5) in den kies-sandigen Horizonten oszillieren durchweg in einem zu schmalen Schwankungsbereich (*Range*).

Ein absolviertes Ausschlussverfahren, in dem versucht wurde diese Schwierigkeit über Hystereseeffekte, Senkenterm durch Wurzelwassaufnahme oder Niederschlagsfehler zu klären, legt die Vermutung nahe, dass diese Problematik in dem angewendeten *van Genuchten-Modell*, welches zur Beschreibung der hydraulischen Bodeneigenschaften (Wasserretention, hydraulische Leitfähigkeit) genutzt wird, begründet liegt. Dieses Modell beschreibt für die kies-sandigen Bodenhorizonte eine derart steile Funktion, so dass die Be- und Entwässerungsphase in Abhängigkeit des Matrixpotentials ungenügend ausgeprägt sind. Abbildung 7-6 stellt die durch das *van Genuchten-Modell* beschriebenen hydraulischen Bodeneigenschaften schematisch dar. Die blaue Linie beschreibt die Funktion für einen gewöhnlichen mineralischen Bodentyp (z.B. Lehm). Die schwarze Linie stellt den Fall dar, wie er sich für die kies-sandigen Schichten im untersuchten Bodenprofil ergibt. Die Funktion des *van Genuchten-Modell* nimmt für grobkörnige Bodentypen, die zudem noch einen hohen Kies oder Skelettanteil aufweisen, generell diese steile Form an. Aus dieser Form lässt sich folgendes Verhalten ableiten:

- Bei hohen Wassergehalten kommt es zu einer relativ zügigen Drainage
- die Entwässerungsphase, sprich perkolierende Wasserbewegung, kann nur in einem schmalen Bereich des Matrixpotentials stattfinden.

Mit diesem Verhaltensmuster lässt sich die vorhandene Problematik gut erklären. Bei Abnahme der Wasserzufuhr in das Bodensystem, z.B. durch Minderung der Niederschlagsmengen, wird vorhandenes Wasser nicht lange genug im Bodenspeicher zurückgehalten (zweite Winterhälfte bis zum Beginn der Vegetationsphase). Bei Entwässerungsvorgängen bricht der Wassertransport zu schnell ab, so dass sich nicht die realen tiefen Werte des Bodenwassergehaltes einstellen können (Rezessionsäste in den Sommermonaten). Zusammenfassend liegt das durch die Funktion vorgegebene Reaktionsverhalten in einer zu kleinen Schwankungsbreite.



Abb. 7-6: Die hydraulischen Modelle von BROOKS & COREY (1966) und VAN GENUCHTEN (1980).

Die Problematik ist deshalb im Bereich des 3. Horizontes besonders ausgeprägt, da durch den hohen Makroporenanteil (Durchwurzelung durch die starken Kiefernwurzeln, siehe Abb. 6-9) die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit besonders hoch ist. Dies resultiert in einer besonders steilen Funktion, mit der das *van Genuchten-Modell* versucht die hydraulischen Bodeneigenschaften zu simulieren. Die Modellevaluierung für die unteren Bodenkompartimente zeigen, dass sich diese Problemstellung insbesondere in der Valdierungsphase auswirkt.

Diese Problematik zeigt sich, wenngleich in abgemilderter Form, auch in der Deckschicht, in der für diesen Bodentyp (hoher Wurzelanteil = Makroporen) ebenfalls eine hohe gesättigte hydraulische Leitfähigkeit existiert.

Einen Lösungsansatz könnte der Einsatz des Modells von *Brooks & Corey* (rote Linie, Abbildung 7-6) darstellen. Die Verwendung einer langsam auslaufenden e-Funktion erhöht auch bei grobkörnigem Bodensubstrat den Bereich des Matrixpotentials in dem Wassertransport stattfindet. Des Weiteren beschreibt diese Funktion den Bereich bis zum Beginn der Wasserbewegung durch einen konstanten Verlauf, der eine bestimmte Druckhöhe (Matrixpotential) als Startwert für die Drainage festsetzt.

Mit der *Haude-Verdunstung* lassen sich die besten Modellierungsergebnisse mit HYDRUS-1D realisieren, da sie sich dem saisonalen Verlauf, zu Beginn der Vegetationsphase, der gemessenen aktuellen Verdunstung (*Eddy-Kovarianz-Verfahren*) am besten annähert. Das Modelle von Turc-Wendling, sowie der auf Penman-Monteith basierende Ansatz kennzeichnet ein zu früher Anstieg der Evapotranspiration, wodurch eine zu frühe Abnahme der Bodenfeuchte (Zehrung des über die Wintermonate gefüllten Bodenwasserspeicher), zum Ende der Winterzeit, eingeleitet wird.

Trotz aller Schwierigkeiten die mit der Modellanwendung einhergehen, zeigt die Modellanpassung Resultate, auf denen sich aufbauen lässt. Es ist auch zu erwähnen, dass sich die Fehler, die sich innerhalb der Modellierung in einer bestimmten Tiefe ergeben, in den darunter liegenden Kompartimenten fortpflanzen. So hängt die fehlende Dynamik in den Tiefen der Sonde 4 u. 5 sicherlich mit den zu kleinen Amplitudenwerten zusammen, die für den dritten Horizont (Sonde 3) simuliert sind. Zudem bewegt sich die Modellierung, auch für die vermeintlich schlechteste Anpassung in der Tiefe von 35 cm, innerhalb des einprozentigen Messfehlers der Sonden (siehe Anhang A-12).



7.2 Ergebnisse der Phase 2

Abb. 7-7: Schematische Darstellung der verschiedenen Horizontmächtigkeiten (H1-H6) für den Modellierungsansatz auf Grundlage der aus der Literatur gewonnenen dominierenden Bodenverhältnisse (Phase 2).

Phase 2 beschreibt eine Modellumsetzung, die aufzeigen soll, inwiefern in zukünftigen Analysen und Prognosen, hinsichtlich der Wasserverfügbarkeit und Grundwasserneubildung (GWNB) im Untersuchungsraum, ein angepasstes Modell als Werkzeug genutzten werden kann.

In der hierbei durchgeführten Modellgestaltung wurde die Mächtigkeit des für die Wasserverfügbarkeit der Vegetation entscheidenden Bodenkompartiments mit 40 cm angenommen. Diese Tiefenausdehnung der Deckschicht tritt laut Sturm (1993) im Untersuchungsgebiet am häufigsten auf. Dabei wurde der Ah-Horizont auf 15 cm Mächtigkeit festgesetzt, der im Anschluss folgende AhC-Horizont füllt den übrigen Raum aus. Die Streckung der Deckschicht geht zu Lasten des dritten Horizontes, der somit nur noch 20 Prozent seiner ursprünglichen Ausdehnung (Phase 1) einnimmt. Die Mächtigkeiten der darunter liegenden kies-sandigen Horizonte (H4-H6) sind identisch mit der Verteilung, wie sie sich am untersuchten Bodenprofil (Phase 1) darstellt.

Zur Beschreibung der hydraulischen Eigenschaften der einzelnen Horizonte wurden die in Phase 1 gefundenen *MvG-Parametersätze* verwendet, die in Tab. 7-2 aufgelistet sind. Die Zeitreihen für die potentielle Evaporation wurden weiterhin über das *Haude-Verfahren* ermittelt. Die Konditionen zur Realisierung des Senkenterms wurden beibehalten. Als Niederschlagsinput dienten die im Bestand gemessenen Zeitreihen.

Horizont	Θ _r	Θs	Alpha (1/cm)	n	Ks (cm/d)	Ι
1	0,08	0,288	0,045	1,07	2850	0,5
2	0,07714	0,21	0,0011	1,20	2800	0,5
3	0,0221	0,091	0,339	1,09	17000	0,5
4	0,046481	0,132	0,014	1,38	2400	0,5
5	0,045	0,27	0,0020	3,07	3900	0,5
6	0,008794	0,126	0,025	1,42	1500	0,5

Tab. 7-2: MvG-Parameter der einzelnen Horizonte aus der Modellkalibrierung in Phase 1.

Die Abbildungen 7-8 – 7-11 zeigen die Modellierungsergebnisse der ersten und zweiten Phase in den verschiedenen observierten Tiefen (Sonde 2-5). Der Zeitraum für die Modelldurchläufe wurde auf 13 Monate festgelegt (1.07.03 – 31.07.04). In den Tiefen 15 und 35 cm stellen sich im Vergleich zur ersten Phase deutlich höhere vol. Wassergehalte ein. In beiden Kompartimenten ist die saisonale Wirkung auf den Bodenspeicher gut ablesbar. Während die Zeiträume des Herbstes und des Winters durch einen nahezu vollen Speicher charakterisiert sind, lassen sich in den Frühjahrs- und Sommermonaten die aus Phase 1 bekannten Schwankungen hinsichtlich der Bodenfeuchte registrieren. Die Simulationen für die unteren beiden Observationspunkte (Sonde 4 und 5) zeigen annähernd gleiche Ergebnisse, wie sie sich für die Modellierung unter den Bedingungen der ersten Phase ergaben.



Abb. 7-8: Simulationsergebnisse der Phase 1 und der Phase 2 für die Bodentiefe 15 cm im Zeitraum: 1.07.03 – 31.07.04.



Abb. 7-9: Simulationsergebnisse der Phase 1 und der Phase 2 für die Bodentiefe 35 cm im Zeitraum: 1.07.03 – 31.07.04.



Abb. 7-10: Simulationsergebnisse der Phase 1 und der Phase 2 für die Bodentiefe 65 cm im Zeitraum: 1.07.03 – 31.07.04.



Abb. 7-11: Simulationsergebnisse der Phase 1 und der Phase 2 für die Bodentiefe 110 cm im Zeitraum: 1.07.03 – 31.07.04.

7.2.1 Fazit & Diskussion

Im Vergleich zur ersten Phase wurden für die zweite Phase die Modellkonditionen lediglich hinsichtlich des Niederschlagesinputs und der Verteilung der Horizontmächtigkeiten im Oberboden verändert.

Die in der zweiten Phase simulierten vol. Wassergehalte für den Oberboden (bis in eine Tiefe von 35 cm) sind nicht weiter verwunderlich, da diese Bereiche durch Bodentypen repräsentiert sind, die eine weitaus höhere Speicherkapazität besitzen, als dies in der ersten Phase der Fall war. In den oberen beiden Beobachtungspunkten (S2; S3) zeigt sich in der Simulation der zweiten Phase eine deutlich abgeschwächte Reaktion auf die Niederschlagesereignisse, die in Phase 1 zu dem in Kapitel 7.1 diskutierten Problem der fehlerhaft modellierten Amplituden führen. Hieraus wird deutlich, welche Wirkung eine hohe Speicherkapazität in der obersten Bodenzone (wie sie auch der Humus und Streuschicht zugestanden wird) aufweisen kann.

Interessanterweise besteht in der zweiten Phase kein entscheidender Dynamikverlust in den unteren Bodenhorizonten (S4 u. S5), obwohl ein geringerer Niederschlagesinput vorliegt und in den oberen Horizonten höhere Speicherkapazitäten vorhanden sind. Diese Beobachtung ist ein Indiz für die schnellen Reaktionseigenschaften, die innerhalb des Bodenprofils auftreten.

7.3 Untersuchungen zur Wasserbilanz

Auch in Anbetracht der in Kapitel 7.1 aufgearbeiteten Schwierigkeiten, die sich im Verlauf der Modellanwendung ergaben, bewegt sich die Modellanpassung in einem ausreichend genauen Rahmen hinsichtlich der Güte, um als Werkzeug bei der Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes zu dienen.

Die Abbildung 7-12 zeigt die Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes für das untersuchte **Bodenprofil**. Hierbei sind die einzelnen Bilanzglieder der Modellberechnung mit HYDRUS-1D entnommen. Die Graphik stellt die Auswertung des Wasserhaushaltes für die Zeitspanne 1.06.03 - 16.11.04 dar. In A) sind die Tagessummen des Niederschlagsinput abgebildet. Aus B) ist ersichtlich zu welchem Zeitpunkte und in welchem Umfang eine Infiltration von Wasser an der oberen Systemgrenze erfolgt. Hierbei wird über die Differenz von Niederschlag und aktueller Evaporation, die das Modell über die momentane Wasserverfügbarkeit errechnet, die Wassermenge ermittelt, die dem Bodensystem täglich zukommt oder entzogen wird. Die negativen Werte kennzeichnen die Infiltrationsphasen, die positiven Werte charkterisieren die Tage, an denen die Evaporation größer ist als die Niederschlagsmenge. Ebenfalls in B) aufgetragen sind die kumulierten Werte der Infiltration.



Abb. 7-12: Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes für das untersuchte Bodenprofil, aus den Modellberechnungen mit HYDRUS-1D im Zeitraum: 1.06.03 – 16.11.04.



Abb. 7-13: Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes für das in Phase 2 gestaltete Bodenprofil, aus den Modellberechnungen mit HYDRUS-1D im Zeitraum: 1.08.03 – 31.11.04.

C) zeigt die Veränderung des Bodenwasserspeichers in den oberen 40 cm. Dieser Bereich repräsentiert den Wasserspeicher, den die Vegetation am Untersuchungsprofil für ihre Bedürfnisse nutzten kann. Dies geht aus der Wurzelverteilung am Standort hervor. In D) sind zwei Graphen abgebildet, die beide Aussagen zur Grundwasserneubildung (GWNB) ermöglichen. Der rote Graph zeigt die kumulierten Werte. die aus der Bilanzierung (Gleichung 1-1) der einzelnen Wasserhaushaltskomponenten hervorgehen. Hierbei müssen für die Betrachtung der Untersuchungsdauer die Veränderungen kurzen im Bodenwasserspeicher berücksichtigt werden, was auf Tageswertbasis erfolgt. Der grüne Graph gibt die kumulierten Werte des direkt vom Modell berechneten Wasserflusses, am unteren Systemausgang (120 cm Tiefe), wieder. Die Differenzen dieser beiden kumulierten Zeitreihen ergeben sich großteils aus dem für die Wasserhaushaltsbilanz (roter Graph) berücksichtigten Bodenwasserspeicher. Während sich dieser in der Bilanzierung auf die obersten 40 cm konzentriert, geht bei der durch HYDRUS-1D direkt ermittelten GWNB das gesamte Bodenprofil (120 cm) in die Berechnung ein.

Abbildung 7-13 besitzt einen identischen Aufbau wie Abbildung 7-12. In dieser Graphik wird die Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes für die Modellberechnung der zweiten Phase dargestellt.

7.3.1 Fazit & Diskussion

Eine abschließende Beurteilung der Wasserverfügbarkeit für die Vegetation, kann am untersuchten Bodenprofil nicht getroffen werden. Die Analyse der saisonalen Schwankungen des Bodenwasserspeichers auf der Grundlage der Bodenkenndaten von HÄDRICH (1979a) oder TRÜBY (1983), die in ihren Arbeiten die Feldkapazität zu 121 mm und den Welkepunkt zu 38 mm bestimmen, ergeben für den gesamten Untersuchungszeitraum keine Phase, in der die Vegetation unter Trockenstress stehen würde. Selbst im Zeitraum des Sommers 2003, der durch extreme Hitzeperioden auffiel, geraten die Bodenfeuchtewerte nur einmal in die Nähe des Welkpunktes. Die Auswertung der Bodenfeuchtedaten, die über die Sonden erhoben wurden, zeigen ein ähnliches Resultat (siehe Anhang A 14). Allerdings sind Aussagen dieser Art mit Vorsicht zu genießen, da die Bodenkennwerte nur für die Ah-Horizonte gültig sind. Im Bereich des untersuchten Bodenprofils nimmt diese Deckschicht allerdings nur den Bereich der oberen 20 cm für sich ein. Für den anschließenden C-Horizont, der der Vegetation, der Wurzelverteilung nach, ebenfalls als Wasserlieferant dient, gelten sicherlich andere Grenzwerte. Wird in diesem Zusammenhang die Bilanzierung der zweiten Phase betrachtet, zeigt sich, dass die Bedingungen für die Vegetation noch besser ausfallen, obwohl die jährliche Niederschlagssumme (mit 584 mm = FN) für diesen Zeitraum einen im langjährigen Vergleich (FMIF 1979-1994: 632 mm) eher niedrigen Wert einnimmt. Die Ergebnisse in dieser Modellkonzeption sind im Vergleich

zur ersten Phase aussagekräftiger, da hier eine Deckschicht von 40 cm Mächtigkeit vorliegt, die auch von Ah-Horizonten repräsentiert wird.

Die ermittelten Ergebnisse (Phase 1 und 2) für die Wassermengen (Abbildung 7-12 u. Abb. 7-13: D)), die theoretisch für die Perkolation zum Grundwasserkörper zur Verfügung stehen, nehmen Werte an, die auch die Untersuchungen von KÖNIGER (2003) ergaben. Königer (2003) stellte für einen dreijährigen Untersuchungszeitraum (1997-2000) eine mittlere direkte GWNB von 102 mm fest, wobei die Restglieder der Wasserbilanz von 5 mm (1998) bis 200 mm (1999) variieren. Die in dieser Arbeit aus Modellierung gewonnenen Ergebnisse die **GWNB** der für liegen im Untersuchungsgebiet der FMIF (Phase 1) bei 130 mm, für die Modellberechnung der zweiten Phase ergibt sich ein Wert von 79 mm. Für diese Resultate wurde der Zeitraum vom 1.08.03 bis 31.07.04 zu Grunde gelegt.

Für exakt denselben Zeitraum ermittelt *WENNINGER ET AL.* (2005) eine GWNB von 271 mm im Bereich der FMIF. Die hierbei in die Wasserbilanz eingehende Verdunstung wurde über das *Eddy-Kovarianz-Verfahren* gemessen. Diese Verdunstungswerte fallen, im Vergleich zu denen die in die Untersuchungen von *Königer* (2003) einfließen, um den Faktor zwei kleiner aus. Bei *KöNIGER* (2003) wurde die Verdunstung über das *BREB-Verfahren* erhobenen. In diesem Kontext stützen die Auswertungen der Modellanwendung die von *WENNINGER ET. AL.* (2005) aufgestellte Hypothese, dass die Verdunstungsmessung im Untersuchungsgebiet, über das *Eddy-Kovarianz-Verfahren*, zu geringe Verdunstungsdaten ermittelt.

Des Weiteren ergibt der Vergleich des Wasserflusses am Ausgang des untersuchten Bodenmonoliths, der vom Model direkt berechnet wird, mit dem Restglied, welches sich Bodenwasserhaushaltsbilanzierung aus der ableitet. einen in bestimmten Zeitabschnitten auftretenden Wasserfluss von den unteren Bodenkompartimenten (> 40 cm) in die darüber liegenden Bodenhorizonte. Bei der durchgeführten Wasserhaushaltsbilanzierung wurde lediglich der Bodenwasserspeicher der oberen 40 cm herangezogen. Der rote Graph der Abbildungen 7-12 u. Abb. 7-13 im Abschnitt D) zeigt zeitweise eine negative Steigung an (Markierung mit blauen Pfeilen). In diesen Zeitfenstern ergeben sich negative Bilanzwerte, die vermuten lassen, dass während dieser Zeit im Bodenprofil Wassertransporte von unten nach oben erfolgen. Dies erscheint als die einzige Erklärung, da seitliche Zuflüsse auszuschließen sind.

Die in diesem Kapitel vorgestellte Auswertung der Simulationsergebnisse deutet darauf hin, welche ergänzende Bedeutung die Modellanwendung, bei der Erforschung hydrologischer Prozesse im Zusammenspiel mit experimentellen Untersuchungen, einnehmen kann.

8 Schlussfolgerungen und Ausblick

Rückblickend kann die Zielsetzung, die dieser Arbeit zugetragen wurde, als erfolgreich umgesetzt angesehen werden. Die Berechnungen, der während dieser Studie durchgeführten Modellanpassung für den Trockenstandort Hartheim, erzielen trotz der angesprochenen Schwierigkeiten eine gute Approximation der vol. Wassergehalte in den verschiedenen Tiefen der ungesättigten Bodenzone. In diesem Zusammenhang muss anerkannt werden, dass die in die Simulation eingehenden Input- und Kalibrierungsdaten ebenfalls nicht frei von Fehlern sind.

Die Zeitreihen der im untersuchten Bodenprofil mittels der ECH₂O-Sonden gemessenen vol. Wassergehalte, sich als erweisen ausgezeichnete Kalibrierungsund Validierungsgrundlage. Für die am Standort vorherrschenden Bedingungen erweisen sich bei der Durchführung der experimentellen Arbeiten, zur Ergänzung der Parameterfindung durch die Inversmodellierung, einzig die Ergebnisse des Infiltrationsversuchs als weiterverarbeitbar. Alle indirekt erhobenen Auswertungen führen in der Modellumsetzung nicht zum erhofften Erfolg.

Die Analyse der Simulationen (Phase 1 und 2) hinsichtlich der Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes ergibt für beide Fälle eine GWNB, die sich mit den Ergebnissen der Untersuchungen von *Königer* (2003) decken. In diesem Zusammenhang konnte auch die Hypothese von *WENNINGER ET AL*. gestärkt werden, dass sich durch die Messung der aktuellen Evapotranspiration über das *Eddy-Kovarianz-Verfahren* zu geringe Verdunstungswerte für den Standort ergeben.

Mit Schritt dieser Arbeit wurde ein in Richtung Modellanwendung im Untersuchungsgebiet getan. Weitere Verbesserungen könnte die Verwendung des Modells von Brooks & Corey zur Beschreibung der hydraulischen Bodeneigenschaften erzielen. Einen weiteren Verbesserungsansatz bietet die Anwendung eines hybriden Modells (Two-domain-Konzept), das eine differenzierte Betrachtung zwischen der Wasserbewegung in der Matrix und dem Makroporenfluss erlaubt. Gedacht ist hierbei die neueste Version des HYDRUS-Modell, in welchem Makroporenfluss an implementiert ist.

Zur Behebung der Problematik der ausreißenden Amplituden, die sich in den Simulationen vermutlich aufgrund der nicht berücksichtigten Humusauflage ergeben, könnte die Ergänzung der Modellkonzeption um eine eigenständige Wasserhaushaltssimulation der Humusauflage dienen. Für eine weitere Modellevaluierung würde sich im Folgenden die Simulation des anbieten. Hieraus wäre ableitbar, ob die des **Stofftransportes** Prozesse Bodewassertransportes, durch das in dieser Arbeit konzipierte Bodenwasserhaushaltsmodell, richtig erfasst sind.

Hinsichtlich der Interpolation der Modellergebnisse auf die Fläche, sei abschließend erwähnt, dass bis Ende 2005 (mündl. Mitteilung Jaeger 2005) eine Veröffentlichung der Untersuchungen zur statistischen Verteilung des Bestandesniederschlages am Waldstandort Hartheim erfolgen soll.

Literaturverzeichnis

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. 4. Auflage, Verleger Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- BENECKE, P., FLÜGGEN, C. (1989): Untersuchungen zur Auswirkung einer Grundwasserabsenkung auf Kiefernbestände niedersächsischer Standorte. Allg. Forst- u. J.-Ztg. 160, 83-91.
- BROOKS, R. H., COREY, A.T. (1966): Properties of porous media affecting fluid flow. J. Irrig. Drainage Div., ASCE Proc. 72 (IR2): 61-88.
- CALDER, I.R. (1986): A stochastic model of rainfall interception. J. Hydrol., 89: 65-71.
- CAMPBELL, C.S. (1997): Calibrating ECH₂O Soil Moisture Probes. http://www.decagon.com/appnotes/echocal.pdf.
- CARSEL, R., PARRISH, R. (1988): Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics, Water Resources Research, 24 (5): 755-769.
- DE VRIES, W., REINDS, G.J., VAN DER SALM, C., DRAAIJERS, G.P.J., BLEEKER, A., ERISMAN, J.W., AUEÉ, J., GUNDERSEN, P., KRISTENSEN, H.L., VAN DOBBEN, H., DE ZWART, D., DEROME, J., VOOGD, J.C.H., VEL, E.M. (2001): Intensive Monitoring of forest ecosystems in Europe: Technical report 2001. United Nations Economic commission for Europe, European Commission, 177 S.
- DURNER, W. (1994): Hydraulic conductivity estimation for soil with heterogeneous pore structure. Water Resources Research., 30(2): 211-224.
- DURNER, W. (2001): Experimentelle Charakterisierung, Parmeteridentifikation und Modellierung von Fließ- u. Transportprozessen in Bodensäulen. Skript für das Praktikum Bodenkunde II, Institut für Geographie und Geoökologie T.U. Braunschweig.
- DURNER, W., HOPP, L., BUCZKO, U., PEIFFER, S. (2002): Durchführung von Säulenversuchen, Elutionen, Lysimeterversuchen und Stofftransportmodellierungen im Hinblick auf die Verfahrensoptimierung zur Sickerwasserprognose. Lehrstuhl für Hydrologie, Universität Bayreuth, 95440 Bayreuth (unveröffentlicht).

- DVWK (1986): Ermittlung des Interzeptionsverlustes in Waldbeständen bei Regen. DVWK Merkblätter zur Wasserwirtschaft, H. 211, Hamburg, Berlin: Parey.
- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft 238. Wirtschafts- und Verl.-Ges. Gas und Wasser, Bonn, 135 S.
- DYCK, S., PESCHKE, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie, Verlag für Bauwesen, Berlin.
- FARKAS, CS., FODOR N., TÓTH, E. (2002): Comparing Conventional and Inverse Methods for Determining Soil Hydraulic Properties. Research Institute for Soil Science and Agricultural Chemistry of the Hungarian Academy of Sciences (unpublished). Supported by the Hungarian Ministry of Education (NKFP 3B/0057/2002) and Hungarian National Scientific Foundation (OTKAT 042996).
- FEDERER, C.A., LASH, D. (1978): BROOK: A hydrologic simulation model for eastern forests. University of New Hampshire Water Resources Research Center, Research Report 19, 94 p. Durham, New Hampshire, U.S.A. (revised 1983).
- FEDERER, C.A. (1995): BROOK90: A simulation model for evaporation, soil water and streamflow, Version 3.1. Computer freeware and documentation. USDA Forest Service, PO Box 640, Durham NH, USA.
- FRANCKE, T. (2005): Grundlagen für die Modellierung der Schwermetallverlagerung in Abraumhalden des Platinbergbaus. Diplomarbeit, Institut für Geoökologie, Universität Potsdam. http://www.uni-potsdam.de/u/Geoökologie/lehre /download/diplomarbeit-francke.pdf.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.) (1977): Hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg: Oberrheingebiet, Bereich Kaiserstuhl-Markgräflerland. Freiburg i. Br., 65 S.
- GASH, J.H.C. (1979): An analytical model of rainfall interception by forests. Quar. J. Roy. Met. Soc. 105 (443), pp. 43-55.
- GEYER, O.F., GWINNER, M.P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. E. Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 255 S.

- HÄDRICH, F. (1979a): Der Wasserhaushalt einer Zweischicht-Pararendzina unter Kiefernjungbeständen im Trockengebiet am südlichen Oberrhein. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 29: 149-158.
- HÄDRICH, F. (1979b): Landschaftsentwicklung, Bodenbildung, Wasser- und Nährstoffhaushalt in der Rheinaue bei Hartheim. In: Hädrich, F., Hummel, P., Zwölfer, K.: Böden und ihre Bedeutung für die Landschaftsplanung im Vorland. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 28: 255-262.
- HÄDRICH, F., STAHR, K. (1992): Die Böden in der Umgebung von Freiburg i. Br.. Freiburger Geographische Hefte, 36: 129-195.
- HAMMEL, K., KENNEL, M. (2001): Charakterisierung und Analyse der Wasserverfügbarkeit und des Wasserhaushalts von Waldstandorten in Bayern mit dem Simulationsmodell Brook 90. Forstl. Forschungsber. München 185.
- HENNINGSEN, D., KATZUNG, G. (1998): Einführung in die Geologie Deutschlands. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 244 S.
- HÖLZER, R. (1982): Wasserhaushaltsuntersuchungen der Streu- und obersten Bodenschicht eines Fichtenbestandes unter Verwendung von Modellberechnungen. Beitr. Hydrol. (Kirchzarten), Sonderheft 4, 117-144.
- HÖRMANN, G., SCHMIDT, J. (Hrsg.) (1995): Dokumentation von Wasserhaushaltsmodellen. Berichte Forschungszentrum Waldökosysteme. B42, 1-111.
- HÖRMANN, G. (1997): Simpel Ein einfaches, benutzerfreundliches Bodenwassermodell zum Einsatz in der Ausbildung. Dt. Gewässerkundliche Mitteilungen, 41 (2): 67-72.
- HÖRMANN, G., MEESENBURG, H. (2000): Die Erfassung und Modellierung des Wasserhaushaltes im Rahmen des Level II-Programms in der Bundesrepublik Deutschland. Forstarchiv. 71 (2000): 70-75.

- HÖRMANN, G., SCHERZER, J., SUCKOW, F., MÜLLER, J., WEGEHENKEL, M., LUKES, M., HAMMEL, K., KNIEß, A., MESSENBURG H. (2003): Wasserhaushalt von Waldökosystemen: Methodenleitfaden zur Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten auf Level II-Flächen. Herausgegeben vom Bundesministerium für Verbraucherschutz, Ernährung und Landwirtschaft (BMVEL), Referat 533. http://www.hydrology.unikiel.de:9673/Hydrology/Members/schorsch/paper.
- HOFFMANN, H.-D. (1992): Modellierung der Interzeption von Waldbeständen und Überlegungen zur Regionalisierung der Modellparameter. In: DFG (Hrsg.) (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung. Weinheim, VCH.
- HOLZKÄMPER, S. (2000): Isotopenhydrologische Ansätze zur Ermittlung der Evaporation aus dem Bodenspeicher im Hartheimer Kiefernwald. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie und Meteorologisches Institut, Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- HORN, R., HARTGE, K.-H. (1999): Einführung in die Bodenphysik. 3. Auflage, Enke Verlag, Stuttgart.
- HUWE, B. (1992): WHNSIM. Ein Modell zur Simulation des Wasser-, Wärme- und Stickstoffhaushalts von Standorten mit unterschiedlicher Nutzung, Vers. 2.0.
 Programmdokumentation. Lehrstuhl für Bodenkunde und Bodengeographie, Abt. Bodenphysik, Universität Bayreuth (unveröffentlicht), 112 S.
- JAEGER, L. (1978): Die klimatologische Messstation Hartheim des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg i. Br. Ber.Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 68, 47-73.
- JAEGER, L., KESSLER, A. (1996): The HartX Period May 1992, seen against the Background of Twenty Years of Energy Balance Climatology at the Hartheim Pine Plantation. Theor. Appl. Climatol. 53, 9-21.
- JANSSON, P.E., HALLDIN (1979): Model for the annual water and energy flow in a layered soil. In: S.Halldin (Ed), Comparison of forest and energy exchange models. Society for Ecological Modelling, Copenhagen, pp. 145-163.
- JANSSON, P.E. (1994): The SOIL model (Vers. 7.5): User's manual, 3rd edition. Communications of the Swedish University of Agricultural Science, Uppsala, Department of Soil Science.
- JANSSON, P.E., KARLBERG, L. (2001): Coupled heat and mass transfer model for soilplant- atmosphere systems. Web-Dokument: ftp://amov.ce.kth.se/CoupModel/ CoupModel.pdf. Royal Institute of Technology, Dept of Civil and Environmental Engineering, Stockholm.
- JOCHHEIM, H., EINERT, P., ENDE, H.P., KALLWEIT, R., KONOPATZKY, A., RIECK, W., STROHBACH, B. (2001): Die Wasserbilanz der Level-II-Standorte Brandenburgs -Berechnungen mit dem Simulationsmodell FOREST-BGC. Beitr. Forstw. u. Landsch.ökol. 35, 9-13.
- KARNUTH, M. (2000): Markierversuche zur Untersuchung von Versickerungsprozessen in der ungesättigten Zone des Hartheimer Kiefernwaldes. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- KESSLER, A., MÜLLER, R., JAEGER, L. (1988): Der Wasserhaushalt eines Kiefernwaldes und Wechselwirkungen mit dem Energiehaushalt. Erdkunde, Arch. f. wiss. Geogr., 42, 177-188.
- KÖNIGER, P. (2003): Tracerhydrologische Ansätze zur Bestimmung der Grundwasserneubildung. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 16, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- KÖPPEN, W. (1923): Die Klimate der Erde Grundriss der Klimakunde. Berlin, Walter de Gruyter Verlag.
- KUNZ, E. (1987): Von der Tulla´schen Rheinkorrektur bis zum Oberrheinausbau 150 Jahre Eingriff in ein Naturstromregime. In: Führer durch Natur- und Landschaftsschutzgebiete Baden-Württembergs (Hrsg.: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg), Nr.2: Naturschutzgebiet Limberg am Kaiserstuhl, 193-217.
- LANDSBERG, J.J., KAUFMANN, M.R., BINKLEY, D., ISEBRANDS, J., JARVIS, P.G. (1991): Evaluating progress towards closed forest models based on fluxes of carbon, water and nutrients. Tree Physiology 9, 1-15.
- LAUTENSCHLAGER, K. (1999): Isotopenhydrologische Untersuchung des Bodenwassers zur. Beurteilung von Versickerungsprozessen im Hartheimer Kiefernwald. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg (unveröffentlicht).

- LEGOVIC, T. (1997): Ecological modelling Internet resources. Ecological Modelling 100, 163-169.
- LEUSCHNER, C. (1998): Water extraction by tree fine roots in the forest floor of a temperate Fagus-Quercus forest. Ann. Sci. For. 55, 141-157.
- LEUSCHNER, C. (2002): Forest succession and water resources: soil hydrology and ecosystem water turnover in early, mid and late stages of a 300-yr-long chronosequence on sandy soil. In: Dohrenbusch, A., Bartsch, N. (Hrsg.): Forest development: Succession, environmental stress and forest management. Springer Verlag, Berlin, S. 1-68.
- MAYER, H., FERNBACH, G., JAEGER, L., KESSLER, A., MATZARAKIS, A., REDEPENNING, D. (1999): Forstmeteorologische Messstelle Hartheim des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg – Exkursionsführer. Meteorologisches Institut der Universität Freiburg, 40 S.
- MAYER, H., FERNBACH, G., JAEGER, L., KESSLER, A., MATZARAKIS, A., REDEPENNING, D. (2000): Forstmeteorologische Messstelle Hartheim des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg. Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg 5, 55-83.
- MAYER, H., SCHINDLER, D., WELLPOTT, A., FERNBACH, G., REDEPENNING, D. (2003): Forstmeteorologische Messstelle Hartheim des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg. http://www.mif.uni-freiburg.de/proj/hartheim.
- MITSCHERLICH, G. (1978): Wald, Wachstum und Umwelt. Band 1: Form und Wachstum von Baum und Bestand. Frankfurt, Sauerländer.
- MUALEM, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, Water Resources Research., 12(3): 513-522.
- MÜLLER, J., BOLTE, A., BECK, W., ANDERS, S. (1998): Bodenvegetation und Wasserhaushalt von Kiefernforstökosystemen (Pinus sylvestris L.). Verhandlungen der Gesellschaft für Ökologie, Berlin 28, 407-414.
- MÜLLER, J. (2001): Ermittlung von Kennwerten des Wasserhaushaltes in Kiefern- und Buchenbeständen des nordostdeutschen Tieflands. Beiträge für Forstwirtschaft und Landschaftsökologie, Berlin 35 1, 14-18.

- MÜLLER, T. (1999): Wörterbuch und Lexikon der Hydrogeologie. ISBN 3-540-65642-1, 367 S.. Springer-Verlag, Berlin und Heidelberg.
- NASH, J.E., SUTCLIFFE, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models; PartI – A discussion of principles. J. Hydrol. 10, 282-290.
- NEMES, A., WÖSTEN, J.H.M., LILLY, A., OUDE VOSHAAR, J.H. (1999): Evaluation of different procedures to interpolate particle-size distributions to achieve compatibility within soil databases. Geoderma 90, 187-202.
- OGÉE, J., BRUNET, Y. (2002): A forest floor model for heat and moisture including a litter layer. J. Hydrol. 255, 212-233.
- REIF, A. (1996): Vegetation der Trockenaue am Oberrhein zwischen Müllheim und Breisach. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i.Br., 84/85, S.81-150.
- REKLIP (1995): Klimaatlas Oberrhein Mitte-Süd, Atlas Climatique du Fossé Rhénana Méridional, Zürich-Offenbach-Strasbourg.
- RUNNING, S.W., COUGHLAN, J.C. (1988): A general model of forest ecosystem processes for regional applications. I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. Ecological Modelling 42: 125-154.
- RUNNING, S.W., GOWER, S.T. (1991): FOREST-BGC, A general model of forest ecosystem processes for regional applications. II. Dynamic carbon allocation and nitrogen budgets. Tree Physiology 9, 147-160.
- SCHAAP, M.G., LEIJ, F.J., VAN GENUCHTEN, M.T. (2001): Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. Journal of Hydrology, 251: 163-176.
- SCHÄFER, G. (1977): Nährelementehaushalt von Kiefernjungbeständen in der südlichen Oberrheinebene. Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, H. 7.
- SCHEFFER, F., SCHACHTSCHABEL, P. ET AL. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde. 15. Auflage, 593 S., ISBN 3-8274-1324-9. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg und Berlin.

- SHUTTLERWORTH, E., WALLACE, W. (1985): Evaporation from sparse crops an energy combination theory. Quart. J. R. Met. Soc. 111: 839-855.
- SIMORANGKIR, D. (1994): Die Hysterese der pF-Kurve am Beispiel ihrer Auswirkung auf die Simulationsergebnisse für den Wasserhaushalt sandiger Kiefernwaldökosysteme. Ber. Forschungszentrum Waldökosysteme A 119, 130 S.
- SIMUNEK, J., SEJNA, M., VAN GENUCHTEN, M. TH. (1998): The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California.
- STURM, N. (1993): Untersuchung zum Wasserhaushalt der Bodendeckschicht eines Kiefernwaldes bei Hartheim. Diplomarbeit am Institut für Physische Geographie
 – Lehrstuhl für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br., 87 S. (unveröffentlicht).
- STURM, N. (1999): Steuerung, Skalierung und Umsatz der Wasserflüsse im Hartheimer Kiefernforst. Bayreuther Forum Ökologie, Band 36.
- TEEPE, R., BEESE, F., DILLING, H. (2000): Abschätzung der Luft und Wasserspeicherkapazität in Waldböden. Ber. Freiburger Forstl. Forschung.
- TIKTAK, A., VAN GRINSVEN, H.J.M. (1995): Review of sixteen forest-soil-atmospheremodels. Ecological modelling 85, 35-53.
- TRÜBY, P. (1983): Elementumsatz in einer bewässerten Pararendzina der südlichen Oberrheinebene unter besonderer Berücksichtigung der Schwermetalle. Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, H. 12, 262 S.
- VAN GENUCHTEN, M.TH. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 892-898.
- VAN GENUCHTEN, M. TH. (1987): A numerical model for water and solute movement in and below the root zone. Research Report N. 121, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California.
- VAN GENUCHTEN, M.TH., LEIJ, F.J., YATES, S. R. (1991): The RETC Code for Quanifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, Version 6.0. U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California. http://www.ussl.ars.usda.gov /models/retc.HTM.

- VOGEL, T., HUANG, K., ZHANG, R., VAN GENUCHTEN, M. TH. (1996): The HYDRUS Code for Simulating One-Dimensional Water Flow, Solute Transport, and Heat Movement in Variably-Saturated Media. Research Report No. 140. U.S. Salinity Laboratory, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Riverside, California.
- VOGT, R., GAY, L.W., TENHUNEN, J.D., BERNHOFER, C., KESSLER, A. (Eds.) (1996): HartX '92-Vegetation-Atmosphere Coupling of a Scots Pine Plantation. Theor. Appl.Climatol., 53, 1-183.
- WARD, R. C., ROBINSON, M. (2000): Principles of Hydrology, McGraw-Hill Publishing Company (UK), ISBN 0077095022.
- WENNINGER, J., KÖNIGER, P., LEIBUNDGUT, CH., SCHINDLER, D., MAYER, H. (2005): Untersuchungen der Bodenwasserbewegung mit stabilen Isotopen in Hinblick auf die Grundwasserneubildung. In: Zentralblatt für Geologie und Palänontologie, Teil I, Jg. 2005 Heft 1-2, 123-139.
- WENDLING, U., SCHELLIN, H.G., THOMÄ, M. (1991): Bereitstellung von täglichen Informationen zum Wasserhaushalt des Bodens für die Zwecke der agrarmeteorolgischen Beratung. Z. Meteorol. 41, 468-475.
- WÖSTEN, J.H.M., PACHEPSKY, YA.A., RAWLS, W.J. (2001): Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing hydraulic characteristics. Journal of Hydrology 251: 123-150.
- ZÖTTL, H.W. (1979): Exkursionsführer zur Jahrestagung derDBG 1979 in Freiburg i. Br.. Mitteilung der Dt. Bodenkundlichen Gesellschaft, Band 28, S. 249-263.

Anhang



A 1: Durchwurzelung des Oberbodens am Standort des untersuchten Bodenprobils an der FMIF.



A 2: Einsetzen der Bodenfeuchtesonden in das Bodenprofil.



A 3: Die zur Messung des vol. Wassergehaltes eingesetzten Sonden.



A 4: Ergebnisse der Kalibrierung der Bodenfeuchte-Sonden, an die mit der Tiefe variierenden Bodenarten im Untersuchungsraum der FMIF, nach Abschluss der Messkampagne.



A 5: Messung der ECH₂O-Sonden während des am untersuchten Bodenprofil durchgeführten Infitrationsversuchs.



A 6: Vergleich der Messwerte FN zu BN im Bestand der FMIF (Zeitraum: 1.07.03-31.07.04).



A 7: Gegenüberstellung der im Bestand der FMIF gemessenen aktuellen Evapotranspiration zur gemessenen aktuellen Transpiration im Zeitraum: 1.08.03-31.07.04.



A 8: Reaktionsimpuls des vol. Wassergehaltes in unterschiedlichen Tiefen auf zwei aufeinander folgende Niederschlagsereignisse mit hoher und mittlerer Intensität bei hoher Bodenvorfeuchte.



A 9: Reaktionsimpuls des vol. Wassergehaltes in unterschiedlichen Tiefen auf zwei aufeinander folgende Niederschlagsereignisse mittlerer und geringer Intensität bei hoher Bodenvorfeuchte.



A 10: Reaktionsimpuls des vol. Wassergehaltes in unterschiedlichen Tiefen auf ein Niederschlagsereignis mittlerer Intensität und bei hoher Bodenvorfeuchte.



A 11: Modellierte gegen observierte Zeitreihe des vol. Wassergehalts für die Bodenfeuchte-Sonde in 5 cm Tiefe.



A 12: Darstellung des Toleranzbereichs der Bodenfeuchte-Sonde (± 1 Vol.%) und der modellierten Zeitreihe in 35 cm Tiefe.



A 13: Simulationsergebnisse der Phase 1 und der Phase 2 für die Bodentiefe 5 cm im Zeitraum: 1.07.03 – 31.07.04.



A 14: Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes für das untersuchte Bodenprofil auf der Grundlage der in Hartheim erhobenen Daten. Zeitraum: 1.08.03-31.07.04.



A 15: Auswirkung der verschiedenen ETp-Ansätze auf das Simulationsergebnisse in 15 cm Tiefe über den gesamten Untersuchungszeitraum.



A 16: Meteorologischer Messturm im Waldbestand (aus Mayer 2003).