

Aus dem Institut für Umweltingenieurwesen
der Agrar- und Umweltwissenschaftliche Fakultät

Entwicklung eines Ansatzes zur Berücksichtigung
der ungesättigten Zone bei der Grundwassersimulation
von Feuchtgebieten

Dissertation

zur

Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Ingenieurwissenschaften (Dr.-Ing.)
an der Agrar- und Umweltwissenschaftliche Fakultät
der Universität Rostock

vorgelegt von

Dipl.-Ing. Ellen-Rose Trübger , geb. am 23.02.1974 in Rietberg

Verteidigt am 27.11.2006 in Rostock

Gutachter:

Prof. Dr. rer. nat. Konrad Miegel

Prof. Dr. sc. techn. Hans-Jörg Diersch

Prof. Dr. agr. sc. Gerd Wessolek

Abstract

In these doctoral thesis the development and applicability test of a programme module will be presented, which is specialized on the simulation of wetlands. Field measurements on a re-wetted fen site have been carried out in order to identify the significant processes of wetlands and realise their implementation in a practical way. The dependance of the soil water storage capacity on the groundwater level has turned out to be the most important criteria for successful modelling of groundwater level, which fluctuate close to the ground surface. A simple model approach for a Variable Storage Coefficient (VSC) has been formulated and realised as a program module to be coupled via the Interface Manager 'IFM' to the saturated flow solution of the Finite Element subsurface FLOW system FEFLOW.

The VSC module is tested on its applicability and compared to the FEFLOW standard solutions for saturated groundwater flow and the universal approach for unsaturated flow solving the Richards Equation. Modelling the actual soil water storage capacity of wetlands by usage of the VSC module significantly improves the results of the groundwater simulation. This applies especially for fluctuating groundwater tables. Within its application limits the VSC module allows calculating of the groundwater table nearly as accurately as by solving the Richard's Equation for unsaturated flow. Thereby the simpler approach of the VSC module provides the advantage, that the water retention relationship does not have to be adjusted to a parameter function but can also be used in the form of tabular values. Consequently, the range of soil characteristics to be modelled is not restricted to parameter functions implemented in FEFLOW.

During the study, with a simplified area model of the fen field site, the VSC module has turned out to be less sensitive to incorrectly adjusted soil parameters than the solution for unsaturated flow by solving of the Richard's Equation. A further advantage of the new model approach is the shorter calculating time, which mostly arises from having fewer model layers.

Keywords:

groundwater simulation, wetland, modelling, soil water storage curve, VSC-Module, FEFLOW

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird die Entwicklung und Erprobung eines Programm-Moduls vorgestellt, welches speziell auf die Anforderungen der Feuchtgebiets-simulation abgestimmt ist, die sich aus der besonderen Bedeutung der ungesättigten Bodenzone ergeben. Mittels Feldmessungen auf einem wiedervernässten Niedermoorstandort werden die maßgeblich vorherrschenden Prozesse identifiziert, ein Lösungsansatz zu ihrer Beschreibung entwickelt und modelltechnisch umgesetzt. Als wichtigstes Kriterium für eine erfolgreiche Modellierung der flurnahen Grundwasserfluktuationen stellt sich dabei die Berücksichtigung des wasserstandsabhängigen Speichervermögens des Bodens heraus. Die programmtechnische Umsetzung erfolgt in Form eines Zusatzprogramms (VSC-Modul), welches an die gesättigte Strömungsberechnung des Simulationssystems FEFLOW über dessen Schnittstelle (IFM) gekoppelt wird.

Das VSC-Modul wird auf seine Anwendbarkeit getestet und dabei den Standardlösungen von FEFLOW für gesättigte Grundwassermodellierung und den allgemeingültigen Ansatz für ungesättigte Strömungsberechnung unter Anwendung der Richards-Gleichung gegenübergestellt. Die Berücksichtigung des aktuellen Bodenspeichervermögens mit dem VSC-Modul führt zu einer erheblichen Verbesserung der Ergebnisgenauigkeit in der Grundwassersimulation von Feuchtgebieten, insbesondere bei starken Grundwasserfluktuationen. Innerhalb seiner Anwendungsgrenzen ermöglicht das VSC-Modul eine näherungsweise so gute Berechnung des Grundwasserspiegels, wie es die ungesättigte Strömungsberechnung mittels Richard-Gleichung erlaubt. Dabei weist der einfachere Modellansatz des VSC-Moduls den Vorteil auf, dass die Wasserretentionsbeziehung nicht zwingend als angepasste Parameterfunktion vorliegen muss, sondern auch als Wertetabelle eingehen kann, wodurch eine große Flexibilität hinsichtlich der Bodeneigenschaften gegeben ist. In der vereinfachten Standortmodellierung hat sich die Anwendung des VSC-Moduls zudem im Vergleich mit der Richards-Gleichung als robuster gegenüber einer fehlerhaften Parameteranpassung erwiesen. Ein weiterer Vorteil des neuen Modellansatzes ergibt sich aus dem geringeren Bedarf an Rechenkapazität und notwendigen Modellebenen.

Schlagwörter:

Grundwassersimulation, Feuchtgebiet, Modellierung, Bodenspeicherkennlinie, VSC-Modul, FEFLOW

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung & Problemstellung	1
1.1	Einleitung	1
1.2	Veranlassung und Ausgangssituation	3
1.3	Ziele und Aufbau der Arbeit	5
2	Grundlagen	8
2.1	Geohydraulische Modellierung	8
2.2	Hydrologische Spezifika von Feuchtgebieten	11
2.3	Stand der Modellentwicklung für ungespannte Grundwasserleiter	14
3	Material & Methoden	22
3.1	Feldmessungen am Standort Gragetopshof	22
3.1.1	Der Standort	22
3.1.2	Instrumentierung und Messprogramm	25
3.2	Identifikation geohydraulischer Parameter	42
3.2.1	Aus Feldmessdaten der TDR-TRIME und Tensiometer	42
3.2.2	Tensionsinfiltrationsmessung	43
3.2.3	Verdunstungsversuche	45
3.3	FEFLOW und der Interface Manager IFM	51
4	Prozessidentifikation & Modellentwicklung	52
4.1	Auswertung der Feldmessdaten	52
4.1.1	Meteorologische Größen	52
4.1.2	Grundwasserstand	54
4.1.3	Bodenwassergehalt mittels TDR-TRIME Sonden	56
4.1.4	Bodensaugspannung mittels Tensiometer	59
4.2	Entwicklung eines einfachen Ansatzes für eine praxistaugliche Feuchtgebietsmodellierung	62
4.3	Formulierung des einfachen Modellansatzes	65
4.4	Rechentchnische Realisierung des Moduls	67
4.4.1	Programmaufbau	67
4.4.2	Wertzuweisung für den Speicherkoeffizienten	69
4.4.3	Dateneingabe für das VSC-Modul	70

4.4.4	Fehlerbehandlung im VSC-Modul	72
5	Test & Anwendung des VSC-Moduls	74
5.1	Prinzipfallstudie	74
5.1.1	Ziele	74
5.1.2	Versuchsaufbau der Prinzipfallstudie	75
5.1.3	Ergebnisse und Diskussion	77
5.2	Modelltest anhand eines vereinfachten Standortmodells	81
5.2.1	Wahl der Szenarien	81
5.2.2	Modellgeometrie	83
5.2.3	Bodenparameter	85
5.2.4	Simulierte Szenarien	103
5.2.5	Ergebnisse bei horizontal homogenem Aquifer	105
5.2.6	Ergebnisse bei horizontal heterogenem Aquifer	119
5.2.7	Zusammenfassung der Ergebnisse der vereinfachten Standortmodellierung	125
5.3	Anwendungsgrenzen des VSC-Moduls	126
6	Fazit & Ausblick	132
6.1	Beantwortung der Arbeitshypothesen	132
6.2	Ausblick	135
	Literaturverzeichnis	137
A	Nomenklatur	145
A.1	Geohydrologische Fachbegriffe	145
A.2	Glossar zu FEFLOW und rechentechnischen Begriffen	148
B	Formeln	151
B.1	Penman Monteith Formel	151
C	Feldmessungen Gragetopshof	152
C.1	Messgeräte und -zeiträume	152
C.2	Grundwasserstand	154
C.2.1	Grundwasserstände 2000 und 2001	154
C.3	TDR-TRIME	156
C.3.1	Wassergehalt 2000	156
C.3.2	Wassergehalt 2001	157
C.4	Tensiometer - Bodentemperatur und -saugspannung	158
C.4.1	Temperatur 2000	158
C.4.2	Temperatur 2001	159
C.4.3	Tension 2000	160
C.4.4	Tension 2001	162
C.5	Meteorologische Größen	167

C.5.1	Niederschlag 2000 und 2001	167
C.5.2	Windgeschwindigkeit, Temperatur und Luftfeuchte 2001	168
C.5.3	Bodenwärmestrom 2001	169
C.6	Bodenparameter	170
D	Zur Prinzipfallstudie	180
E	Zur vereinfachten Standortmodellierung	182
E.1	Modellgeometrie	182
E.2	Ausgewählte Ereignisse von Niederschlag und Grundwasseranhebung	184
E.3	Abschätzung des lateralen Abfluss	188
E.4	Berechnungsergebnisse zur Plausibilitätsprüfung	191
E.4.1	Homogener Aquifer	191
E.4.2	Geschichteter Aquifer	197
E.4.3	Vergleichsrechnung mit neu ermittelten Parametern	209
E.5	Eingabedaten der Szenarien für das vereinfachte Standortmodell	211
E.6	Ergebnisse der Prinzipfall-Szenarien	212
F	Zu den Anwendungsgrenzen des VSC-Moduls	213
G	VSC-Dateneingabe	215
G.1	Beispiel einer VSC-Eingabedatei mit zwei Parametersätzen	215
G.2	Grenzwerte der Eingabeparameter	217

Symbole und Abkürzungen

Symbole

Symbol	SI-Einheit	Bedeutung
A	m ²	Fläche (hier: Grundfläche eines Aquifer)
BS	m	Bodenwasserspeicher; Volumen auf Fläche bezogen
c _P	J kg ⁻¹ K ⁻¹	spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Luftdruck
e	Pa	Dampfdruck
e _s	Pa	Sättigungsdampfdruck
ET _a	m	reale Evapotranspiration
FK	1	Feldkapazität; Wassergehalt des Bodens, der gegen die Schwerkraft gehalten wird
G	W m ⁻²	Bodenwärmestrom
h	m	hydraulische Höhe; Druckhöhe; 1 cm WS ≈ 0,981 hPa
h _p	m	piezometrische Höhe; Standrohrspiegelhöhe; in FEFLOW Hydraulic Head
h _B	m	Bestandshöhe der Vegetation
K _S	m s ⁻¹	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
k _P	1	Korrekturfaktor nach [Allerup und Madsen 1979]
K(h)	m s ⁻¹	= K(Θ)
K(Θ)	m s ⁻¹	ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit
L*	W s kg ⁻¹	spezifische Verdunstungswärme
m	1	empirische Konstante der van Genuchten-Funktion
M	m	Aquifermächtigkeit
n	1	empirische Konstante der van Genuchten-Funktion
P	m	Niederschlagshöhe
P _{AMkorr}	m	korrigierter Niederschlag [Allerup und Madsen 1979]
P _{Benetz}	m	Benetzungsverlust nach Richter [Richter 1995]
PI	m s ⁻¹	Niederschlagsintensität
P _{korr}	m	korrigierte Niederschlagshöhe
r _a	s m ⁻¹	aerodynamischer Widerstand
r _s	s m ⁻¹	Stomatawiderstand

Symbol	SI-Einheit	Bedeutung
Rn	W m ⁻²	Nettostrahlung (Strahlungsbilanz)
s	Pa K ⁻¹	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
S	1	Speicherkoeffizient
S _a	1	aktueller Speicherkoeffizient
S _o	m ⁻¹	spezifischer Speicherkoeffizient
S _e	1	effektive Sättigung
S _r	1	residuale Sättigung (Parameter in FEFLOW)
S _s	1	maximale Sättigung (Parameter in FEFLOW)
T	K	thermodynamische Temperatur; Kelvin-Temperatur
u _*	m s ⁻¹	Schubspannungsgeschwindigkeit
u _{2,5m}	m s ⁻¹	Windgeschwindigkeit in 2,5 m Höhe
u _{10m}	m s ⁻¹	Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe
V _w	m ³	Wasservolumen (einer Säule des Aquifers)
w ₁	1	Wichtungsfaktor 1 der Sättigung bei dualer Porosität
w ₂	1	Wichtungsfaktor 2 der Sättigung bei dualer Porosität
z	m	geodätische Höhe; lotrechter Abstand eines Punktes innerhalb einer Strömung von einem Bezugshorizont
z ₀	m	Rauhigkeitslänge
α	m ⁻¹	empirische Konstante der van Genuchten-Funktion
γ	Pa K ⁻¹	Psychrometerkonstante ≈ 67 Pa K ⁻¹
Δh	1	Änderung der Druckhöhe; Grundwasserstandsänderung
ΔBS	m	Änderung des Bodenwasserspeichers, Volumen auf Fläche bezogen
ΔS	1	Änderung des Speicherkoeffizienten des Bodens
κ	1	von Karman-Konstante = 0,41
ρ _L	kg m ⁻³	Luftdichte
Θ	1	volumetrischer Wassergehalt des Bodens
Θ _a	1	aktueller Wassergehalt (bei Ψ _{m,a})
Θ _r	1	residualer Wassergehalt; Residualfeuchte
Θ _s	1	Sättigungswassergehalt; Sättigungsfeuchte
φ	1	Porosität; Gesamtporosität
φ _{0l}	1	Poren mit Lufteinschlüssen
φ _e	1	entwässerbare Porosität; effektive Porosität
φ _r	1	Poren mit Haftwassereinschlüssen
Ψ	Pa	Gesamtpotential des Bodenwassers
Ψ _m	Pa	Matrixpotential; = Saugspannung; = negativer Druck

Tabelle 2: Ausgewählte SI-Basiseinheiten und abgeleitete SI-Einheiten aus [PTB 2004]

Größe	Name	Zeichen	SI-Einheit	
			durch andere SI-Einheiten ausgedrückt	durch SI-Basiseinheiten ausgedrückt
Länge	Meter	m		m
Masse	Kilogramm	kg		kg
Zeit	Sekunden	s		s
Temperatur	Kelvin	K		K
Kraft	Newton	N		m kg s^{-2}
Druck, Spannung	Pascal	Pa	N m^{-2}	$\text{m}^{-1} \text{kg s}^{-2}$
Energie, Arbeit, Wärmemenge	Joule	J	N m	$\text{m}^2 \text{kg s}^{-2}$
Leistung, Energiestrom	Watt	W	J s^{-1}	$\text{m}^2 \text{kg s}^{-3}$

Abkürzungen und Eigennamen

C	Programmiersprache C
C++	Erweiterung von C auf objektorientierte Programmierung
FE	Finite Elemente
FEFLOW	Finite Element subsurface FLOW system (siehe A.2)
FEM	Finite-Elemente-Methode
FK	Feldkapazität
GOK	Geländeoberkante
GW	Grundwasser
GWFA	Grundwasserflurabstand
LGM	Landelijk Grondwatermodel; Grundwassermodell der Niederlande
SWAP	Soil Water Atmosphere Plant model; ein eindimensionales Strömungsmodell für die ungesättigte Bodenzone
TDR	Time Domain Reflectometry = Zeitbereichs-Reflektometrie, Technik zur Erfassung des Wassergehaltes eines porösen Mediums über dessen elektrische Leitfähigkeit
vG/M	van Genuchten/Mualem
VSC	Variable Storage Coefficient (= variabler Speicherkoeffizient)
VSC-Modul	Name des in dieser Arbeit vorgestellten Programm-Moduls
WS	Wassersäule; zum Ausdruck des hydrostatischen Drucks als Piezometerhöhe; $1 \text{ cm WS} \approx 0,981^{-1} \text{ hPa}$

Abbildungsverzeichnis

2.1	Messwerte vom Standort Bockhorst I [Loxham u. a. 1986]	13
2.2	Prinzipskizze Speicherkoeffizient	17
3.1	Lageskizze und Farbinfrarot-Luftbild des Standortes Gragetopshof	22
3.2	Schematische Darstellung eines Durchströmungsmoores	23
3.3	Vertikalschnitt durch den Standort Gragetopshof	24
3.4	Messplätze am Standort Gragetopshof	25
3.5	Foto: Datenlogger und Regenschreiber auf künstlicher Mess-Insel	26
3.6	Einperlprinzip des Orphimedes Datensammler	28
3.7	TDR-Sonde vom Typ TRIME-EZ	29
3.8	Ergebnis des Laborversuchs 1999 von [Hanschke 2003] zur Spezialmaterialkalibrierung der TDR-Sonden	30
3.9	Schwerpunktgebiet der Untersuchungen entlang der Messreihe A	31
3.10	Einbauskizze der TDR-TRIME-Sonden und Tensiometer	32
3.11	Anordnung der TDR-TRIME-Sonden und Tensiometer, Messplatz A5, 2001	33
3.12	Funktions-Skizze der Tensiometer Typ T6	33
3.13	Ganglinien der Tensiometer bei A5, des GW-Spiegels bei A6 und des Wasserstands der Warnow 2000 (Ausschnitt)	34
3.14	Höhenkorrigierte Tensiometerdaten, Messplatz A5, 2000 (Ausschnitt)	35
3.15	Meteorologischen Messstation am Standort Gragetopshof	37
3.16	Niederschlag am 30.6. und 1.7.2001, Messfeld Satower Str. 30 und Standort Gragetopshof	40
3.17	Retentionsbeziehung der TRIME-EZ Sonden aus 0,1 m Tiefe, vom 1.8. bis 7.9.2001	43
3.18	Ergebnisse der Versuche mit dem Tensionsinfiltrimeter	44
3.19	Aufbau des Verdunstungsversuches nach [Schindler 1980]	45
3.20	Auswertung der Verdunstungsversuche	49
4.1	Messdaten der Meteorologischen Station, 24. Juli 2001, (Ausschnitt)	53
4.2	Grundwasserstände entlang Transekt A am 3. Juli 2001	54
4.3	Grundwasserstände im Torf und mineralischen Aquifer an den Messplätzen A1 und A6 sowie mit dem Hangbereich bei AF1	55

4.4	Messdaten der TDR-TRIME-Sonden bei A5 und des Grundwasserstandes bei A6, 2001(Ausschnitt)	57
4.5	Ganglinien der höhenkorrigierten Tensiometer, Messprofil I bei A5, der Messwerte des Orphimedes bei A6 und des Niederschlags (Ausschnitt)	60
4.6	Schema der erweiterten Modellierung von FEFLOW mit variablem Speicherkoeffizienten	65
4.7	Kopplung VSC-Modul an FEFLOW	68
4.8	Ansprache von IFM-Modulen im FEFLOW Problem Editor	71
4.9	Beispiel einer Fehlermeldung mit "FEFLOW Alert Box" und "Log Messages"	73
5.1	Ergebnis Prinzipfallstudie: simulierter Grundwasseranstieg in Abhängigkeit vom Grundwasserflurabstand	77
5.2	Ergebnis Prinzipfallstudie: Prozentuale Abweichung der simulierten Endwasserstände zum Ergebnis der Richards-Gleichung	78
5.3	Ergebnis Prinzipfallstudie: simulierte Grundwasserstandsanhörungen für die jeweiligen Anfangswasserstände	79
5.4	Abmessung des vereinfachten Standortmodells für alle Szenarien	83
5.5	Teilgebiete des Modellgebietes und Lage der Beobachtungspunkte in der Testreihe mit horizontal heterogenem Aquifer	84
5.6	Speicherfunktionen zu Parametersätzen der einfachen sowie der von Durner für duale Porosität modifizierten van Genuchten/Mualem-Funktion	86
5.7	Aufteilung des korrigierten Niederschlags mittels der mit HYDRUS-1D ermittelten vG/M-Parametersätze	91
5.8	Speicherfunktionen zu den kombinierten Parametersätzen für eine Horizontgrenze von 0,15 m unter GOK	96
5.9	Aufteilung des korrigierten Niederschlags mittels des mit HYDRUS-1D ermittelten vG/M-Parametersätze von Probe I aus 10 cm Tiefe sowie den Parametersatzkombinationen PK1 und PK2	97
5.10	Vergleich der Speicherfunktionen aus der erneuten Parameteranpassung durch inverse Simulation mit HYDRUS-1D mit denen aus [Dechow 2002]	100
5.11	Messwerte Grundwasserstand und korrigierter Niederschlag (mittels P1 separiert in Infiltration und Interzeption + lateralen Abstrom)	103
5.12	Mit Parametersatz P1 erzielte, repräsentative Simulationsergebnisse des Grundwasserstandes gegenüber Messwerten und Eingangsdaten	105
5.13	Abweichungen der Simulationsergebnisse mit Parametersatz 1 vom gemessenen Grundwasserspiegel	106
5.14	Ergebnisse Grundwasserstand mit P1 FEFLOW ungesättigte Strömung mit 4 Schichten	108

5.15	Mit Parametersatz P3 erzielte, repräsentative Simulationsergebnisse des Grundwasserstandes gegenüber Messwerten und Eingangsdaten	110
5.16	Mit PK1 erzielte, repräsentative Simulationsergebnisse	112
5.17	Abweichungen der Simulationsergebnisse mit PK1 vom Messwert	113
5.18	Ausgewählte Ergebnisse des mit PK1 für ungesättigte Strömung simulierten Grundwasserstandes, mit 3, 3+2 und 7 Modellschichten	115
5.19	Mit PK4 erzielte, repräsentative Simulationsergebnisse des Grundwasserstandes gegenüber Messwerten und Eingangsdaten	116
5.20	Ausgewählte Endergebnisse der Simulation bei horizontal heterogenem Aquifer	119
5.21	Abweichungen der Endergebnisse der simulierten Varianten vom jeweiligen Sollwert	120
5.22	Ausgewählte Ergebnisse des Grundwasserstands der drei Simulationsvarianten an den Beobachtungspunkten der Teilgebiete	123
5.23	Auswahl aus den mit FEFLOW für die ungesättigte Strömung simulierte Grundwasserstände an den drei Beobachtungspunkten der Teilgebiete	124
5.24	Auffüllversuche in 0,3 m Tiefe am Standort "Catcott Lows", Süd-West-England	126
5.25	Grundwasserstandsganglinien auf der Basis unterschiedlicher K_S -Werte und Anfangswasserstände, simuliert mit FEFLOW für ungesättigte Strömung	129
5.26	Anfangswasserstand von 0,15 m unter Geländeoberkante, Druckhöhe jeweils an der Geländeoberkante und der Aquifersohle	130
C.1	Messung des Grundwasserstandes unter Geländeoberkante mittels Orphimedes Datensammlern im mineralischen Aquifer	154
C.2	Messung des Grundwasserstandes unter Geländeoberkante mittels Orphimedes Datensammlern im Torf-Aquifer	155
C.3	Messung des Bodenwassergehaltes mittels TDR-TRIME-Sonden im Jahr 2000	156
C.4	Messung des Bodenwassergehaltes mittels TDR-TRIME-Sonden im Jahr 2001	157
C.5	Bodentemperatur an den Messplätzen A1 und A5 in verschiedenen Tiefen im Jahr 2000	158
C.6	Bodentemperatur der Messprofile I und II bei Messplatz A5 im Jahr 2001	159
C.7	Unkorrigierte Messdaten der Bodensaugspannung (Tension) an den Messplätzen A1 und A5 im Jahr 2000	160
C.8	Korrigierte Messdaten der Bodensaugspannung (Tension) an den Messplätzen A1 und A5 im Jahr 200	161

C.9	Unkorrigierte Messdaten der Bodensaugspannung (Tension) der Messprofile I und II am Messplatz A5 im Jahr 2001	162
C.10	Gemessene und höhenkorrigierten Ganglinien der Tensiometer bei A5, Messprofil I, und der Grundwasser-Sonde Orphimedes an A6 (Ausschnitt)	163
C.11	Gemessene und höhenkorrigierten Ganglinien der Tensiometer bei A5, Messprofil II, und der Grundwasser-Sonde Orphimedes an A6 (Ausschnitt)	164
C.12	Korrigierte Messdaten der Bodensaugspannung (Tension) in den Messprofilen I und II am Messplatz A5 im Jahr 2001	165
C.13	Ganglinien der höhenkorrigierten Tensiometer des Messprofil II bei A5, der Messwerten der Grundwasser-Sonde Orphimedes an A6 und des Niederschlags (Ausschnitt)	166
C.14	Unkorrigierte Niederschlagsdaten der Kippschalenmessgeräte	167
C.15	Messdaten: Windgeschwindigkeit, relative Luftfeuchte, Lufttemperatur und Bodentemperatur	168
C.16	Messdaten der Bodenwärmestromplatten	169
C.17	Schema der Funktionen für die Wasserretention und hydraulische Leitfähigkeit nach Vogel & Cislerova (aus [Simunek u. a. 1999]) zur Erläuterung der Gleichungen C.1 bis C.5	171
C.18	Gemessener und mit HYDRUS-1D simulierte Saugspannungsverläufe für den unteren Messhorizont des Verdunstungsversuchs der Probe I, vertikal aus 10 cm Tiefe entnommen	172
C.19	Wasserretentionsfunktionen und hydraulische Leitfähigkeiten zu den in Tabellen C.5 aufgeführten Parametersätzen	174
C.20	Gemessener und mit HYDRUS-1D simulierte Saugspannungsverläufe für den oberen Messhorizont des Verdunstungsversuchs der Probe I, vertikal aus 30 - 40 cm Tiefe entnommen; oben: mit Parametern	176
C.21	Wasserretentionsfunktionen zu den in Tabelle C.6 aufgeführten Parametersätzen aus der erneuten Auswertung der Verdunstungsversuche	177
C.22	Gegenüberstellung der Speicherfunktionen aus der erneuten Parameteranpassung durch inverse Simulation mit Hydrus1D mit denen aus [Dechow 2002] für Proben aus 30-40 cm Tiefe	178
C.23	Speicherfunktionen zu den Parametersätzen P3 und P4 sowie der Kombination PK4	178
C.24	Gegenüberstellung ausgewählter hydraulische Leitfähigkeiten aus der erneuten Parameteranpassung mit denen aus [Dechow 2002]	179
D.1	Ergebnis Prinzipfallstudie: Absolute Abweichung der simulierten Endwasserstände vom jeweils mit der Richards-Gleichung erzielten Ergebnis	180

E.1	Niederschlag am 27.08.2001, 1h-Messwerte	184
E.2	Niederschlag am 30.06.2001, 1h-Messerte	185
E.3	Niederschlag am 30.04.2000 und 24.08.2001, 1h-Messwerte . . .	186
E.4	Niederschlag am 16.08.2004 und 24.08.2004, 0,5h-Messwerte . .	187
E.5	Aufteilung des korrigierten Niederschlags mittels mit Hydrus er- mittelten van Genuchten Parametersätzen von Probe I aus 10 cm Tiefe und Probe I aus 30-40 cm Tiefe	194
E.6	Aufteilung des korrigierten Niederschlags mittels nach Schindler ermittelten van Genuchten Parametersätzen von Probe I aus 10 cm Tiefe und Probe III aus 30-40 cm Tiefe	195
E.7	Aufteilung des korrigierten Niederschlags mittels Parametersatz II für duale Porosität nach Durner, von Dechow verwendet bis 15 cm Tiefe bzw. ab 15 cm Tiefe	196
E.8	Aufteilung des korr. Niederschlags nach PK1, Horizontgrenze bei 0,1 m, 0,15 m, 0,2 m u. GOK	203
E.9	Aufteilung des korr. Niederschlags nach PK1, Horizontgrenze bei 0,3 m und 0,4 m u. GOK	204
E.10	Aufteilung des korr. Niederschlags nach PK2, Horizontgrenze bei 0,1 m, 0,15 m, 0,2 m u. GOK	205
E.11	Aufteilung des korr. Niederschlags nach PK2, Horizontgrenze bei 0,3 m und 0,4 m u. GOK	206
E.12	Aufteilung des korr. Niederschlags nach PK3, Horizontgrenze bei 0,1 m, 0,15 m, 0,2 m u. GOK	207
E.13	Aufteilung des korr. Niederschlags nach PK3, Horizontgrenze bei 0,3 m und 0,4 m u. GOK	208
E.14	Aufteilung des korr. Niederschlags nach Parametersatzkombina- tion PK1 und PK4, Horizontgrenze bei 0,15 m u. GOK	210
E.15	Messwerte Grundwasserstand und korrigierter Niederschlag mit- tels PK1, P3 und PK4 separiert in Infiltration und Interzeption + lateralen Abstrom	211
E.16	Ergebnisse Grundwasserstand mit P3 FEFLOW ungesättigte Strö- mung mit 4 Schichten	212
F.1	Ergebnis der Auffüllversuche an den Piezometern in 0,6 m und 0,9 m Tiefe am Standort "Cattcott Lows"	213
F.2	Mit dem VSC-Modul simuliertes Überstauereignis auf Basis der Prinzipfallstudie	214

Tabellenverzeichnis

2	Ausgewählte SI-Basiseinheiten und abgeleitete SI-Einheiten aus [PTB 2004]	viii
2.1	Bodenphysikalische Parameter norddeutscher Niedermoorböden	12
3.1	Kontinuierliche Messungen am Standort Gragetopshof, 2000 bis 2001	27
3.2	Benetzungsfehler des HELLMANN-Niederschlagsmessers für Tief-landstationen nach [Richter 1995]	38
5.1	Werte für den konstanten Speicherkoeffizienten in der gesättigten Strömungsberechnung mit FEFLOW	76
5.2	Zeitverzug zwischen Infiltrationsende und Erreichen von 90 % des jeweiligen Grundwasseranstiegs, welcher bei der Variante mit Richards-Gleichung auftritt	80
5.3	Berechnungsvarianten des vereinfachten Standortmodells	81
5.4	Ausgewählte Ereignisse von Niederschlag und Grundwasseranstieg	89
5.5	Im Modelltest verwendete van Parametersätze der van Genuchten/-Mualem-Funktion	98
5.6	Zusätzlich in den Modelltests verwendete van Genuchten/Mualem-Parametersätze	101
5.7	Übersicht zu den verwendeten Parametersätzen und Parameter-satzkombinationen der van Genuchten/Mualem-Funktion	102
5.8	Räumliche Zuordnung der Parametersätze zu den Teilgebieten in der Testreihe mit horizontal heterogenem Aquifer	102
5.9	Rechenzeitbedarf und Ergebnisqualität der Simulation mit P1	107
5.10	Rechenzeitbedarf und Ergebnisqualität der Simulation mit P3	111
5.11	Rechenzeitbedarf und Ergebnisqualität der Simulation mit PK1	114
5.12	Rechenzeitbedarf und Ergebnisqualität der Simulation mit PK4	117
5.13	Rechenzeitbedarf und Ergebnisqualität für die drei Teilgebiete	121
5.14	Aus dem Sensitivitätstest folgende Anwendungsgrenzen für das VSC-Modul	130
C.1	Bei den kontinuierlichen Messungen eingesetzte Geräte	152
C.2	Messbereiche und -unsicherheiten bzw. Auflösung der Messwerte	153

C.3	Von der Verfasserin erhobene, kontinuierliche Messungen	153
C.4	An die Messergebnisse mit dem Tensionsinfiltrimeter angepasste Parametersätze	170
C.5	Von Dechow aus den Verdunstungsversuchen von Hanschke er- mittelte Parametersätze	173
C.6	Durch erneute Auswertung der Verdunstungsversuche von [Hanschke 2003] ermittelte Parametersätze	175
C.7	Van Genuchten Parametersätze der aus Feldmessdaten der Tensio- meter und TDR-TRIME-Sonden ermittelten Retentionsfunktionen	175
D.1	Ergebnis Prinzipfallstudie: Simulierte Grundwasseranstiege in Ab- hängigkeit des Berechnungsverfahrens	181
E.1	Lage der Knotenebenen bei den Diskretisierungsvarianten des ein- dimensionalen Prinzipfalls mit P1 bzw. der ausgewählten Vari- anten mit P3	182
E.2	Lage der Knotenebenen bei den Diskretisierungsvarianten des ein- dimensionalen Prinzipfalls mit PK1 bzw. der ausgewählten Vari- anten mit PK4	183
E.3	Lage der Knotenebenen bei den Diskretisierungsvarianten des drei- dimensionalen Prinzipfalls	183
E.4	Dauer des jeweiligen Grundwasseranstiegs und Rate des nachfol- genden Absinkens	188
E.5	Schätzwerte für den lateralen Abfluss, Minimal- und Maximal- Variante einzelner Parametersätze	189
E.6	Schätzwerte für den lateralen Abfluss, Mittelwert-Varianten ein- zelner Parametersätze	190
E.7	Ergebnisse mit den Parametersätzen mit Hydrus 1D ermmittelt, Daten zu Abbildung E.5	191
E.8	Ergebnisse mit den Parametersätzen nach Schindler ermmittelt, Daten zu Abbildung E.6	192
E.9	Ergebnisse mit den Parametersätzen PII für duale Porosität nach Durner ermmittelt, Daten zu Abbildung E.7	193
E.10	Ergebnisse der PK1, Schichtgrenze bei 0,1 m, 0,15 m und 0,2 m, Daten zu Abbildung E.8	197
E.11	Ergebnisse der PK1, Schichtgrenze bei 0,3 m und 0,4 m, Daten zu Abbildung E.9	198
E.12	Ergebnisse der PK2, Schichtgrenze bei 0,1 m, 0,15 m und 0,2 m, Daten zu Abbildung E.10	199
E.13	Ergebnisse der PK2, Schichtgrenze bei 0,3 m und 0,4 m, Daten zu Abbildung E.11	200
E.14	Ergebnisse der PK3, Schichtgrenze bei 0,1 m, 0,15 m und 0,2 m, Daten zu Abbildung E.12	201

E.15	Ergebnisse der PK3, Schichtgrenze bei 0,3 m und 0,4 m, Daten zu Abbildung E.13	202
E.16	Ergebnisse der Parametersatzkombination PK4 gegenüber PK1 bei einer Horizontgrenze von 0,15 m Tief, Daten zu Abbildung E.14	209

Kapitel 1

Einführung und Problemstellung

1.1 Einleitung

Neben ihrer Bedeutung als Ökosystem stellen Moore und Feuchtgebiete aus hydrologischer Sicht wichtige Elemente des Landschaftswasserhaushaltes dar. Mit der EU-Wasserrahmenrichtlinie [EU 2000] wird die Entwicklung von einzugsgebietsbezogenen Bewirtschaftungskonzepten für alle Flusseinzugsgebiete gefordert. Von dieser Forderung ist auch der Wasserhaushalt betroffen, dessen Charakteristik sich maßgeblich auf die Gewässergüte auswirkt. Stofftransport- und Umsetzungsprozesse sowie Flora und Fauna sind in hohem Maße mit der Dynamik des Fließgeschehens verknüpft. So können zum Beispiel hohe Abflüsse zu verstärkter Erosion und zum Eintrag von Schwebstoffen führen, während sich bei Niedrigwasser gelöste Stoffe aufkonzentrieren.

Das Wechselspiel zwischen den Fließgewässern und ihren uferbegleitenden Feuchtgebieten (Auen und Flusstalmoor) stellt insbesondere im nordostdeutschen Tiefland ein wichtiges Element der natürlichen Dynamik von Abfluss und Wasserhaushalt dar. Durch kurzfristigen Einstau und Überstau von Niederungsflächen und die anschließend langsam erfolgende Wiederabgabe des Wassers wirken sich Feuchtgebiete ausgleichend auf den Wasserhaushalt der angrenzenden Fließgewässer aus. Hochwasserspitzen werden gedämpft, während bei Niedrigwassersituationen der Abfluss aufgehört wird. Zudem wirken sie in der Vegetationsperiode als Zehrgebiete.

Leider sind vielerorts Störungen dieser Dynamik durch antropogene Einflüsse zu verzeichnen. Während Entwässerungsmaßnahmen die Kommunikation zwischen Fließgewässern und ihren angrenzenden Niederungen forcieren, stellen Eindeichungen eine Behinderung der natürlichen Austauschprozesse dar. Daneben ist festzustellen, dass Niedermoore gemessen an ihrem natürlichen Zustand durch Entwässerungsmaßnahmen nicht nur ihre Funktion als Filter und Stoffsenke einbüßen. Darüber hinaus führen die Belüftung des organischen Torfkörpers und dadurch einsetzende Abbauprozesse zur Freisetzung von Nährstoffen, die bisher in der Biomasse festgelegt waren und nun mit dem Dränwasser in die Oberflächenge-

wässer gelangen. Das Bestreben geht deshalb mittlerweile vielfach dahin, durch Maßnahmen der Renaturierung die natürliche Dynamik des Landschaftswasserhaushaltes wieder herzustellen. Wichtige Voraussetzung dafür ist eine gute Kenntnis der Austauschprozesse, die zwischen Fluss und uferbegleitenden Feuchtgebieten auftreten.

Um nun die Auswirkungen künftiger Veränderungen prognostizieren zu können, müssen die relevanten Prozesse in ihrer Wechselwirkung in geeigneter Form abgebildet werden können. Zu diesem Zweck werden Simulationsmodelle eingesetzt, die eine computergestützte Berechnung der Strömungsvorgänge des Wassers im Untergrund ermöglichen. Wichtig für die Praxistauglichkeit dieser Modellwerkzeuge ist neben der hinreichend genauen Abbildung der relevanten Prozesse die Verfügbarkeit aller erforderlichen Eingabedaten. Der Aufwand zur Bereitstellung der Eingangsgrößen muss sich in einem vertretbaren Rahmen bewegen. Ein sehr detailliertes Simulationsprogramm, dessen Parametrisierung einen hohen zeitlichen und finanziellen Aufwand erfordert, wird in der Praxis kaum Anwendung finden. Ist die Übertragung von Erfahrungswerten anderer Standorte oder die Festlegung der Parameter anhand empirischer Funktionen mit größeren Unsicherheiten verbunden, geht der Vorteil von Modellen mit hohem Detaillierungsgrad wieder verloren.

1.2 Veranlassung und Ausgangssituation

Anlassgebend für die vorliegende Forschungsarbeit waren Erfahrungen und Untersuchungsergebnisse aus zwei unterschiedlichen Fachgebieten des Institut für Umweltingenieurwesen UIW¹ der Universität Rostock, dem Fachgebiet der Kulturtechnik und der Hydrologie.

Im Bereich der Kulturtechnik hat die Bearbeitung von Fragestellungen der Dränung und Wiedervernässung von Feuchtflächen dazu geführt, sich intensiver mit dem flurnahem Grundwasser zu befassen. Die notwendige Berücksichtigung der ungesättigten Bodenzone auf der einen Seite und der relativ hohe Aufwand zur ungesättigten Strömungsberechnung mittels Richards-Gleichung auf der anderen Seite warfen die naheliegende Frage nach einem einfacheren und damit praktikatleren Lösungsansatz auf.

Parallel dazu erkannte man im Fachgebiet Hydrologie die besondere Bedeutung von uferbegleitenden Feuchtgebieten für den Wasserhaushalt von Fließgewässern des norddeutschen Tieflands. Bei Untersuchungen zum Durchflussgeschehen der Warnow war man [Miegel u. a. 1999] auf Abflussdefizite im rückgestauten Bereich des Fließgewässers aufmerksam geworden. An mehreren Flussabschnitten der Warnow und ihrer Zuflüsse auf der Fließstrecke zwischen Bützow und Rostock Mühlendammwehr sind Abflussdefizite aufgetreten, obwohl durch Beiträge von den Zwischeneinzugsgebieten eine Zunahme des Durchflusses zu erwarten wäre. Es sind zwei Thesen als mögliche Ursachen formuliert worden, zum einen der Abstrom in das Grundwasser durch Uferfiltration und zum anderen die Zehrung in flussbegleitenden Feuchtgebieten. Insbesondere aus der zweiten These erwuchs der Bedarf an Forschung zu den Austauschprozessen zwischen dem Fließgewässer und seinen angrenzenden Feuchtgebieten.

So führten die genannten Untersuchungen zu dem gemeinsame Anliegen der Fachgebiete Hydrologie und Kulturtechnik, die hydrologischen Prozesse in Feuchtgebieten genauer zu untersuchen und modelltechnisch adäquat abzubilden. Das von der Kulturtechnik bereits mit anderer Zielstellung aufgestellte Feldmessprogramm auf dem mäßig entwässerten Niedermoorstandort "Moorwiesen bei Gragetopshof" stellte dabei eine günstige Ausgangssituation dar. Innerhalb von zwei Diplomarbeiten [Hanschke 1996, Uebigau 1996] war bereits eine Bestandsaufnahme dieses für das Warnow-Einzugsgebiet typischen, flussbegleitenden Niedermoors erfolgt. Aufgrund seiner Lage im Unterlauf der Warnow nahe Rostock, also innerhalb des Flussabschnittes, in dem das von [Miegel u. a. 1999] beschriebene Abflussdefizit festgestellt worden ist, eignet sich das Gebiet sehr gut für die angestrebten Untersuchungen.

Unter der Leitung von Prof. Storchenegger hatte [Hanschke 2003] im Rahmen seiner Forschungstätigkeit das Messfeld weiter instrumentiert, sodass Grundwasserstände, Bodensaugspannungen, Bodenwassergehalte und der Niederschlag erfasst werden konnten. Hanschke verfolgte dabei die Frage nach einer sinnvollen und

¹ehemals Institut für Kulturtechnik und Siedlungswasserwirtschaft, KTSW

ökologisch vertretbaren Nutzung des Untersuchungsgebietes und die methodisch begründete Übertragung der Ergebnisse auf ähnliche, d. h. mäßig entwässerte Niedermoorflächen. Zur Ermittlung von bodenhydraulischen Parametern führte Hanschke unter anderem Verdunstungsversuche anhand von Stechzylinderproben aus dem Untersuchungsgebiet durch. Die vorliegende Arbeit baut auf der Forschungstätigkeit von Hanschke auf und führt diese weiter. Insbesondere die bodenphysikalischen Untersuchungen und die geohydrologische Instrumentierung des Messfeldes begünstigten das hier dargestellte Forschungsvorhaben, welches zu Beginn seiner Bearbeitung durch ein Stipendium der Landesgraduiertenförderung Mecklenburg-Vorpommern unterstützt worden ist.

1.3 Ziele und Aufbau der Arbeit

Ziele

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Entwicklung und Erprobung eines praxistauglichen, hydrologischen Simulationsmodells für Feuchtgebiete. Die für den Wasserhaushalt von Feuchtgebieten relevanten Prozesse gilt es dabei in hinreichender Genauigkeit abzubilden, wobei jedoch der Aufwand für die Berechnung und die Bereitstellung der Eingabedaten möglichst gering zu halten ist.

Um bei der Modellentwicklung den besonderen Anforderungen, die sich aus der Charakteristik von Feuchtgebietsstandorten ergeben, Rechnung tragen zu können, erfolgt die Modellentwicklung in Kombination mit Feldmessungen in einem für das nordostdeutsche Tiefland typischen Flusstalmoor. Zu diesem Zweck werden an dem Untersuchungsstandort "Moorwiesen bei Gragetopshof" meteorologische und geohydraulische Messungen durchgeführt.

1. Auf Grundlage der Messwerte sollen die für die hydrologische Modellierung von Feuchtgebieten relevanten Prozesse auf ihren unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Maßstabsebenen identifiziert werden. Dort, wo es möglich erscheint, sind Empfehlungen zu den Messverfahren und Auswertemethoden sowie zum Wertebereich der Parameter abzuleiten, die sich für die Prozessbeschreibung als relevant herausstellen.
2. Die Feldmessdaten sollen daneben der Erprobung des neuen Modellansatzes und dem Vergleich mit bereits auf dem Markt befindlichen Simulationsmodellen dienen. Es gilt zu klären, in welchem Verhältnis Aufwand und Nutzen, verglichen mit detaillierteren und weniger detaillierten Modellen, stehen.
3. Die Umsetzung des Modellansatzes als Simulationsprogramm ist so zu gestalten, dass neben dem hier untersuchten Standort auch eine Anwendung in andere Gebieten prinzipiell möglich ist. Unter welchen Voraussetzungen diese Übertragbarkeit zulässig ist, gilt es separat zu überprüfen.

Aufbau der Arbeit

Die für die vorliegende Arbeit geltenden Grundlagen hinsichtlich der geohydraulischen Charakteristik von Feuchtgebieten sowie der aktuelle Stand ihrer modelltechnischen Umsetzung werden im nachfolgenden Kapitel 2 diskutiert. In Kapitel 3 erfolgt die Vorstellung des Untersuchungsgebietes, dessen Instrumentierung und des Messprogramms. Ebenso werden das Simulationssystem FEFLOW [Diersch 1998] und dessen Programmierschnittstelle "IFM" in diesem Kapitel kurz beschrieben, da es zum einen die Basis für die Umsetzung des neuen Modellansatzes und zum anderen in seiner Standardversion für Vergleichsrechnungen mit dem neuen Modellansatz dient. In dieser Arbeit kommt die Programmversion FEFLOW 5.1 unter Linux zur Anwendung.

Das Kapitel 4 liefert zunächst einen kurzen Überblick über die bisherigen Untersuchungsergebnisse am Standort "Gragetopshof" sowie die aus ihnen abgeleiteten Erkenntnisse zu den hydrologischen Besonderheiten des untersuchten Niedermoors. Es folgen im Abschnitt 4.2 Darstellungen zu den Prozessvereinfachungen und Arbeitshypothesen, die zu dem in 4.3 formulierten neuen Modellansatz geführt haben. Dessen rechentechnische Umsetzung wird unter 4.4 als Programmmodul zu FEFLOW erläutert, welches die Bezeichnung VSC-Modul trägt, die für die Abkürzung des variablen Speicherkoeffizienten in englischer Sprache steht (Variable Storage Coefficient).

In Kapitel 5 wird das VSC-Modul erprobt, zunächst anhand einer Prinzipfallstudie unter 5.1 und anschließend anhand eines vereinfachten Standortmodells unter 5.2. Die Simulationsergebnisse des neuen Modellansatzes werden Messwerten sowie Modellergebnissen der FEFLOW-Anwendung in seiner Standardversion gegenüber gestellt. Es erfolgt ein Vergleich hinsichtlich der Ergebnisgenauigkeit, des Aufwandes an Rechenkapazität und der Bereitstellung von Eingabedaten. Die Anwendungsgrenzen des VSC-Moduls, die sich aus den Modellerprobungen ergeben, werden im Unterkapitel 5.3 aufgezeigt und mittels einer Sensitivitätsanalyse ergänzt.

Abschließend erfolgt im Kapitel 6.1 mit dem Fazit eine Beantwortung der unter Kapitel 4.2 aufgestellten Arbeitshypothesen. Die Arbeit schließt mit einem Ausblick auf weiteren Forschungs- und Entwicklungsbedarf der Feuchtgebietsmodellierung.

Im Sinne einer besseren Lesbarkeit der Arbeit seien im folgenden einige Hinweise erlaubt:

In der Geohydrologie werden verschiedene Begriffe nicht immer einheitlich verwendet. Aus diesem Grund wird beim erstmaligen Gebrauch jeweils klargestellt, in welchem Sinne die Verwendung hier erfolgt. Eine Zusammenstellung dieser Begriffe ist im Anhang A.1 zu finden.

Im Zusammenhang mit dem Simulationssystem FEFLOW treten teilweise englischsprachige Begriffe und Eigennamen auf, die für ein besseres Textverständnis ins

Deutsche übersetzt sind. Die Originalbezeichnungen werden in runden Klammern der Übersetzung nachgestellt, um eine Nachvollziehbarkeit innerhalb des Computerprogramms FEFLOW zu erleichtern. Im Anhang A.2 sind die Begriffe noch einmal aufgeführt und kurz erläutert. Für einen vollständigen Überblick zu FEFLOW und dessen Funktionsweise sei auf [Diersch 2004] verwiesen.

Variablen und *Parameter* werden im Text und in Formeln kursiv geschrieben und zusätzlich zu ihrer Erläuterung im Kontext im Symbolverzeichnis auf Seite vi zusammengefasst. EIGENNAMEN und ABKÜRZUNGEN sind in Großbuchstaben angegeben und bei ihrer ersten Erwähnung im Text ausgeschrieben. Eine Übersicht enthält das Abkürzungsverzeichnis auf Seite ix.

Kapitel 2

Grundlagen

2.1 Geohydraulische Modellierung

Ziel der geohydraulischen Modellierung ist es, die Bewegung des unterirdischen Wassers innerhalb des Gesteinskörpers rechnerisch zu erfassen. Bei den Berechnungsansätzen wird zwischen der gesättigten Strömung und der ungesättigten Strömung unterschieden. Die gesättigte Strömungsberechnung betrifft als einziges Fluid das Grundwasser, welches den Porenraum des Gesteins vollständig ausfüllt (Einphasenströmung). Der Durchfluss durch einen gesättigten Gesteinskörper ergibt sich nach dem Darcy-Gesetz in Abhängigkeit der Durchlässigkeit bzw. hydraulischen Leitfähigkeit K_S sowie vom hydraulischen Gradienten.

Die ungesättigte Strömungsberechnung bezieht sich auf die Bewegung des Wassers als flüssige Phase in der teils mit Luft gefüllten, ungesättigten Bodenzone, die auch als Aerationzone oder vadose Zone bezeichnet wird. Es handelt sich dabei um eine Mehrphasenströmung, wobei jedoch im allgemeinen die Bewegung der Bodenluft unberücksichtigt bleibt und die Richards-Gleichung zur Anwendung kommt, welche sich aus Kombination des Darcy-Gesetzes mit der Kontinuitätsgleichung ergibt und hochgradig nichtlinear ist. Während bei der gesättigten Strömungsberechnung die Durchlässigkeit K_S des porösen Mediums als konstant anzunehmen ist, stellt die ungesättigte Durchlässigkeit $K(\Theta)$ eine Funktion der effektiven Sättigung S_e und somit des Bodenwassergehaltes Θ dar. Den Zusammenhang zwischen Wassergehalt und effektiver Sättigung formuliert [Mualem 1976] wie folgt:

$$S_e = \frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} \quad (2.1)$$

mit Θ_r = residualer Wassergehalt und Θ_s = Sättigungswassergehalt.

Der Wassergehalt im Boden steht wiederherum in funktionalem Zusammenhang mit dem Matrixpotential Ψ_m des anstehenden Bodensubstrats, welches der Bodensaugspannung entspricht und auch als negative Druckhöhe $-h$ ausgedrückt werden kann.

Der Zusammenhang zwischen dem Bodenwassergehalt Θ und der Bodensaugspannung $-h$ wird als Saugspannung-Sättigung-Kurve oder auch Wasserretentionsbeziehung oder Wasserspannungskurve bezeichnet und kann mittels mathematisch empirischer Funktionen beschrieben werden. Die wohl gebräuchlichste empirische Parameterfunktion, die auch im weiteren Verlauf dieser Arbeit Anwendung findet, stellt die mit Gleichung 2.2 gegebene van Genuchten-Funktion dar [van Genuchten 1980].

$$S_e = \frac{1}{[1 + (\alpha | h |)^n]^m} \quad (2.2)$$

mit

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad \text{und} \quad n > 1 \quad (2.3)$$

Bei α , n und m handelt es sich um empirische Konstanten, die maßgeblich für den Kurvenverlauf der Retentionsfunktion verantwortlich sind.

Zur Ermittlung der relativen Durchlässigkeit in Abhängigkeit des Bodenwassergehaltes dient das von [Mualem 1976] aufgestellte Modell, welches häufig in Kombination mit dem Ansatz von van Genuchten als van Genuchten/Mualem-Funktion Anwendung findet (Gleichungen 2.4 und 2.5).

$$K(\Theta) = K(h) = K_S S_e^l [1 - (1 - S_e^{-m})^m]^2 \quad (2.4)$$

und

$$\Theta(h) = \Theta_r + \frac{\Theta_s - \Theta_r}{[1 + (\alpha | h |)^n]^m} \quad (2.5)$$

mit l = Konnektivitäts-Parameter der Poren; im allgemeinen = 0,5 und S_e nach Gleichung 2.2.

Während die Residualfeuchte Θ_r und Sättigungsfeuchte Θ_s experimentell ermittelt werden können, bedürfen die empirischen Parameter α , n und m einer Anpassung anhand von Messwertepaaren. Da es sich bei den genannten Lösungsansätzen um mehrparametrische, empirische Funktionen handelt, deren Parameter sich nicht eindeutig bestimmen lassen, besteht die Möglichkeit, dass mehrere Parametersätze die gleiche Anpassungsgüte aufweisen. Für jeden Boden gibt es folglich nicht einen 'korrekten' sondern mehrere 'wahrscheinliche' Parametersätze. Zudem unterliegen Wasserretentionsbeziehungen der Hysterese, sodass sich für die Be- und Entwässerung eines Bodens unterschiedliche Kurvenverläufe ergeben. Als Ursache für die Hysterese werden bei [Scheffer und Schachtschabel 1992] die für Be- und Entwässerung gegensätzliche Wirkungsweise von Porenengpässen, unterschiedliche Luftinklusionen, Veränderungen der Benetzbarkeit und durch Schrumpfung bewirkte, nur teilweise reversible Gefügeänderungen genannt. Bei der Entwässerung werden zunächst die Grobporen und anschließend die Feinporen entleert, während sich bei der langsamen Bewässerung durch Kapillareffekte zunächst die Feinporen mit Wasser füllen. Für die schnelle Bewässerung durch

Infiltration aus Niederschlag oder Überstau ist hingegen zu erwarten, dass die Befüllung über die Grobporen erfolgt und somit eher die Saugspannungskurve der Entwässerung Gültigkeit besitzt (siehe auch Kapitel 4.1.4, Seite 61). In der vorliegenden Arbeit werden die Effekte der Hysterese nicht weiter berücksichtigt, da sie zum einen am Standort Gragetopshof nicht zuverlässig quantifiziert werden konnten (Kapitel 3.2, Seite 43) und zum anderen die Prozesse der Entwässerung und schnellen Bewässerung den Hauptgegenstand der Betrachtung darstellen.

2.2 Hydrologische Spezifika von Feuchtgebieten

Das für die Modellentwicklung wohl wesentlichste Charakteristikum von Feuchtgebieten stellt der relativ stark schwankende, oberflächennahe Grundwasserflurabstand und damit verbunden die besondere Bedeutung der ungesättigten Bodenzone dar. Der geringe Grundwasserflurabstand von Feuchtgebieten hat eine nahezu optimale Wasserverfügbarkeit für die Vegetation zur Folge, wodurch es zu hohen Evapotranspirationsraten und damit verbunden im allgemeinen zu tagesperiodischen Schwankungen des Grundwasserflurabstandes kommt, wenn in den Nachtstunden die Absenkung durch Zustrom aus benachbarten Oberflächengewässern wieder ausgeglichen wird.

Insbesondere während der Wintermonate treten häufig Überschwemmungen bzw. Überstauungen auf, wodurch eine vollständige Sättigung des Bodens erreicht wird. Die Mächtigkeit der ungesättigten Bodenzone und damit verbunden das Speichervermögen des Bodens variiert folglich sowohl im Tages- und Jahresverlauf als auch witterungsbedingt in Folge von Einzelereignissen (z. B. Niederschlag oder Einstau).

Als weiteres Charakteristikum von Moorstandorten sind das anstehende, spezifische Substrat und dessen bodenphysikalische Eigenschaften zu nennen. In [Zeitz 1992] wird auf die vergleichsweise größere Standardabweichung für alle bodenphysikalischen Parameter bei Torfen im Vergleich zu Mineralböden hingewiesen. In diesem Zusammenhang werden als Hauptursache die in Niedermooren neben- und nacheinander rasch ablaufenden Prozesse der Bodenentwicklung genannt.

Recht häufig wird in der Fachliteratur der Umstand genannt, dass die bodenphysikalischen Eigenschaften von Moorböden durch Entwässerung und den daraus resultierenden Bodenentwicklungsprozessen starken Veränderungen unterliegen. Die Wirkrichtung bei fortschreitender Bodenentwicklung ist jedoch nicht zweifelsfrei geklärt. Beispielsweise ist unklar, ob sich der Durchlässigkeitsbeiwert K_S in der Aerationzone durch die Bodenentwicklung erhöht oder verringert. So werden von [Zeitz 1991] die eigenen Ergebnisse denen von Succow (1984) und Gebhardt u. a. (1984) als konträr gegenübergestellt. Während der K_S -Wert in der Aerationzone nach Succow und Gebhardt mit fortschreitender Bodenentwicklung von Bodentypen Fen über Erdfen zum Mulm stetig abnimmt, zeigen die Messergebnisse von Zeitz, dass sich der K_S -Wert in der Bodenschicht 3 dm bis 6 dm unter Geländeoberfläche vom Fen zum Erdfen zum Mulm ungefähr im Verhältnis 1:2:3 erhöht [Zeitz 1991].

Der sehr hohe Anteil an organischem Material von Torfböden hat zur Folge, dass die in der Bodenkunde gängigen Verfahren der Parameterermittlung nur bedingt anwendbar sind, da diese Verfahren für Mineralstandorte mit nur geringem Anteil an organischem Material entwickelt worden sind. So ist z. B. die Bestimmung der bodenhydraulischen Eigenschaften mittels Korngrößenanalyse wegen der fehlenden körnigen Struktur des Torfes schwer möglich.

Neben ihren stark differierenden, chemischen Eigenschaften neigen Torfe dazu, je nach Wasserdargebot bzw. Saugspannung wechselweise zu quellen und zu schrumpfen. Bereits bei kurzzeitiger, einmaliger Entwässerung entstehen Schrumpfrisse, die die Durchlässigkeit erhöhen und bei einem nachfolgenden Einstau oder Anstau hydraulisch noch nachhaltig wirken können [Zeitz 1991]. Nach Trockenperioden bewirken zudem die hohen Benetzungswiderstände der Schwundspalt- und Schwundrissoberflächen, dass Niederschlagswasser nicht nur sehr schnell in tiefere Schichten gelangt, sondern oft auch den angrenzenden Boden nicht weiter befeuchtet [Schmidt 1995].

Die Schrumpfrisse im Torf verursachen zudem Probleme bei der Ermittlung der hydraulischen Leitfähigkeit anhand von Laborproben. Das in der Bodenkunde üblichen Stechzylindervolumen von 100 cm^3 entspricht nach Bouma (1983) (zitiert in [Zeitz 1991]) in keiner Weise dem repräsentativen Elementarvolumen für Torfe, sodass Randeffekte und Probenheterogenitäten einen starken Einfluss auf den ermittelten K_S haben. Bei Stechzylinderversuchen, bei denen der Probekörper (durch Unterdruck) entwässert wird, kann sich die Probe durch Schrumpfung von der Stechzylinderwand lösen. Die dabei entstehenden Spalten und Risse führen zur Verfälschung der Messergebnisse.

Tab. 2.1: Bodenphysikalische Parameter verschieden entwickelter, norddeutscher Niedermoorböden

aus	Entwicklungszustand, Messmethode	PV [Vol.-%]	K_S [m/s]
[Müller u. a. 2000]	wachsend / gering vererdet	80 bis 95	$5,8 \cdot 10^{-6}$ bis $2,3 \cdot 10^{-5}$
[Müller u. a. 2000]	vermulmt	50 bis 80	$1,2 \cdot 10^{-8}$ bis $1,2 \cdot 10^{-5}$
[Schmidt 1995]	Erdfen	82 bis 84	$2,1 \cdot 10^{-6}$ bis $4,1 \cdot 10^{-6}$
[Loxham u. a. 1986]	Humositätsgrad (H) 3-4	88 bis 95	$6,5 \cdot 10^{-6}$ bis $6,0 \cdot 10^{-5}$
[Loxham u. a. 1986]	Humositätsgrad (H) 8-9	32 bis 78	$2,5 \cdot 10^{-5}$ bis $1,0 \cdot 10^{-4}$
[Zeitz 1991]	Fenmulm, AZ, Stechzylinder	–	$8,9 \cdot 10^{-6}$ bis $3,2 \cdot 10^{-5}$
[Zeitz 1991]	Fenmulm, AZ, Permeameter	–	$6,7 \cdot 10^{-5}$ bis $2,0 \cdot 10^{-4}$
[Zeitz 1991]	Fenmulm, AZ, Bohrloch	–	$5,2 \cdot 10^{-5}$ bis $7,2 \cdot 10^{-5}$
[Zeitz 1991]	Fenmulm, SZ, Bohrloch	–	$3,5 \cdot 10^{-8}$ bis $7,1 \cdot 10^{-5}$

PV = Porenvolumen; K_S = hydraulische Leitfähigkeit; Humositätsgrad (H) nach L. v. Post; AZ = Aerationzone; SZ = Sättigungszone;

Wie in [Zeitz 1991] dargelegt, hängen die Ergebnisse der K_S -Wert-Ermittlung nicht nur von der Bodenentwicklungsstufe und dem momentan vorherrschenden Feuchtegehalt des Moores ab, sondern maßgeblich auch von der verwendeten Messmethode. Die große Schwankungsbreite der in Tabelle 2.1 exemplarisch aufgeführten bodenphysikalischen Parameterwerte von Niedermoorböden aus der Literatur ist vor diesem Hintergrund betrachtet nachvollziehbar.

Als Beispiel für die Schwankungsbreite der vom Matrixpotential des Bodens abhängenden physikalischen Parameter sind in Abbildung 2.1 einige in [Loxham u. a. 1986] angegebene, ungesättigte hydraulische Leitfähigkeiten und Wasserretentionsbeziehungen dargestellt. Die Funktionen sind anhand von Torfproben unterschiedlicher Entnahmetiefe eines norddeutschen Niedermoorstandortes ermittelt worden. Es handelt sich dabei größtenteils um Schilf-Seggen-Torf, nur in der Entnahmetief von 17 cm bis 23 cm um Seggentorf. Den drei tieferen Proben ist ein Humifizierungsgrad H nach L. v. Post von 3 bis 4 zugeordnet, den beiden oberen Proben einer von 6 bis 7.

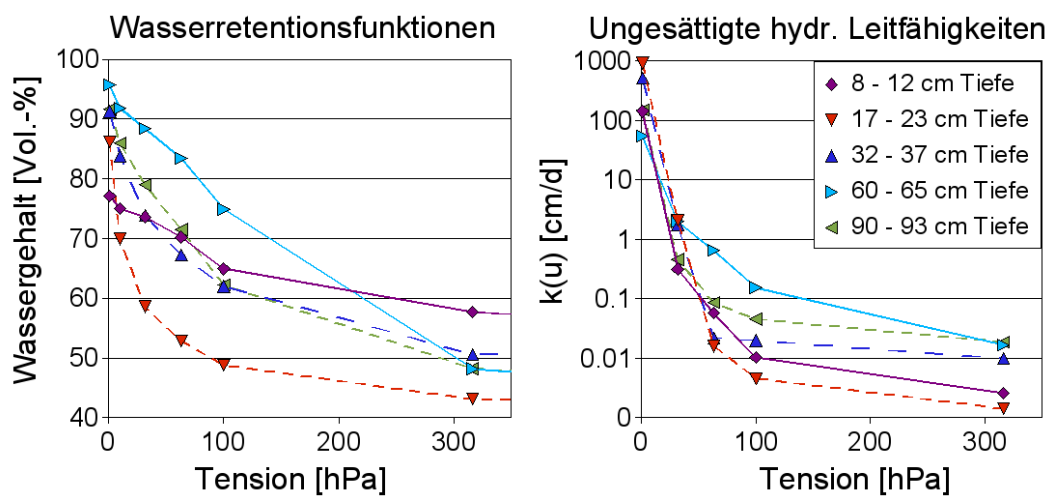


Abb. 2.1: Messwerte vom Standort Bockhorst I [Loxham u. a. 1986]

Insbesondere der Kurvenverlauf der drei tieferen Proben macht deutlich, dass es nur schwer möglich ist, einen klaren Zusammenhang zwischen der Bodenentwicklung und den bodenphysikalischen Parametern von Torf zu formulieren. Insgesamt weisen die dargestellten Parameter eine sehr breite Streuung auf, obwohl alle Proben von ein und dem selben Messplatz stammen. Die Vergleichbarkeit bodenphysikalischer Kennwerte von verschiedenen Standorten wird zusätzlich durch die unterschiedliche, standortspezifische Bodenentwicklung erschwert, zumal die Bodenansprache eines Standortes zu einem großen Teil von der subjektiven Bewertung des Bearbeiters abhängt.

Unabhängig vom Messverfahren ist zudem jeder Messwert durch die Vorgänge der Quellung und Schrumpfung bedingt nur zeitlich begrenzt gültig [Zeit 1991]. Ebenso erweist sich die Erfassung der Geländeoberkante eines Moorstandortes als problematisch, da auch diese wegen der entsprechenden Schwankungen jeweils nur eine Momentaufnahme darstellen kann. Zusammenfassend ist festzuhalten, dass sich die Erfassung geohydrologischer Prozesse in Mooren äußerst problematisch gestaltet.

2.3 Stand der Modellentwicklung für ungespannte Grundwasserleiter

Im Hinblick auf ihre Anwendbarkeit zur praxistauglichen Feuchtgebietsmodellierung weisen die bisher entwickelten Simulationsmodelle jeweils spezifische Vor- und Nachteile auf. Das für die Feuchtgebietsmodellierung bedeutendste Kriterium stellt dabei die Berücksichtigung der Prozesse in der ungesättigten Bodenzone dar. In zweierlei Hinsicht verleiht der für Feuchtgebiete charakteristische, d. h. niedrige und häufig schwankende Grundwasserflurabstand der ungesättigten Bodenzone ihre besondere Bedeutung.

Zum einen ermöglichen geringe Grundwasserflurabstände im allgemeinen eine gute Wassernachlieferung in die Wurzelzone, sodass die Verluste durch Evapotranspiration relativ gut und zügig aus dem Grundwasser ausgeglichen werden und es zu sehr hohen Verdunstungsraten kommt. Aufgrund der steten Wechselwirkungen des Grundwassers mit der Wurzelzone bildet sich keine eindeutige, horizontale Wasserscheide aus, die eine klare Trennung zwischen Grundwasserneubildung und kapillarem Aufstieg in der Wasserbilanz ermöglicht [Renger 1992]. Die Mächtigkeit der ungesättigten Bodenzone bestimmt die Länge der Fließstrecke und beeinflusst in großem Maße den durch die Evapotranspiration induzierten Aufstieg vom Grundwasser in die Wurzelzone [Renger und Bartels 1976]. Folglich hängt die aktuelle Höhe der Grundwasserneubildungsrate, welche in der Grundwassersimulation im allgemeinen vorzeichenbehaftet als obere Randbedingung angesetzt wird, unter anderem von der aktuellen Mächtigkeit der ungesättigten Bodenzone und deren hydraulischen Eigenschaften ab.

Desweiteren wirkt sich der flurnahe und schwankende Grundwasserspiegel auf das aktuelle Speichervermögen der ungesättigten Bodenzone aus, welches je nach Modellansatz unterschiedlich abgebildet wird. Den allgemein gültigen Lösungsansatz stellt die ungesättigte Strömungsberechnung unter Nutzung der Richards-Gleichung dar. Wie in Kapitel 2.1 erläutert wird dabei der aktuelle Bodenwassersättigungsgrades in der ungesättigten Bodenzone berechnet. Das aktuell verfügbare Speichervermögen des Bodens ergibt sich entsprechend als Differenz des aktuellen Wassergehaltes zum auffüllbaren Porenvolumen.

Da der vollständige Lösungsansatz unter Nutzung der Richards-Gleichung jedoch wegen des hohen Detailliertheitsgrades sehr aufwendig ist, beschränkt sich dessen Anwendung auf kleinere Modellgebiete. Für Problemstellungen auf regionaler Ebene kommen daher im allgemeinen klassische Grundwassermodelle zum Einsatz, die sich auf die Simulation der Strömungsprozesse im vollständig gesättigten Bereich beschränken und entsprechenden Vereinfachungen unterliegen, die sich zum einen auf das Speichervermögen des Bodens und zum anderen auf dessen Durchlässigkeit beziehen. Während beim vollständigen Ansatz die Durchlässigkeit der ungesättigten Bodenzone erst mit zunehmender Durchfeuchtung ansteigt, wird im klassischen Grundwassermodell konstant die gesättigte Durchläss-

sigkeit verwendet, die den maximalen Wert darstellt. Die zeitliche Verzögerung des Grundwasseranstiegs, der z. B. aus einem Infiltrationsereignis hervorgeht, wird folglich im Gegensatz zur Lösung der Richards-Gleichung mit dem klassischen Grundwassermodell nicht abgebildet.

Das Speichervermögen des Bodens wird in der klassischen Grundwassermodellierung üblicherweise durch den (konstanten) Speicherkoeffizienten S ausgedrückt. Dieser gibt an, welches Wasservolumen V_w einer Säule des Aquifers pro Flächeneinheit A zu- oder abgeführt wird, wenn sich die Piezometerhöhe h_p um eine Einheit erhöht bzw. verringert.

$$S = \frac{\Delta V_w}{A \Delta h_p} \quad (2.6)$$

Während im gespannten Aquifer der Speicherkoeffizient S eine Funktion der Kompressibilität des Aquifers ist und sich aus dem spezifischen Speicherkoeffizienten S_o und der Aquifermächtigkeit M nach

$$S = S_o M \quad (2.7)$$

ergibt, findet im freien Aquifer darüber hinaus durch die Bewegung der Grundwasseroberfläche eine weit größere Speicheränderung statt, wie beispielsweise bei [Kinzelbach und Rausch 1995, Mull und Holländer 2002] aufgeführt. Der Anteil aus der Kompressibilität am Speichervermögen wird daher im allgemeinen bei der Modellierung von ungespanntem Grundwasser gegenüber dem sehr viel größeren Anteil aus entwässerbarer Porosität ϕ_e (= speichernutzbarer Hohlraumanteil) vernachlässigt.

In der Literatur wird die für flurferne Grundwasserspiegel zulässige Vereinfachung getroffen, den Speicherkoeffizienten als konstanten Wert anzunehmen und dem speichernutzbaren Hohlraumanteil gleichzusetzen [Busch u. a. 1993, Mull und Holländer 2002]. Dieser ergibt sich nach [Busch u. a. 1993] aus der Differenz zwischen Gesamtporosität ϕ und Feldkapazität FK :

$$S = \phi_e = \phi - FK \quad (2.8)$$

Die Feldkapazität FK oder auch Residualfeuchte Θ_r gibt den maximalen Bodenwassergehalt an, der nicht an den Fließvorgängen beteiligt ist, sondern aufgrund fehlender Konnektivität zu den Fließpfaden oder starker Adsorption im Boden gehalten wird [Luckner u. a. 1989, Busch u. a. 1993]. Bei der Verwendung von empirischen Parameterfunktionen zur mathematischen Beschreibung der Wasserretentionsfunktionen wie zum Beispiel bei [van Genuchten 1980] handelt es sich bei Θ_r weniger um eine physikalische Größe als um einen extrapolierten Parameter, der erst bei $h \rightarrow \infty$ erreicht wird [van Genuchten u. a. 1991].

Theoretisch entspricht der Wassergehalt bei Sättigung Θ_s der Gesamtporosität ϕ . Unter Feldbedingungen fällt jedoch der maximale volumetrische Wassergehalt

eines Bodens aufgrund von gelöster oder (temporär) eingeschlossener Luft allgemein 5 bis 10 % geringer als die Porosität aus [van Genuchten u. a. 1991].

Bei [Bayer und Schweiger 1969] wird der Begriff des *auffüllbaren Porenvolumens* ϕ_a verwendet, der sowohl Poren mit Haftwassereinschlüssen ϕ_r beim Entleeren (entspricht der *FK*) als jene mit Lufteinschlüssen ϕ_{0l} beim Wiederbefüllen berücksichtigt:

$$\phi_a = \phi - \phi_{0l} - \phi_r \quad (2.9)$$

Im folgenden wird daher der Maximalwert des Speicherkoeffizienten dem auffüllbaren Porenvolumen gleichgesetzt, welches sich aus dem Sättigungswassergehalt $\Theta_s = \phi - \phi_{0l}$ und der Residualfeuchte $\Theta_r = \phi_r$ wie folgt ergibt:

$$S = \phi_a = \Theta_s - \Theta_r \quad (2.10)$$

Im linken Teil von Abbildung 2.2 ist dieser Zusammenhang anhand der vertikalen Feuchteverteilung in der ungesättigten Bodenzone vor und nach einer Grundwasserspiegelanhebung schematisch dargestellt. Die beiden Kurven der Feuchteverteilung über die Tiefe sind mittels der van Genuchten-Funktion unter Verwendung von Parametern eines Niedermoorbodens berechnet. Im Gleichgewichtszustand (hydrostatischer Zustand) ist die Saugspannung an einem Punkt oberhalb der Grundwasseroberfläche gleich seinem vertikalen Abstand zur Grundwasseroberfläche [Schindler 1983]. Die Annahme einer derartigen Gleichgewichtsbeziehung der van Genuchten/Mualem-Funktion ist für jene Fälle zulässig, bei denen der Boden eine hohe Durchlässigkeit aufweist und sich somit die charakteristische Diffusionszeit im Bereich von Minuten bzw. wenigen Stunden bewegt. Anhand eines Methodenvergleichs mit stationärer Strömung sowie anhand von Feldmessdaten der Saugspannung wird in [Schindler und Dietrich 1998] diese vereinfachte Annahme hydrostatischer Bodenwasserdruckverteilung unter Wiedervernässungsbedingungen für eine Niedermoorfläche im Oberen Rhinluch bestätigt. Die Fläche zwischen den beiden Kurven entspricht dem Produkt aus Δh und dem durch Gravitation entwässerbaren Porenvolumen des Aquifers [Schindler 1983, Langguth und Voigt 2004]. Über die Division der Fläche durch Δh ist das über die betrachtete Tiefe gemittelte Speichervermögen des Bodens zu berechnen. Bei homogenem Aquifer und unter Annahme hydrostatischer Bedingungen ergibt sich vor und nach dem Grundwasseranstieg näherungsweise die gleiche vertikale Verteilung des Wassergehaltes in der ungesättigten Bodenzone. Die beiden Kurven verlaufen somit parallel im Abstand von Δh und bilden ein Parallelogramm, dessen Fläche sich mit der zum Rechteck projizierten Darstellung deckt und durch Multiplikation von Δh mit der Differenz aus Θ_s und Θ_r zu berechnen ist. Für den Speicherkoeffizienten ergibt sich entsprechend der mit Gleichung 2.10 gegebene Zusammenhang.

Die Annahme eines über die Tiefe konstanten Speicherkoeffizienten beschränkt sich jedoch auf derart tief liegende Grundwasserspiegel, dass der Wassergehalt an

der Geländeoberkante näherungsweise den Wert von Θ_r erreicht. Das reale Speichervermögen eines Aquifers stellt hingegen aufgrund von zeitlich und räumlich variabler Teilsättigung der Poren in der ungesättigten Bodenzone keine konstante Größe dar [Langguth und Voigt 2004]. Wegen seiner zeitlichen Variabilität in Abhängigkeit von der hydraulischen Durchlässigkeit bedarf der Speicherkoeffizient strenggenommen der ergänzenden Angabe der Zeitperioden von Entleerungs- oder Auffüllphasen, für die er gültig sein soll [Langguth und Voigt 2004]. In dieser Arbeit steht jedoch nicht die zeitliche Variabilität des Speicherkoeffizienten im Vordergrund, sondern vielmehr die vom Grundwasserstand abhängige Bodenwasserspeicherung, so wie sie durch [Schindler 1983, Schindler und Dietrich 1998] berücksichtigt wird.

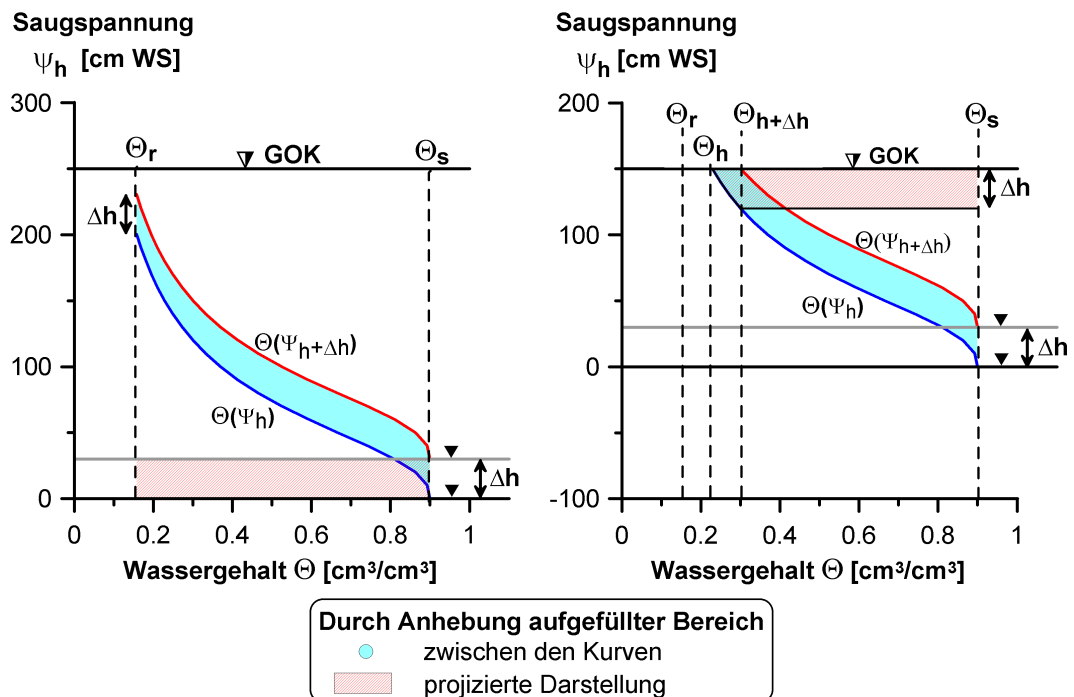


Abb. 2.2: Vertikale Verteilung des Wassergehaltes in der ungesättigten Bodenzone vor und nach einer Grundwasseranhebung bei flurfernem (links) und flurnahem (rechts) Grundwasserstand

Wie der rechte Teil von Abbildung 2.2 veranschaulicht, ergibt sich bei flurnahem Grundwasserstand selbst bei homogenem, isotropen Aquifer eine räumliche Variabilität des Speicherkoeffizienten in Abhängigkeit vom aktuellen Grundwasserflurabstand und von der Wasserretentionsbeziehung des Bodens. Weicht der Wassergehalt an der Geländeoberkante Θ_h bzw. $\Theta_{h+\Delta h}$ wie beim dargestellten Beispiel signifikant von der Residualfeuchte Θ_r ab, ergibt sich für die Fläche zwischen beiden Kurven kein Parallelogramm.

Die Ermittlung des beim Grundwasseranstieg aufgefüllten Porenraumes kann, wie bei [Schindler 1983] aufgeführt, aus Differenzbildung des zur Auffüllung verfügbaren Porenraumes vor und nach der Wasserspiegelanhebung erfolgen. Der verfügbare Porenraum entspricht der Fläche oberhalb der Wasserretentionsbeziehung, die vom Sättigungswassergehalt Θ_s und der Geländeoberkante begrenzt wird [Schindler 1983]. Mathematisch lässt sich die Fläche mittels Integration der Wasserretentionsbeziehung über den Grundwasserflurabstand h bestimmen. Die Differenz der beiden Flächenintegrale ergibt die projizierte Darstellung in Abbildung 2.2, rechts.

Bei flurnahem Grundwasserstand wird somit eine geringere Menge Wasser benötigt, um den gleichen Grundwasseranstieg Δh zu erreichen. Folglich wird bei Verwendung des klassischen Ansatzes für S das aktuelle Speichervermögen des Bodens überschätzt. Wie später in Kapitel 5.1.3 beispielhaft gezeigt wird, können die dabei auftretenden Abweichungen des konstanten Speicherkoeffizienten vom realen Speichervermögen mit teilweise über 90 % erheblich ausfallen. Das reale Speichervermögen ergibt sich als aktueller Speicherkoeffizient S_a bei homogenen Bodenverhältnissen und für $\Delta h \rightarrow 0$ näherungsweise mit

$$S_a = \Theta_s - \Theta_a \quad (2.11)$$

Durch Ermittlung des aktuellen Speicherkoeffizienten für jeden Grundwasserflurabstand erhält man den Zusammenhang zwischen Grundwasserflurabstand und entwässerbarem Porenvolumen als Funktion, die bei [Schindler und Dietrich 1998] als Profil-pF-Kurve oder grundwasserstandsabhängige Bodenspeicherkennlinie ausgedrückt wird. Je geringer der Grundwasserflurabstand ist, desto geringer ist das Speichervermögen des Bodens und desto unzulässiger die zuvor beschriebene vereinfachte Annahme des konstanten Speicherkoeffizienten. Die starke Variabilität des Speicherkoeffizienten im flurnahen Bereich macht folglich die Berücksichtigung der ungesättigten Bodenzone bei der Modellierung von Feuchtgebieten unverzichtbar, wie auch die in [Schindler und Dietrich 1998] vorgestellten Ergebnisse bestätigen. Dort wird zudem auf die große Bedeutung des Oberflächenspeichers bei der Quantifizierung von Flächenwasserspeichern hingewiesen. Während sich das Speichervermögen des Bodens mit steigendem Grundwasserspiegel bis zur Geländeoberkante hin verringert, geht es infolge des Überstauereffektes in das Speichervermögen der Vegetationsschicht über und nimmt somit abrupt zu, falls das Wasser nicht oberflächlich abfließt. Mit der Sensibilität des Grundwasserstandes gegenüber Niederschlagsereignissen bzw. der Verdunstung verhält es sich entsprechend umgekehrt.

In den in Wissenschaft und Praxis derzeit gängigen Simulationsmodellen werden die Vorgänge in der ungesättigten Zone im allgemeinen mittels instationärer Strömungsberechnung unter Lösung der Richards-Gleichung abgebildet. Dieser kombinierte Ansatz aus Kontinuitätsgleichung und Massenerhaltungssatz ermöglicht wegen seiner physikalischen Basis die bestmögliche Abbildung der Strömungsprozesse. Die Komplexität des Ansatzes erfordert jedoch ausreichend Rechenka-

pazität und einen relativ großen Aufwand für die Bereitstellung der Eingabedaten. Zur Reduzierung des Aufwands an Rechenkapazität besteht die Möglichkeit, die Simulation auf ein- oder zweidimensionale Lösungen der Gleichung zu beschränken, wie z. B. bei Hydrus-1D und Hydrus-2D [Simunek u. a. 1998, Simunek u. a. 1999]). Wegen der intensiven Wechselwirkungen zwischen Grund- und Oberflächengewässern in Feuchtgebieten sollte dem dreidimensionalen Charakter der gesättigten Strömung bei der Modellierung jedoch nach Möglichkeit Rechnung getragen werden. Erfolgt eine dreidimensionale Simulation sowohl der gesättigten als auch der ungesättigten instationären Strömung, wie sie mit dem Simulationsmodell FEFLOW [Diersch 1998] möglich ist, dann werden der Aufwand an Rechenkapazität und -zeit sowie die Anforderungen an die Bereitstellung von Eingabeparametern sehr hoch. Zudem treten bei der ungesättigten Strömungssimulation von komplexeren Aufgabenstellungen häufig numerische Probleme auf.

Unabhängig vom Aufwand für die Simulation selbst sind die Anforderungen an die Bereitstellung von Eingabedaten für die ungesättigte Strömungsberechnung sehr hoch. Neben den Bodenparametern der gesättigten Strömungsberechnung wird zusätzlich die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit $K(\Theta)$ und Wasserretentionsfunktion $\Theta(\Psi)$ in Form von empirischen Parameterfunktionen benötigt. Eine dreidimensionale Lösung der Richards-Gleichung kann daher nur die Ausnahme und nicht die gängige Praxis darstellen.

Eine rechentechnisch günstige Alternative stellt diesbezüglich die Kopplung zweier auf die jeweiligen Prozesse angepasster Modelle dar, wie sie unter anderem in [Vermulst und De Lange 1999, Stoppelenburg u. a. 2002] und dem Programmpaket MIKE SHE [DHI 2000] realisiert wurde. Unter der Annahme, dass die vertikale Strömung durch Versickerung und kapillaren Aufstieg dominiert, kann einerseits die ungesättigte Bodenzone auf ein eindimensionales, vertikales Modell vereinfacht werden [Jensen 1983]. Andererseits ist es jedoch prozessbedingt erforderlich, die räumliche und zeitliche Auflösung der ungesättigten Zone in sehr viel kleineren Einheiten vorzunehmen, wohingegen die Auflösung bei der gesättigten Zone in größeren räumlichen Einheiten und Zeitschritten erfolgen kann [Vermulst und De Lange 1999]. Als nachteilig erweist sich bei der Modellkopplung von [Vermulst und De Lange 1999] die Modellierung der gesättigten Strömung, die hier nur semi-dreidimensional erfolgt und folglich mit Genauigkeitseinbußen gegenüber einer dreidimensionalen Modellierung verbunden ist. Zudem handelt es sich bei den hier angewendeten Modellen um nicht auf dem Markt verfügbare Programme.

Das Programmsystem MIKE SHE bedient sich der numerischen Lösungsmethode der Finiten Differenzen, welche deutliche Nachteile gegenüber der Finite-Elemente-Methode FEM aufweist. Beim Finite-Differenzen-Verfahren wird der Raum in rechteckige Zellen zerlegt, sodass schräge oder krummlinige Modellränder nicht sehr effizient nachgebildet werden können, wie es hingegen mit der FEM möglich ist [Kinzelbach und Rausch 1995]. Zudem werden in MIKE SHE die gesättigte und ungesättigte Strömung mit der gleichen Zeitschrittweite gerechnet [DHI

2000], obwohl die jeweiligen Prozesse mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten ablaufen.

In [Stoppelenburg u. a. 2002] wird die Offline-Kopplung des eindimensionalen Bodenwasser-Strömungsmodells SWAP [van Dam u. a. 1997] mit dem dreidimensionalen Grundwasserströmungsmodell der Niederlande LGM [Pastoors 1992, Kovar u. a. 1992] vorgestellt. Bei der Modellkopplung ist jedem Knotenpunkt der Finiten Elemente (FE) ein Bodensäulenmodell von SWAP zugeordnet, mit dem die instationäre Strömung berechnet wird. Der Abgleich beider Modelle findet mittels Iteration statt.

Während die mittleren Grundwasserspiegel beider Modelle gut übereinstimmen, wurden die saisonalen Grundwasserspiegelschwankungen von LGM unterschätzt [Stoppelenburg u. a. 2005]. Es erfolgte daher eine Weiterentwicklung der Modellkopplung, die darauf ausgerichtet war, in beiden Modellkomponenten eine realistischere Abbildung der saisonalen Dynamik des Grundwasserspiegels zu erreichen.

Zu diesem Zweck wurde der von [Trübger u. a. 2002] bereits vor einigen Jahren vorgestellte und in der vorliegenden Arbeit umfassend erprobte Lösungsansatz aufgegriffen, d. h. wie oben beschrieben ein grundwasserstandsabhängiger Speicherkoeffizient in LGM eingeführt. Dies stellte sich als Schlüsselfaktor für eine erfolgreiche Simulation heraus. Durch Übergabe des aktuell korrekten Speicherkoeffizienten aus dem Modell SWAP an das Modell LGM wird eine sehr gute Übereinstimmung der saisonalen Dynamik erreicht [Stoppelenburg u. a. 2005].

Bei dieser Verfahrensweise führen jedoch sehr kleine Grundwasserstandsanhörungen zu sehr geringen Werten für den Speicherkoeffizienten. Sie bergen damit die Gefahr der Division durch Null in sich. In solchen Fällen konvergieren beide Modelle nur sehr langsam. Aus diesem Grund erfolgt eine weitere programmtechnische Veränderung, die zu einer indirekten Abbildung des variablen Speicherkoeffizienten führt, indem ein konstanter Wert für den Speicherkoeffizienten und eine daran angepasste, nicht reale Grundwasserneubildungsrate verwendet werden [Pastoors u. a. 2004].

Insgesamt fanden durch die Arbeit von [Stoppelenburg u. a. 2005] die eigenen Untersuchungsergebnisse eine zusätzliche Bestätigung. Sie ermutigte dazu, den eingeschlagenen Weg fortzusetzen, zumal LGM als Produkt des "Nationalen Instituts für Volksgesundheit und Umwelt" (RIVM) nur intern zur Verfügung steht und nicht öffentlich vertrieben wird, sodass sich sein Anwendungsbereich auf die Niederlande beschränkt.

Bei den zuvor diskutierten Modellen und Modellkopplungen handelt es sich um ausgewählte Beispiele, die den Stand der Forschung repräsentieren. Es wird hier kein Anspruch auf einen vollständigen Überblick über die insgesamt verfügbaren Modelle erhoben. Da jedoch die in weiteren Arbeiten vorgestellten Lösungen den hier beschriebenen prinzipiell ähnlich sind, wäre mit der Darstellung weiterer Modelle kein zusätzlicher, methodischer Informationsgewinn verbunden, sodass darauf verzichtet werden kann.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass keines der Modelle bzw. Modellkopplungen den Anforderungen an eine praxistaugliche Modellierung beliebiger Feuchtgebietstandorte vollkommen gerecht wird. Jedes Modell weist Stärken und Schwächen auf, die entweder die Berechnungsmethode, die Verknüpfung von gesättigter und ungesättigter Zone, die räumliche und zeitliche Auflösung beider Zonen (Berechnungsaufwand), den Aufwand bei der Bereitstellung von Eingabedaten oder letztendlich die Verfügbarkeit der Modelle zur Anwendung auf beliebige Standorte betreffen. Folglich besteht Bedarf an einem Lösungsansatz, der die Vorteile der jeweiligen Modelle miteinander vereint, sodass die genannten Defizite überwunden werden können. Die Entwicklung eines solchen Lösungsansatzes ist das Hauptziel der vorliegenden Arbeit.

Kapitel 3

Material und Methoden

3.1 Feldmessungen am Standort Gragetopshof

3.1.1 Der Standort

Das Untersuchungsgebiet in den Moorwiesen bei Gragetopshof hat eine Ausdehnung von ca. 1 km², ist 2,5 km südöstlich von Rostock gelegen und erstreckt sich linksseitig entlang der Warnow (siehe Abbildung 3.1). Das Gebiet befindet sich im Rückstaubereich des Rostocker Mühlendammwehres, welches zur Vermeidung von Salzwassereintrag aus der Unterwarnow geregelt wird. Die Stauhöhe wird daher maßgeblich durch den Wasserstand der Ostsee beeinflusst.

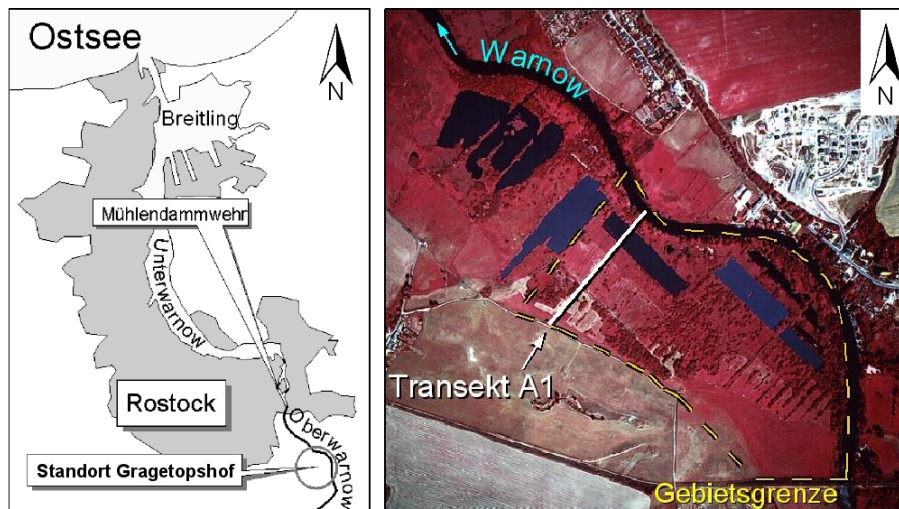


Abb. 3.1: links: Lage des Standort Gragetopshof; rechts: Farbinfrarot-Luftbild von den Moorwiesen bei Gragetopshof, Befliegung durch das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) 1997

In [Schlichting 2004] wird der Standort nach der KA4 (Bodenkundliche Kartieranleitung 1994) als basenreiches Erdniedermoor klassifiziert. Es handelt sich dabei um ein nach [Succow 1988] typisches Talmoor mit Erlenbruchwaldtorfen im Randbereich und taleinwärts folgenden, mäßig zersetzten Schilftorfen und Großseggentorfen [Uebigau 1996]. Als Flusstalmoor gliedert sich das Gebiet, wie in Abbildung 3.2 [Jeschke 2003] schematisch dargestellt, in ein Quellmoor am Übergang zum mineralischen Aquifer, ein anschließendes Durchströmungsmoor und schließlich ein Überflutungsmoor. Durch die Entwässerung des Gebietes ist jedoch heute der Charakter des Durchströmungsmoores in einigen Teilen verloren gegangen [Hanschke 1998].

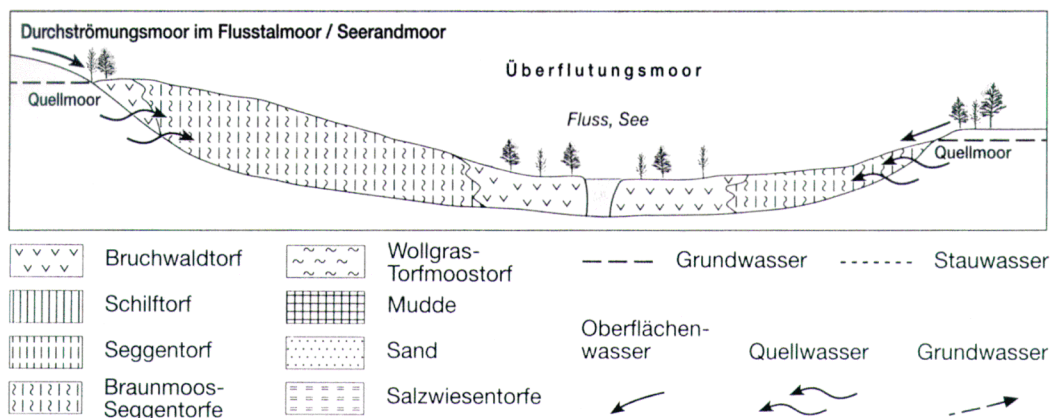


Abb. 3.2: Schematische Darstellung eines Durchströmungsmoores (verändert nach [Jeschke 2003])

Wie in [Uebigau 1996] ausführlich dargestellt, wurde seit Anfang des 19. Jahrhunderts bis 1924 in den Moorwiesen unter fortschreitender Technisierung Torf abgebaut. Nach dem 2. Weltkrieg wurde der Torfabbau zur Brennstoffgewinnung bis 1959 wieder aufgenommen. Die dabei entstandenen Torfstiche dienten in der anschließenden Phase der Grünlandnutzung als Vorflut für das über ein Schöpfwerk gesteuerte Entwässerungssystem. Die Entwässerung hatte zur irreversiblen Torfsackung im Gebiet geführt, sodass heute große Teile des Gebietes saisonalen Überflutungen durch die Warnow ausgesetzt sind. In den Siebziger Jahren des 20. Jahrhunderts wurde die Entwässerung des Gebietes eingestellt und Stichgräben von den Torfstichen zur Warnow angelegt, wodurch die Wasserstandsschwankungen der Warnow bis weit in das Gebiet wirken.

Im Jahr 1990 und mit Erweiterung 2001 sind die Moorwiesen innerhalb des Gebietes "Unteres Warnowland" unter Naturschutz gestellt worden [Jeschke 2003]. Um der fortschreitenden Verbuschung der Wiesen durch den Aufwuchs von Weiden (größtenteils Grauweiden, *salix cinerea*, aber auch Lorbeerweide, *salix pentandra* und Ohr-Weide, *salix aurita*) entgegenzuwirken, erfolgt einmal jährlich eine Pflegemahd der noch nicht baumbestandenen Flächenteile.

Die Hauptfließrichtung innerhalb des Gebietes unterliegt durch Änderungen des Wasserstands der Warnow und die nahezu ebene Ausprägung des Geländes jahreszeitlichen Schwankungen. Es sind sowohl Grundwasserzuströme aus den angrenzenden Hangbereichen in Richtung Warnow als auch gelegentliche Überschwemmungen des Gebietes zu verzeichnen. Das verbliebene Grabensystem verbindet das Untersuchungsgebiet hydraulisch mit der Warnow, wobei die Durchgängigkeit des ehemaligen Durchströmungsmoores unterbrochen ist. Der Hauptgraben A (siehe Abb. 3.3) wird seit 1999 durch einen Damm am Schnittpunkt mit der Messreihe A angestaut, um den Gebietsrückhalt zu erhöhen. Die ehemaligen Torfstiche bilden weitere offene Wasserflächen innerhalb des Gebietes, die im Farbinfrarot-Luftbild in Abbildung 3.1 als dunkle Flächen zu erkennen sind.

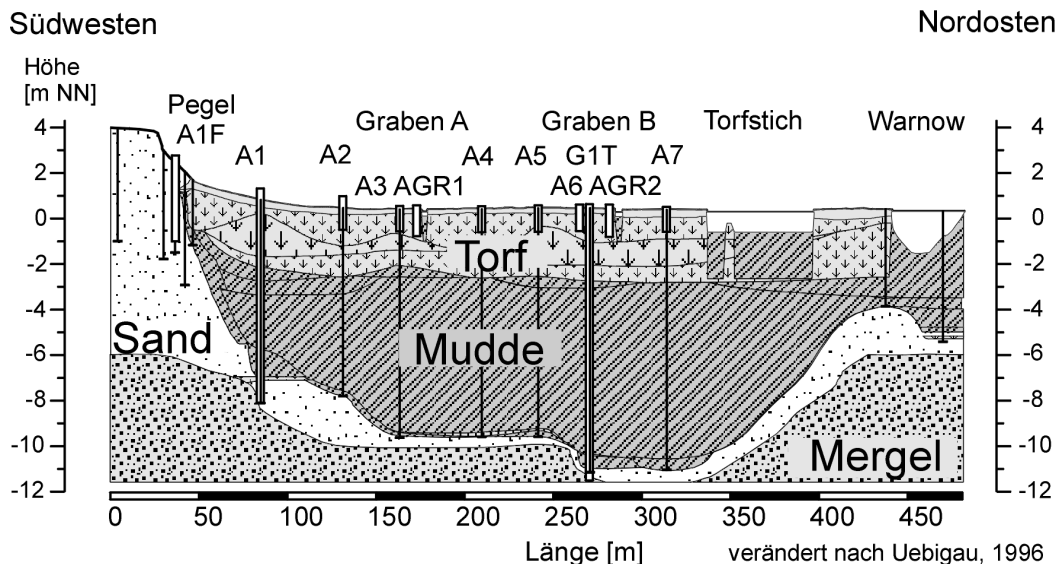


Abb. 3.3: Schematischer Vertikalschnitt durch den Standort Gragetopshof entlang Messreihe A, nach [Uebigau 1996]

Der in Abbildung 3.3 dargestellte, vertikale Geländeschnitt durch das Talmoor senkrecht zur Warnow wurde von [Uebigau 1996] entlang der von ihm vermuteten Hauptfließrichtung des Grundwassers angefertigt. Die geologischen Daten für den Schnitt hatte [Uebigau 1996] bei den Bohrungen für Grundwasserbeobachtungsrohre der Messreihe "A" (siehe auch Abbildung 3.4) mit Hinblick auf eine spätere, zweidimensionale Grundwassermodellierung aufgenommen. Der bis zu 3 m mächtige, wiedervernässte Torfkörper des Niedermoores ist von einer sehr undurchlässigen, bis zu 6 m mächtigen Muddeschicht unterlagert. Darunter befindet sich ein gespannter, mineralischer Aquifer.

3.1.2 Instrumentierung und Messprogramm

Seit 1995 wurden die Moorwiesen bei Gragetopshof mit zunehmender Intensität untersucht. Innerhalb der Diplomarbeiten von [Hanschke 1996] und [Uebigau 1996] erfolgte zunächst eine bodenkundliche und hydrologische Charakterisierung des Untersuchungsgebietes. In seiner weiteren Forschungstätigkeit mit dem Ziel der Promotion baute [Hanschke 2003] in den folgenden Jahren ein Grundwasserbeobachtungsprogramm im Gebiet auf. Abbildung 3.4 gibt die Lage der Grundwasserbeobachtungsrohre an, in denen die Wasserstände zunächst manuell erfasst worden sind. Die Messung erfolgte in zwei geologischen Schichten, zum einen im Torfkörper und zum anderen in dem sandigen Aquifer, der die Muddeschicht unterhalb des Torfs unterlagert. Durch den Einsatz von Datensammlern Typ Orphimedes wurde ab 1998 die Beobachtung der Grundwasserstände teilweise automatisiert und somit eine kontinuierliche Aufzeichnung von Stundenwerten realisiert.

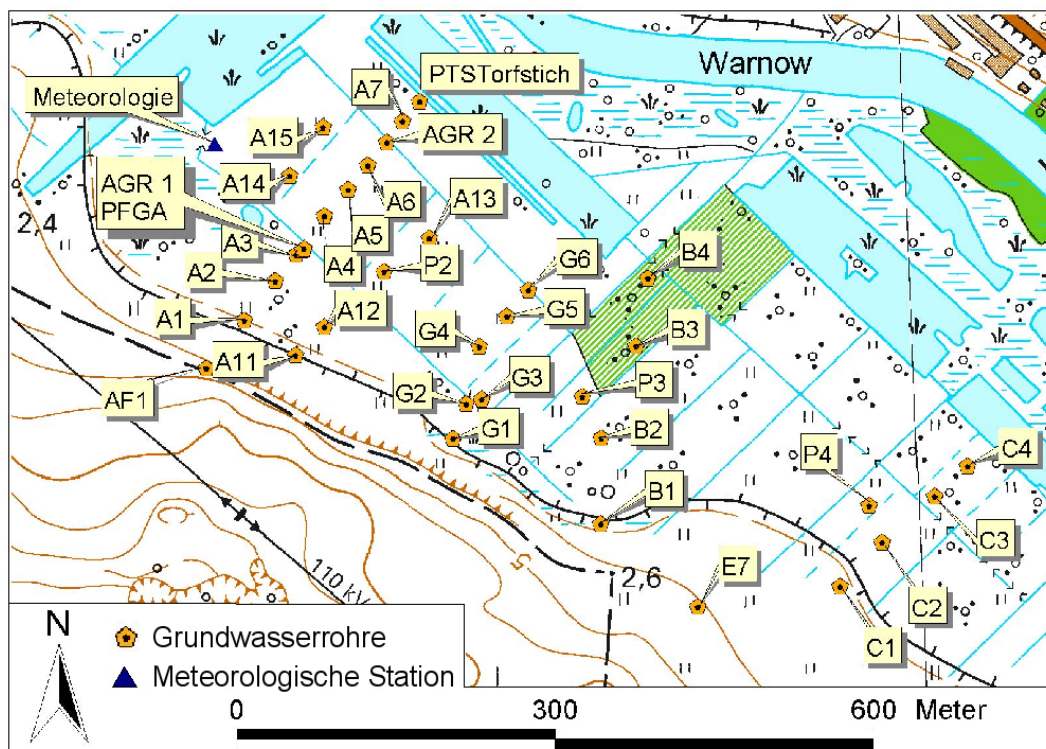


Abb. 3.4: Messplätze am Standort Gragetopshof, dargestellt auf Basis der TK10

Hanschke erweiterte 1999 das automatische Messprogramm durch halbstündliche Wassergehalts- und Saugspannungsmessungen mittels TDR (Time Domain Reflectometry) und Tensiometern nahe der Grundwasserrohre A1 und A5. Zum Schutz vor Vandalismus wurde der gemeinsame Datenlogger auf einer künstli-

chen Mess-Insel (Abbildung 3.5) installiert, wo auch die Messung des Niederschlags erfolgte.

Neben den kontinuierlichen Messungen ermittelte Hanschke bodenphysikalische Parameter anhand von Stechzylinderproben, die aus verschiedenen Tiefen eines nahe Messplatz A6 angelegten Schurfes stammen. Die im Labor durchgeführten Verdunstungsversuche wurden von Hanschke mit der Methode nach [Schindler 1980] und später noch einmal von [Dechow 2002] mittels inverser Simulation mit dem Modell HYDRUS-1D ausgewertet. Auf die Auswertung der Messergebnisse wird im Kapitel 4.1 näher eingegangen.

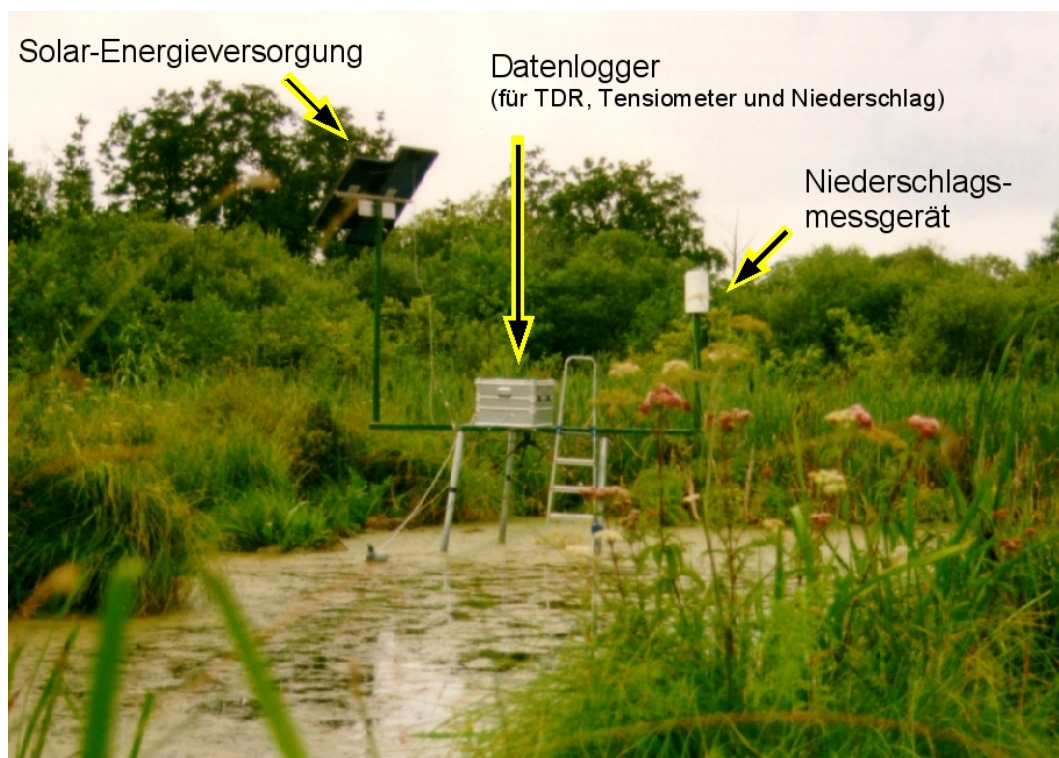


Abb. 3.5: Datenlogger und Regenschreiber auf der künstlichen Mess-Insel im Torfstich

In den Jahren 2000 und 2001 übernahm und erweiterte die Verfasserin das Messprogramm. Mit dem Ziel einer möglichst guten Abschätzung der realen Evapotranspiration (ET_a), welche gerade im Hinblick auf die in der Niedermoorfläche erwarteten Zehrprozesse eine entscheidende Prozessgröße darstellt, wurde im Jahr 2001 eine agrarmeteorologische Messstation installiert. Um eine Ermittlung des Tagesverlaufes der realen Evapotranspiration nach Penman-Monteith (Gleichung B.1 im Anhang) zu ermöglichen, erfolgte die Erfassung von Niederschlag, Windrichtung und -geschwindigkeit, Lufttemperatur und -feuchtigkeit sowie der Bodentemperatur in halbstündlicher Auflösung. Mit dem Ziel, möglichst viele Eingangsgrößen bereits direkt zu messen und nicht anhand empirischer Funktionen

ermitteln zu müssen, kamen Wärmestromplatten zum Messen des Bodenwärmestroms zum Einsatz. Die Lage der Messstation ist aus Abbildung 3.4 ersichtlich. Die jeweiligen Messzeiträume der in den Jahren 2000 und 2001 aufgezeichneten Größen sind in Tabelle 3.1 aufgeführt. Auf die einzelnen Messgrößen und -geräte, deren Fehler, Fehlerpotentiale sowie die jeweilige Aufbereitung der Messwerte wird in den folgenden Unterkapiteln näher eingegangen. Die zum Einsatz gekommenen Messgeräte und deren jeweilige Messbereiche sind im Anhang in den Tabellen C.1 bzw. Tabelle C.2 zusammengefasst. Alle Messwertaufzeichnungen erfolgten in mitteleuropäischer Normalzeit, sodass innerhalb der Messperioden keine Umstellung auf Sommerzeit erforderlich war und die damit verbundenen Probleme vermieden werden konnten.

Tab. 3.1: Kontinuierliche Messungen am Standort Gragetopshof im Messzeitraum 2000 bis 2001

Messgröße	Messwertdichte	Messzeiträume
<i>Geohydrologie (über 2 Messprofile)</i>		
Bodenwassergehalt Bodensaugspannung und -temperatur	halbstündlich	2000 und 2001 jeweils Apr. - Nov.
Grundwasserstand automatisch, 7 Orphimedes Sonden	stündlich	2000 und 2001 jeweils Apr. - Nov.
Grundwasserstand manuell, Lichtlot, ca. 50 Grundwasserrohre	wöchentlich	2000 und 2001
<i>Meteorologie</i>		
Niederschlag	halbstündlich	Apr. - Nov. 2000, Mai - Okt. 2001
Lufttemperatur und -feuchte Windgeschwindigkeit und -richtung Bodentemperatur in 5 cm Tiefe Bodenwärmestrom (2x)	halbstündlich	Mai - Okt. 2001

3.1.2.1 Grundwasserstandsmessung

An den in Abbildung 3.4 eingezeichneten Messplätzen wurden die Grundwasserstände bzw. Grabenwasserstände wöchentlich manuell mittels Lichtlot gemessen. Die Grundwassermessrohre sind aus PE gefertigt und auf einer Länge von 1 m im unteren Bereich geschlitzt (mündliche Aussage T. Hanschke). Sie sind zum größten Teil im Torf eingebaut, nur die Messpunkte AF1 und E7 (siehe Abbildung 3.4)

betreffen Standorte mit Mineralböden. An den Messplätzen A1 und A6 wurde der Grundwasserstand sowohl im unterlagernden, sandigen Aquifer als auch im Torfkörper gemessen.

Die automatische Erfassung der Grundwasserstände erfolgte mittels der Datensammler "Orphimedes" der Firma OTT Messtechnik GmbH & Co. KG. Die Messung mit dem Orphimedes beruht auf dem in Abbildung 3.6 skizzierten Prinzip. Es wird Druckluft vom Datensammler erzeugt und unterhalb des Grundwasserspiegels mittels eines in bekannter Tiefe befindlichen Ausperltopfes gegen den hydrostatischen Druck ausgepresst. Geht man von einem Bezugsdruck ($p_0 = 0$) aus, der dem Luftdruck entspricht, dann repräsentiert der aufzuwendende pneumatische Druck die Höhe der darüber befindlichen Wassersäule.

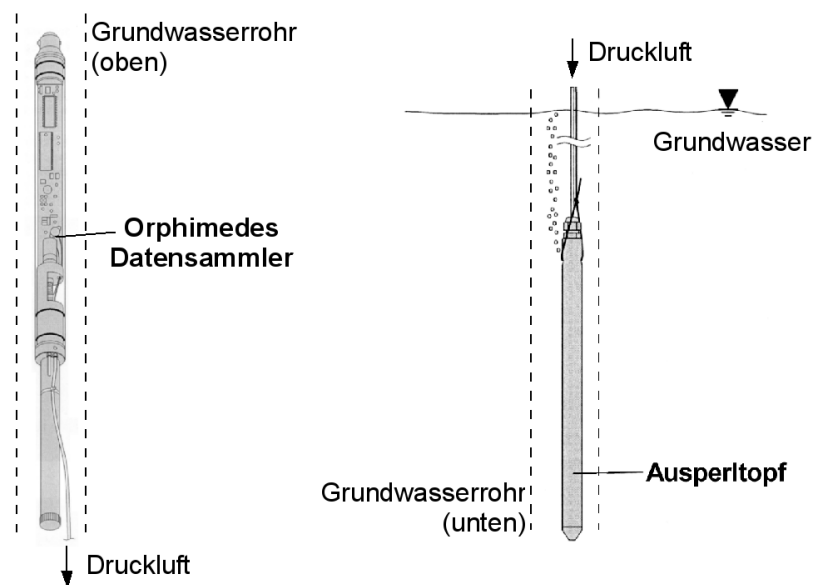


Abb. 3.6: Einperlprinzip des Orphimedes Datensammler, verändert nach [OTT-Hydrometrie 1998]

Der Datensammler selbst ist nicht wasserdicht, sodass er grundsätzlich oberhalb des höchsten zu erwartenden Grundwasserspiegels im Messrohr anzuordnen ist. Die Erfassungsgenauigkeit der Orphimedes beträgt 1 cm. Für die Messung mit dem Lichtlot gilt eine entsprechende Messgenauigkeit.

Die Messwertaufzeichnung erfolgte in beiden Beobachtungsjahren mit stündlicher Auflösung. Dabei kamen insgesamt 7 Orphimedes an den Messplätzen AF1, A1, A6, G4 und E7 zum Einsatz, wobei an den Messplätzen A1 und A6 jeweils in beiden Tiefen gemessen wurde. Wegen der hohen Wasserstände in den Moorwiesen und der Frostanfälligkeit der Orphimedes beschränkte sich die automatische Aufzeichnung an den Messplätzen A1, A6 und G4 auf die Vegetationsperiode. An

den Messplätzen AF1 und E7 ermöglichten es die tieferen Grundwasserstände, die Datensammler frostsicher unterhalb der Geländeoberkante und oberhalb des Grundwasserspiegels in den Messrohren anzubringen.

3.1.2.2 Bodenfeuchtemessung mit TDR-TRIME Sonden

Zur Erfassung des Bodenwassergehaltes wurden 12 TDR-Sonden der Firma Imko Micromodultechnik GmbH eingesetzt, die nach der TRIME (Time Domain Reflectometry mit Intelligenten Micromodul Elementen) Methode funktionieren. Bei der TDR-Messung wird ein Spannungsimpuls auf eine Koaxialleitung geschickt (hier Sondenstäbe), der die Leitung entlang läuft und um diese herum eine elektromagnetische Welle erzeugt, die am Ende der Leitung reflektiert wird. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Welle hängt von der relativen Dielektrizitätskonstante ϵ_r des umgebenden Materials ab. Aufgrund der hohen Dielektrizitätskonstante von Wasser ($\epsilon_r = 81$) gegenüber der niedrigen von trockenen porösen Materialien ($\epsilon_r < 5$), ist die Dielektrizitätskonstante von feuchten porösen Materialien in erster Linie eine Funktion des Wassergehaltes [IMKO 2002b]. Folglich kann, wie bereits bei [Topp u. a. 1980] dargestellt, mittels empirischer Kalibrierfunktionen von der Signallaufzeit des induzierten Spannungsimpulses auf den Wassergehalt im Boden geschlossen werden.

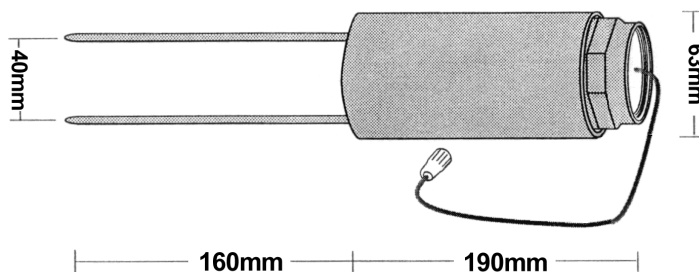


Abb. 3.7: TDR-Sonde vom Typ TRIME-EZ, verändert nach [IMKO 1996]

Das besondere beim TRIME-Verfahren ist die Tatsache, dass anstatt einer indirekten Spannungsmessung eine Laufzeiterfassung mittels direkter Zeitmessung an bestimmten Spannungspegeln erfolgt [IMKO 2002a]. Dafür wird der Frequenzbereich zwischen 600 MHz und 1,2 GHz genutzt, innerhalb dessen der Einfluss von Störgrößen wie elektrische Leitfähigkeit, Temperatur etc. sehr gering ist [IMKO 2002b]. Die gemessene Laufzeit wird intern weiterverarbeitet. Die Messwertverarbeitung ist ausführlich in [IMKO 2002a] erläutert.

Von den für die Feldmessungen am Standort Gragetopshof verfügbaren 12 TRIME-Sonden gehören jeweils sechs zum Typ TRIME-EZ und TRIME-P2Z. Äußerlich gleichen sich die beiden Sonden-Typen und entsprechen der Darstellung in Abbildung 3.7. Beim Sonden-Typ TRIME-P2Z ("nicht intelligente Sonden") erfolgt

die Datenübertragung zunächst analog von der Sonde zum nahe gelegenen Erfassungsmodul, wo es vor der Weiterleitung zum Datenlogger in ein digitales Signal umgewandelt wird. Um möglichen Verfälschungen des Signals bei der Datenübertragung vorzubeugen, digitalisieren die Sonden vom Typ TRIME-EZ ("intelligente Sonden") das Signal bereits intern, ehe sie es zum Erfassungsmodul weiterleiten.

Der vom Hersteller angegebene Standardmessbereich der Sonden erstreckt sich auf Wassergehalte bis 70 Vol.-% und kann mittels Nachkalibrierung auf bis zu 95 Vol.-% erweitert werden [IMKO 2002a]. Die Messgenauigkeit wird im Messbereich von 40–70 Vol.-% mit ± 2 Vol.-% angegeben, für Werte > 70 Vol.-% werden keine Angaben gemacht [IMKO 2002b].

Um die Messgenauigkeit im Bereich höherer Wassergehalte zu verbessern, wurde eine an hohe Wassergehalte angepasste Basiskalibrierung der Sonden durchgeführt. Anstatt der üblichen Basiskalibrierung mit trockenen und wassergesättigten Glasperlen, deren Wassergehaltswerte bekannt sind, erfolgte die Kalibrierung mit wassergesättigten Glasperlen und Wasser.

Zu den gerätebedingten Messungenauigkeiten kommen substratspezifische Abweichungen hinzu, da die TRIME-Sonden standardmäßig auf Mineralboden kalibriert sind. Für die Feldmessung blieb diese Standardmaterialkalibrierung der Sonden jedoch zunächst erhalten. Mit dem Ziel, eine nachträgliche Spezialmaterialkalibrierung der Sonden auf das Torfsubstrat zu ermöglichen, führte [Hanschke 2003] Verdunstungsversuche an Torfmonolithen aus dem Gebiet durch. Er erstellte dazu eine Messreihe von Wassergehaltswerten, die zum einen mit einer TRIME-Sonde und zum anderen gravimetrisch erfasst worden sind (Abb. 3.8).

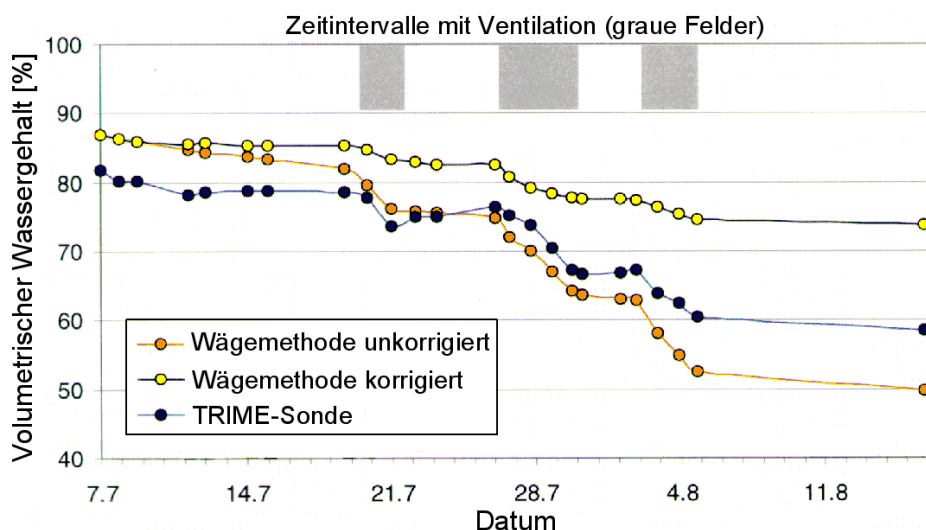


Abb. 3.8: Messwerte des volumetrischen Wassergehaltes mittels TRIME-Sonde sowie Wägemethode ohne (unkorr.) und mit (korr.) Berücksichtigung der Volumenänderung der Torfprobe im Laborversuch 1999 (verändert nach [Hanschke 2003])

Zudem wird von [Hanschke 2003] bei der Ermittlung des volumetrischen Wassergehaltes die Volumenreduktion des Torfsubstrats im Verlauf des Austrocknungsprozesses berücksichtigt. Die im Versuch verwendete TRIME-Sonde hatte, wie oben beschrieben, eine Standardmaterialkalibrierung mit einer auf den oberen Messbereich angepassten Basiskalibrierung erhalten.

Die Messwerte der TRIME-Sonden liegen ca. 5 bis 16 Vol.-% unterhalb der gravimetrisch erfassten Wassergehalte, wobei die Abweichungen zu Versuchsbeginn im Bereich hoher Wassergehalte von 80–90 Vol.-% am geringsten sind. Die Versuchsreihe endet bei ca. 74 Vol.-% Wassergehalt im Probekörper, für den die TRIME-Sonde einen Wert von ca. 58 Vol.-% liefert.

Hanschke räumte jedoch ein, dass der beobachtete Volumenverlust des Probekörpers durch den Versuchsaufbau bedingt sein kann und unter Feldbedingungen gegebenenfalls sehr viel geringer ausfallen könnte. Vergleicht man die Messwerte der TRIME-Sonden mit den gravimetrisch und unter Annahme eines konstanten Probevolumens ermittelten Wassergehalte, so ergeben sich dabei Abweichungen von -5 Vol.-% bis zu +8 Vol.-%. Bei Wassergehalten von um die 75 Vol.-% stimmen die Ergebnisse beider Messverfahren recht gut überein, während die TRIME-Sonde bei höheren Wassergehalten bis zu 5 Vol.-% niedrigere Werte lieferte. Im Bereich kleiner 75 Vol.-% Wassergehalt ergeben hingegen die TRIME-Sonden bis zu ca. 8 % höhere Messwerte als das Wägeverfahren.

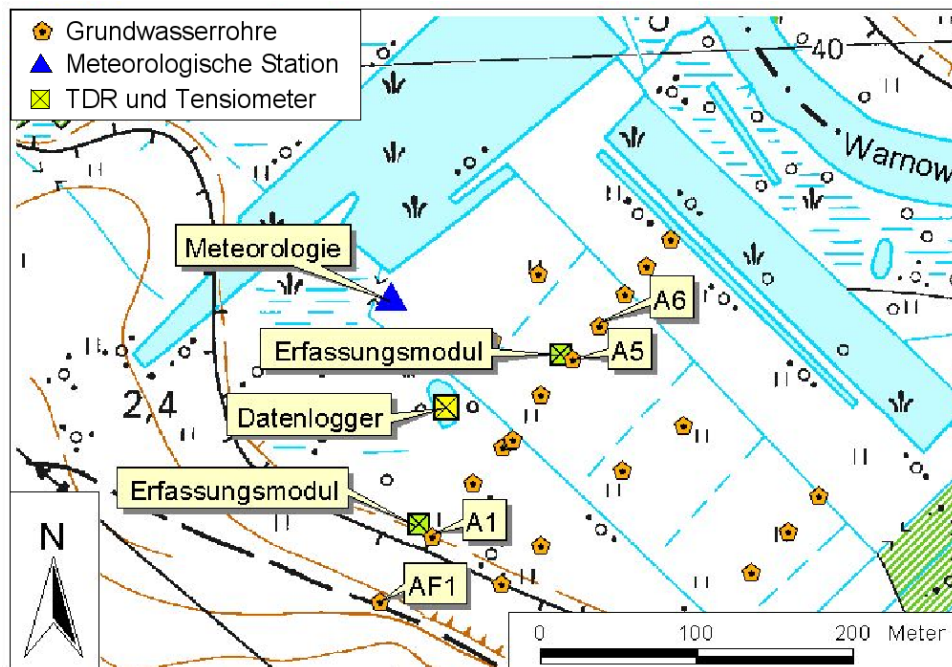


Abb. 3.9: Schwerpunktgebiet der Untersuchungen entlang der Messreihe A, dargestellt auf Basis der TK10

Im Messzeitraum 2000 wurden die TRIME-Sonden analog zum Messaufbau von [Hanschke 2003] im Jahr 1999 an den Messplätzen A1 und A5 (siehe Abbildung 3.9) eingesetzt. Auf den Erfahrungen aus dem Jahr 1999 aufbauend wurde jeweils in den Tiefen 0,1 m, 0,2 m, 0,3 m, 0,4 m, 0,55 m und 0,7 m gemessen. Die Messtiefe bezieht sich dabei auf die mittlere Lage der Sondenstäbe. Bei den Sonden am Messplatz A1 handelte es sich um Sonden vom Typ TRIME-EZ, bei denen am Messplatz A5 um Sonden vom Typ TRIME-P2Z.

Die Messwerte der TDR-TRIME-Sonden geben den Mittelwert des gesamten, von den Sondenstäben erfassten Bodenbereiches wieder, welcher nicht zwingend mit dem Wassergehalt an der Mitte der Sondenstäbe übereinstimmt. Um die Ausdehnung des erfassten Bodenbereiches in vertikaler Richtung möglichst gering zu halten, wurden die TDR-TRIME-Sonden geneigt eingebaut. Durch die Neigung wird zudem die Beeinträchtigung der vertikalen Strömungsprozesse durch den Sondenkörper verringert. Da die genannten Gründe auch für die Tensiometer zutreffen, wurden diese wie in Abbildung 3.10 skizziert im selben Winkel von ungefähr 60° zur Geländeoberkante eingebaut.

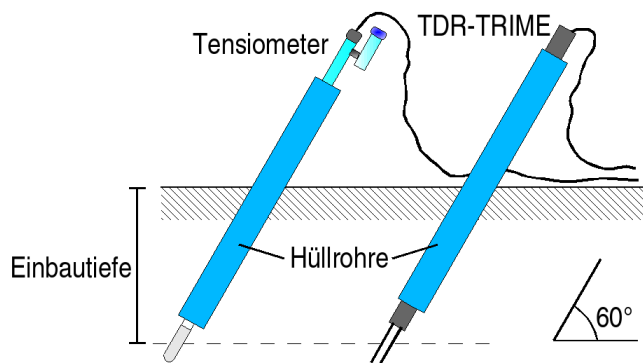


Abb. 3.10: Einbauskeizze der TDR-TRIME-Sonden und Tensiometer

Für die größeren Messtiefen wurden die TRIME-Sonden mit Verlängerungsrohren versehen, die nach oben hin mit Schutzkappen gegen Niederschlag abgedeckt sind. Zusätzlich eingebrachte Hüllrohre dienten der Stabilisierung und dem Schutz der Messgeräte.

Zur Vorbereitung der Messperiode 2001 wurden die TRIME-Sonden im Labor erneut einer mit nach oben verschobenem Messbereich modifizierten Basiskalibrierung unterzogen und anschließend im Labor getestet. Dabei stellte sich heraus, dass zwei der TRIME-EZ-Sonden trotz wiederholter Kalibrierung unglaublich schlechte Messwerte lieferten, während Ergebnisse der übrigen Sonden mit Abweichungen von bis zu 2,5 Vol.-% zufriedenstellend ausfielen. Die beiden fehlerhaften Sonden kamen in der Messperiode 2001 nicht wieder zum Einsatz.

Da der Grundwasserflurabstand am Messplatz A1 das ganze Jahr über sehr gering ist und die Messung von Bodenwassergehalt und -saugspannung im überwiegend

gesättigten Boden keinen größeren Nutzen erwarten lässt, wurden die Geräte für die Messperiode 2001 wie in Abbildung 3.11 skizziert am Messplatz A5 konzentriert. Durch eine Wiederholung der Messprofile am gleichen Messplatz sollte eine bessere Einschätzung der Ergebnisse ermöglicht werden. Das Messprofil aus den Sonden vom Typ TRIME-P2Z war wie im Jahr 2000 aufgebaut, das der TRIME-EZ Sonden entsprechend, reichte jedoch nur bis 0,4 m Tiefe. Der Einbau der Sonden erfolgte wie zuvor mit einer Neigung von ca. 60°.

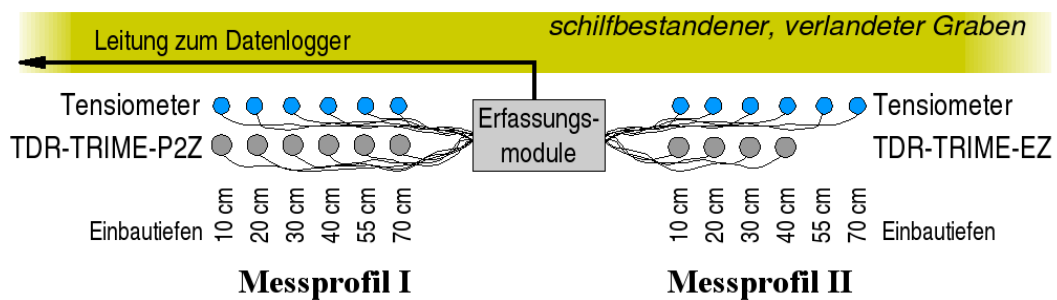


Abb. 3.11: Skizze zur Anordnung der TDR-TRIME-Sonden und Tensiometer am Messplatz A5 im Jahr 2001

3.1.2.3 Messung der Bodensaugspannung mit Tensiometern

Es kamen 12 Tensiometer vom Typ T6 der Firma UMS GmbH (Abb. 3.12) zur Anwendung, die zur Messung der Bodensaugspannung und -temperatur in einer parallelen Reihe zu den TRIME-Sonden eingesetzt wurden (Abb. 3.11).

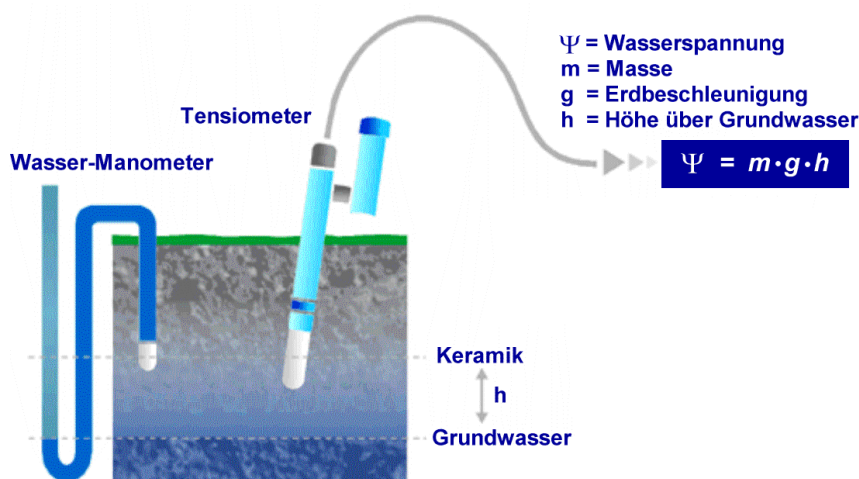


Abb. 3.12: Funktions-Skizze der Tensiometer Typ T6, verändert nach [UMS 2000]

Der Messbereich der Tensiometer wird vom Hersteller mit 0 bis 800 hPa Saugspannung angegeben bei einer Messgenauigkeit von ± 5 hPa. Es werden jedoch auch negative Saugspannungswerte aufgezeichnet, die entsprechend ein Überstauen der Saugkerze anzeigen. Eine Verwendung der überstauten Tensiometer zur Erfassung des Grundwasserstandes ist wegen der für den Grundwasserstand relativ geringen Messgenauigkeit von umgerechnet ca. ± 5 cm Wassersäule (WS) jedoch nur eingeschränkt möglich. Im Bereich des Grundwasserspiegels, wenn also die Saugkerze teils in die gesättigte und teils in die ungesättigte Bodenzone eintaucht, ist mit größeren Messfehlern zu rechnen. Wie [Frahm 2006] feststellte, liefern die Tensiometer selbst unter Laborbedingungen keine stabilen Messwerte, sondern unterliegen gewissen Schwankungen, die jedoch den vom Hersteller angegebenen Fehlerbereich nicht überschreiten.

In Abbildung 3.13 sind die Messwerte der Tensiometer unterschiedlicher Einbautiefen vom Messplatz A5 im Jahr 2000 den mittels Orphimedes bei A6 im oberen Torf-Aquifer erfassten Grundwasserständen gegenübergestellt. Die Saugspannungsdaten der Tensiometer werden als Totalpotentiale bezogen auf die Geländeoberkante in Meter Wassersäule (m WS) ausgedrückt, um eine direkte Vergleichbarkeit untereinander und mit dem Grundwasserstand zu ermöglichen. Ebenfalls dargestellt ist der Wasserstand der Warnow am Rostocker Mühlendammwehr, welches ca. 3 km flussabwärts vom Standort Gragetopshof gelegen ist.

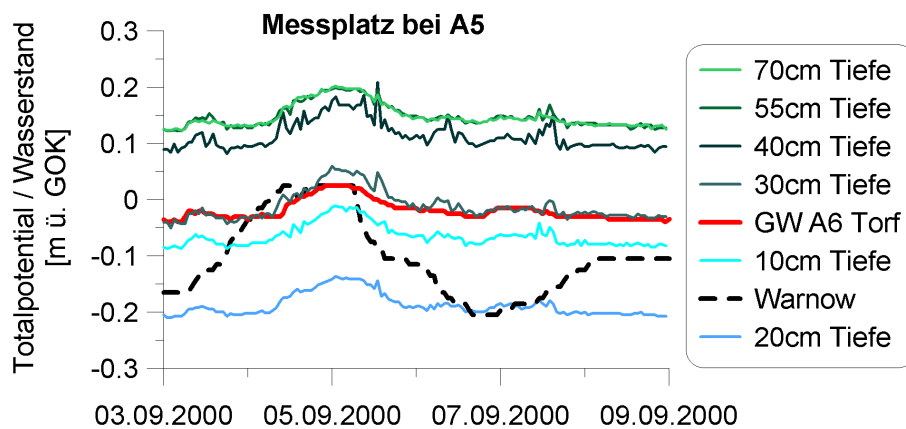


Abb. 3.13: Messwerte der Tensiometer bei A5 (als Totalpotential auf GOK bezogen und in m WS ausgedrückt), des GW-Spiegels (Orphimedes) im Torf bei A6 und des Wasserstands der Warnow am Rostocker Mühlendammwehr (Ausschnitt, verändert nach [Dechow 2002])

Wie Abbildung 3.13 deutlich erkennen lässt, verlaufen die Ganglinien der Tensiometer nahezu parallel zueinander und zu dem mittels Orphimedes gemessenen Grundwasserspiegel, weichen jedoch von diesem teilweise bis zu 0,2 m ab. Aus dem nahezu parallelen Verlauf der Ganglinien kann darauf geschlossen werden, dass es sich bei den Abweichungen zu den Messwerten des Orphimedes um systematische Messfehler der Tensiometer handelt.

Die Tensiometer waren an den Messplätzen mit der Saugkerzenmitte in der zu erfassenden Messtiefe eingebaut. Die Saugspannungsmessung erfolgt über die gesamte Länge der Saugkerze von 6 cm, sodass die erfassten Messwerte nur bedingt einer punktuellen Messtiefe zugeordnet werden können. Die aus vom Einbau der Geräte möglicherweise zusätzlich herrührenden Abweichungen der realen Messtiefe werden mit ungefähr ± 3 cm abgeschätzt. Aufgrund der geringen Grundwasserflurabstände treten am Standort im Mittel nur geringe Saugspannungen im Bereich von 30 hPa (≈ 30 cm WS) auf, bei denen sich Abweichungen der Messtiefe entsprechend stark auswirken.

Da die auftretenden Abweichungen von bis zu 0,2 m jedoch nicht allein mit den genannten Fehlerquellen zu erklären sind, wird davon ausgegangen, dass die Kalibrierung der Tensiometer fehlerbehaftet ist und es somit zu einer systematischen Messwertverschiebung der Saugspannungswerte kommt. Aus diesem Grund führte Dechow [Dechow 2002] für den Messzeitraum 2000 eine Höhenkorrektur der Tensiometerdaten anhand von Überschwemmungsereignissen durch. Es wird davon ausgegangen, dass nach ausreichend langem Überstau des Standortes der Boden vollständig gesättigt ist und dadurch die Messwerte des Orphimedes sowie die negativen Saugspannungen dem Wasserspiegel über Gelände entsprechen. Anhand der Wasserstandsdaten der Warnow am Mühlendammwehr wurde für die Korrektur der Messdaten des Jahres 2000 das Einstauereignis vom 5.9.2000 mit einer Dauer von 24 h ausgewählt.

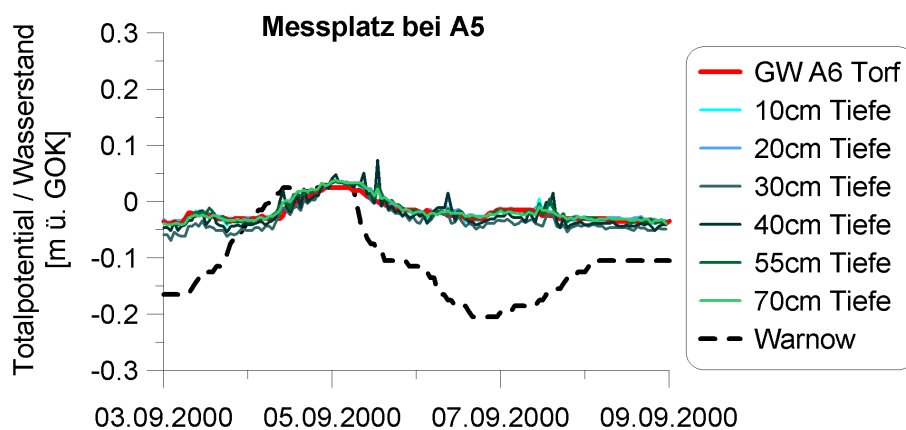


Abb. 3.14: Ausschnitt aus den Ganglinien der höhenkorrigierten Tensiometer (als Totalpotential auf GOK bezogen und in m WS ausgedrückt) bei A5, den Messwerten des GW-Spiegels (Orphimedes) im Torf bei A6 und des Wasserstands der Warnow am Rostocker Mühlendammwehr (verändert nach [Dechow 2002])

Abbildung 3.14 gibt das Ergebnis der angewendeten Höhenkorrektur für den zuvor in Abbildung 3.13 dargestellten Ausschnitt der Ganglinien wieder. Aufgrund der höheren geodätischen Lage wurde der Messplatz A1 im Jahr 2000 zwar nicht überflutet, es wird jedoch davon ausgegangen, dass die mit dem Orphimedes

erfassten Grundwasserstandsdaten des Überflutungszeitraumes von Messplatz A5 ebenfalls für eine Höhenkorrektur verwendet werden können. Diese erfolgt wie bei [Dechow 2002], wobei zur Ermittlung der Korrekturfaktoren Mittelwerte der Messdaten zur Anwendung kommen.

Wie bereits im Zusammenhang mit den TDR-TRIME-Sonden besprochen, konzentrierten sich die Wassergehalts- und Saugspannungsmessungen im Jahr 2001 auf den Messplatz A5. Sie fanden dort mit Wiederholung der Messtiefen statt. Die Saugspannungsdaten des Jahres 2001 der beiden Messreihen bei A5 wurden von [Dechow 2002] ebenfalls einer Höhenkorrektur unterzogen. Im Anhang C.4 sind in den Abbildungen C.10 und C.11 die Ganglinienausschnitte mit dem zur Korrektur verwendeten Überstauereignis dargestellt.

Aus messtechnischen Gründen ergibt sich für die mit dem Orphimedes erfassten Wasserstände die Rohroberkante des Grundwasserrohres als Höchstwert von 0,14 m über Geländeoberkante. Wegen der mehrfachen, deutlichen Überstauung des Standortes größer 0,14 m im Zeitraum vom 18. bis 21.9.2001 wird es in diesem Fall als nicht notwendig erachtet, Pegelraten der Warnow zu verwenden. Für die Höhenkorrektur wird der Wasserstand am 21.9.2001 um 7:00 Uhr von 0,11 m über Geländeoberkante herangezogen, da zu diesem Zeitpunkt bereits seit über 36 Stunden Überstau herrschte und der Messwert nicht durch die Oberkante des Grundwasserrohres begrenzt wurde.

Die korrigierten Saugspannungsdaten vom Messplatz I zeigen eine sehr gute Übereinstimmung. Am Messprofil II ist das Tensiometer in 0,7 m Tiefe ausgefallen. Die Messwerte des Tensiometers in 0,55 m Tiefe erscheinen mit ihrer offensichtlich trägen Reaktion unplausibel, da im Messprofil I weder in 0,55 m noch in 0,7 m Tiefe eine entsprechende Reaktion erkennbar ist. Es kann daher von einem Defekt des Gerätes ausgegangen werden.

3.1.2.4 Niederschlag und weitere meteorologische Größen

Im Jahr 2000 wurde der Niederschlag vom Datenlogger für die TDR-Sonden und Tensiometer aufgezeichnet. Der zugehörige Niederschlagsmesser war auf der in einem Torfstich befindlichen Messinsel in ca. 2m über Geländehöhe aufgestellt (Abb. 3.5, Seite 26).

Seit 2001 wurde der Niederschlag von einer am Standort installierten, agrarmeteorologischen Messstation zusammen mit weiteren für die Gebietsverdunstung relevanten Größen in halbstündlicher Auflösung erfasst. Die Anordnung aller Messsensoren ist in Abbildung 3.15 schematisch dargestellt.

Der Niederschlag wurde als Summe über das Messintervall aufgezeichnet, während die übrigen Messgrößen als Mittelwert, Minimum und Maximum aus mehreren Messungen innerhalb des Halb-Stunden-Intervalls festgehalten wurden. Wie die Untersuchungen von [Dechow 2002] zeigen, ist die Abschätzung der rea-

len Evapotranspiration am Standort Gragetopshof mittels der Penman-Monteith-Formel trotz der vorliegenden meteorologischen Messdaten derzeit immer noch mit großen Unsicherheiten behaftet, da Erfahrungswerte für die pflanzenspezifischen Parameter r_a und r_s (Gleichung B.1 im Anhang) der anstehenden Vegetation fehlen.

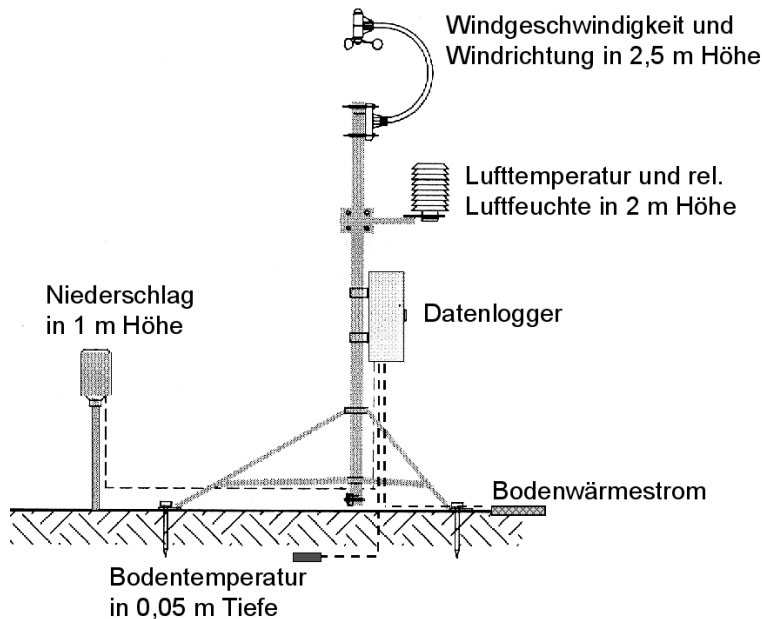


Abb. 3.15: Schema der meteorologischen Messstation am Standort Gragetopshof im Jahr 2001, verändert nach [F&C 2000]

Seit 2003 befasst sich [Frahm 2006] im Rahmen seines Promotionsvorhabens mit der gezielten Ermittlung der Verdunstungsraten der im Gebiet anzutreffenden Weiden- und Schilfbestände. Die notwendige Abgrenzung zwischen beiden Promotionsvorhaben und die entsprechend vereinbarte Arbeitsteilung sieht vor, dass in der vorliegenden Dissertation nur solche Ereignisse mit markanten Grundwasserstandsänderungen untersucht werden, die ausschließlich vom Niederschlag herrühren und als unbeeinflusst von der Evapotranspiration angenommen werden können. Die Evapotranspiration wird somit als mögliche Fehlerquelle bei den Modellierungen in der vorliegenden Dissertation ausgeschlossen. Das Hauptgewicht der Untersuchungen zu den meteorologischen Größen lastet daher im folgenden auf der Messgröße Niederschlag.

Die Erfassung des Niederschlags erfolgt in beiden Beobachtungszeiträumen mittels Kippschalenmessgeräten mit einer Genauigkeit von 0,1 mm. Durch die Messmethode bedingt können bei Starkniederschlägen Messfehler durch nicht vollständiges Entleeren der Kippschalen auftreten. Hinzu kommen Fehler durch Überwehung sowie Benetzung des Auffangtrichters. Im Rahmen seiner Dissertation setzt sich [Frahm 2005] intensiv mit der für den Standort Gragetopshof relevanten Kor-

rektur der Niederschlagsdaten auseinander. Er entwickelt dabei einen kombinierten Berechnungsansatz, der den Benetzungsfehler nach [Richter 1995] ermittelt und den Windfehler nach dem Verfahren von [Allerup und Madsen 1979] wie in [Großklaus 1996] beschrieben berücksichtigt.

Der von Frahm entwickelte Ansatz findet ebenfalls für die Korrektur der Niederschlagsdaten des Jahres 2001 Anwendung und wird hier im folgenden kurz erläutert. Eine ausführlichere Darstellung und Herleitung des kombinierten Korrekturverfahrens ist bei [Frahm 2005] bzw. [Frahm 2006] nachzulesen.

Der Wert für den korrigierte Niederschlag ergibt sich nach Gleichung 3.1 [Frahm 2005].

$$P_{korr} = P_{Benetz} + P_{AMkorr} \quad (3.1)$$

mit P_{korr} = korrigierter Niederschlag aus kombiniertem Ansatz [mm]
 P_{Benetz} = Benetzungsverlust nach Richter [Richter 1995] [mm]
 P_{AMkorr} = korrigierter Niederschlag nach Allerup & Madsen [Allerup und Madsen 1979] [mm]

Den darin eingehende Benetzungsverlust P_{Benetz} nach Richter erhält man aus der Multiplikation des gemessenen Niederschlags P mit einem im Jahresverlauf variierenden, prozentualen Benetzungsfehler aus Tabelle 3.2.

Tab. 3.2: Benetzungsfehler des HELLMANN-Niederschlagsmessers für Tieflandstationen nach [Richter 1995]

	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt
Benetzungsfehler [%]	5,5	6,5	6,7	5,5	5,7	5,4	6,9	5,6

Der korrigierte Niederschlag nach Allerup & Madsen P_{AMkorr} wird in der bei [Böhm 2001] beschriebenen, für die Korrektur von Stundenwerten modifizierten Form nach Gleichung 3.2 berechnet. Der dabei verwendete Korrekturfaktor k_P ist abhängig vom Tagesmittelwert der Regenintensität bei Regen sowie der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe während des Regenereignisses. Er berechnet sich nach Gleichung 3.3.

$$P_{AMkorr} = P k_P \quad (3.2)$$

mit P = gemessene Niederschlagssumme für eine Stunde [mm]
 k_P = Korrekturfaktor [1]

$$k_P = e^{-0,002 \ln(PI) - 0,0081 u_{10m} \ln(PI) + 0,023 u_{10m} + 0,01} \quad (3.3)$$

mit PI = Tagesmittel der Regenintensität bei Regen [mm h^{-1}]
 u_{10m} = Windgeschwindigkeit während des Regenereignisses (Mittelwert 1 h) in 10 m Höhe [m s^{-1}]

Da die Windgeschwindigkeit am Standort Gragetopshof in 2,5 m Höhe gemessen wird, muss die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe aus dieser abgeleitet werden. Die Umrechnung erfolgt mittels des bei [Großklaus 1996] beschriebenen und mit Gleichung 3.4 und 3.5 gegebenen Umrechnungsansatzes, der unter Annahme eines logarithmischen Windprofils für neutrale Schichtung gilt.

$$u_{10m} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{10 \text{ m}}{z_0} \right) \quad (3.4)$$

$$u_* = \frac{u_{2,5m} \kappa}{\ln \left(\frac{2,5 \text{ m}}{z_0} \right)} \quad (3.5)$$

mit u_* = Schubspannungsgeschwindigkeit [m h^{-1}]
 u_{10m} = Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe [m h^{-1}]
 $u_{2,5m}$ = Windgeschwindigkeit in 2,5 m Höhe [m h^{-1}]
 κ = von Karman-Konstante = 0,41 [1]
 z_0 = Rauigkeitslänge [m]

Zur Ermittlung der Rauigkeitslänge z_0 sind bei [Frahm 2006] sieben empirische Berechnungsvarianten unterschiedlicher Autoren aufgeführt, die bei der von Frahm für das Gebiet ermittelten Bestandshöhe von 2 m und dem mittleren Blattflächenindex LAI (Leaf Area Index) von $6 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ eine Schwankungsbreite für z_0 zwischen 0,13 bis 0,42 m ergeben. Auf die Messwerte des Standortes Gragetopshof von 2001 angewendet, bewirkt diese jedoch nur eine Änderung der korrigierten Niederschlagssummen in einer Größenordnung von 10^{-2} mm. Bei einer Messgenauigkeit der Niederschlagsdaten von 10^{-1} mm ist folglich die Wahl des Berechnungsverfahrens zur Ermittlung von z_0 von untergeordneter Bedeutung. Es findet daher die mit Gleichung 3.6 gegebene Berechnungsmethode nach [Allen u. a. 1994] für die Grasreferenzverdunstung Verwendung, die zu einem mittleren Wert der Rauigkeitslänge führt.

$$z_0 = 0,123 h_B \quad (3.6)$$

mit h_B = Bestandshöhe = 2 m

Obwohl der Schilfbestand erst im Verlauf der Vegetationsperiode aufwächst, kann die Bestandshöhe als konstant angenommen werden, da im Bereich der meteorologischen Station nicht gemäht wird und dadurch der Altbestand aus dem Vorjahr noch vorhanden ist. Die Vitalität des Bewuchses ist bei der Ermittlung der Rauigkeitslänge unerheblich.

Schließen von Lücken in den Niederschlagsdaten

Neben den Messfehlern, die mittels der vorgestellten Niederschlagskorrektur berücksichtigt werden, kommt es im Verlauf der kontinuierlichen Messwerterfassung aus unterschiedlichen Gründen gelegentlich zu Lücken in der aufgezeichneten Datenreihe. Um kurze Datenlücken einzelner Messwerte schließen zu können, werden die Niederschlagsdaten von zwei nahe gelegenen Messstationen herangezogen. Dabei handelt es sich zum einen um stündliche Messwerte der Lysimeter Station Groß Lüsewitz, die sich ca. 10 km östlich vom Standort Gragetopshof befindet. Zum anderen stehen stündlich gemessene Daten vom Messfeld "Satower Straße 30" zur Verfügung, welches ca. 5 km nord-westlich von Gragetopshof gelegen ist.

Nur bei einem der in dieser Arbeit letztendlich verwendeten Niederschlagsereignissen ist eine Datenlücke aufgetreten, deren Schließen hier beispielhaft erläutert wird. Es handelt sich dabei um das Ereignis in der Nacht vom 30.6.2001 auf den 1.7.2001. Unter Zuhilfenahme der Referenzstationen wird für den ausgefallenen Messwert vom Messintervall 0:30 bis 1:00 Uhr am 1.7.2001 der Wert 0 mm angenommen.

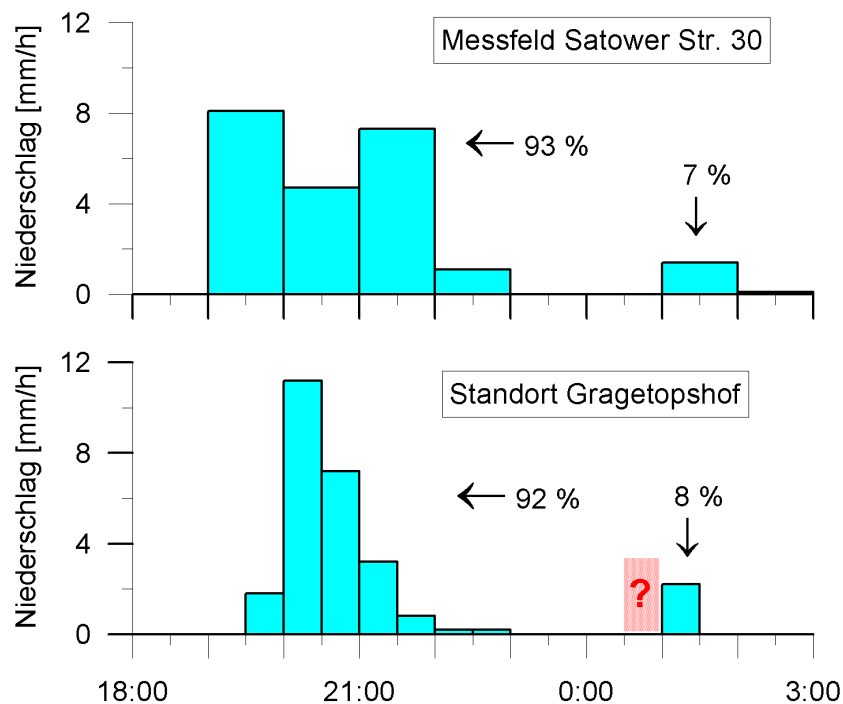


Abb. 3.16: Messreihen des Niederschlags am 30.6.2001 und 1.7.2001 vom Messfeld Satower Str. 30 und Standort Gragetopshof als Intensität und mit Bezug zur Normalzeit (siehe Seite 27) dargestellt.

Wie aus Abbildung 3.16 ersichtlich stimmen die Messreihen der Niederschlagsintensität für den Standort Gragetopshof und das Messfeld Satower Str. 30 vom Verlauf des betrachteten Niederschlagsereignisses recht gut überein. Der erste Anteil des Ereignisses ist mit 93 % bzw. 92 % des Gesamtniederschlags sehr viel größer als der zweite Teil, in dem die Datenlücke auftritt.

Auf dem Messfeld Satower Straße 30 fällt von der Gesamtsumme her mit 22,7 mm mehr Niederschlag als am Standort Gragetopshof mit 13,4 mm. An beiden Standorten wird jedoch zeitgleich der erste (20:00 Uhr) und letzte (23:00 Uhr) Niederschlag des Hauptereignisses registriert. Für das folgende, kleinere Ereignis kann daher ebenfalls eine zeitliche Übereinstimmung erwartet werden, die beinhaltet würde, dass im fraglichen Zeitintervall bis 1:00 Uhr kein Niederschlag gefallen ist. Zudem ist der zweite Anteil des Niederschlagsereignisses sehr viel kleiner als der erste, sodass der Fehler, der aus der Annahme von 0 mm für das fehlende Zeitintervall herrühren kann, als relativ gering einzuschätzen ist. Der Vergleich beider Messstellen deutet insgesamt darauf hin, dass die Wanderung des Regengebietes nicht dominierend in Richtung West oder Ost erfolgte.

3.2 Identifikation geohydraulischer Parameter

Hinsichtlich der Ermittlung geohydraulischer Funktions-Parameter für den Standort Gragetopshof stellt die Diplomarbeit von [Dechow 2002] eine gute Grundlage dar. In seiner Arbeit wertet Dechow Daten aus, die sowohl von Labormessverfahren als auch aus Feldversuchen stammen, und wägt deren Ergebnisse und Auswertemethoden gegeneinander ab.

Während Feldversuche durch ihre weitestgehend zerstörungsfreie Beprobung eines relativ großen Bodenkörpers die Standorteigenschaften realitätsnah wiedergeben, erschwert die Vielzahl von teilweise nur schwer zu erfassenden Randbedingungen die Versuchsauswertung. Der Vorteil gut definierter Randbedingungen bei Labormessungen geht hingegen mit dem Risiko einher, dass die Größe der verwendeten Probe kleiner als das repräsentative Elementarvolumen ausfällt und ihre Eigenschaften durch die Entnahme und Aufbereitung der Probe verfälscht werden.

3.2.1 Retentionsfunktionen aus Feldmessdaten der Tensiometer und TDR-TRIME

Die von der Verfasserin erhobenen Feldmessdaten von Saugspannung und Wassergehalt werden von [Dechow 2002] zur Ermittlung von Retentionsfunktionen herangezogen. Wie bereits genannt, stellt sich die Erfassung des Wassergehaltes mittels der TRIME-Sonden am Standort problematisch dar. Unter der Annahme, dass die TRIME-Sonden, wenn auch nicht den Absolutwert des Wassergehalts, so zumindest dessen relative Schwankungen erfassen, geben die angepassten van Genuchten-Funktionen zumindest über den Kurvenverlauf der Retention Auskunft. Messfehler, kurzzeitig auftretende Instationaritäten sowie Hystereseeffekte können jedoch teilweise zu recht hohen Streuungen der Messwertepaare führen und somit in diesen Bereichen eine eindeutige Zuordnung erschweren. Aus diesem Grund gelingt die Anpassung einer geeigneten Parameterfunktion nur für ausgewählte Zeiträume und Messplätze.

Der für die Parameterermittlung nutzbare Wertebereich ist durch die am Standort auftretenden Wasserstände auf die damit einhergehenden Messwerte von Saugspannung und Wassergehalt beschränkt. Es gehen daher auch nur Daten vom Messplatz A5 aus den Tiefen 0,1 m, 0,2 m und 0,3 m in die Auswertung ein, da diese eine ausreichend große Amplitude der Saugspannung aufweisen. Für die verwendeten Messwerte der Tensiometer erfolgt die in Kapitel 4.1 erläuterte Höhenkorrektur.

Die größte Amplitude der Saugspannung ergibt sich für den Datenbereich der Messwerte vom Zeitraum 1.8. bis 7.9.2001 aus 0,1 m Tiefe, dessen ermittelte Retentionsbeziehung in Abbildung 3.17 dargestellt ist. Die von [Dechow 2002] angepassten Parameter sind im Anhang in Tabelle C.7 zu finden.

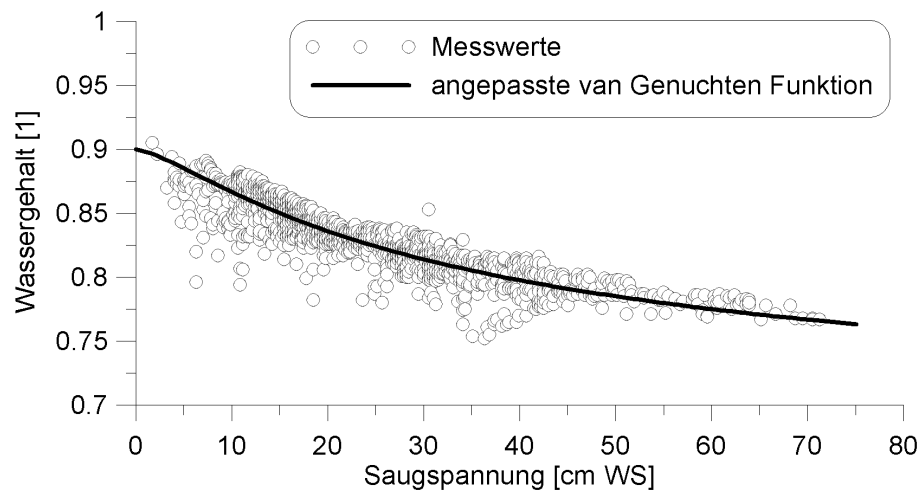


Abb. 3.17: Retentionsbeziehung über die Messwerte vom Zeitraum 1.8. bis 7.9.2001 der TRIME-EZ Sonden aus 0,1 m Tiefe (verändert nach [Dechow 2002])

Die vorliegenden Messdatenreihen der Tensiometer und TDR-TRIME-Sonden erlauben über die Ermittlung von Retentionskurven hinaus keine Quantifizierung der Hystereseeffekte, weil sich innerhalb der Messperioden die dafür notwendigen, ausreichend langen Zeiträume kontinuierlicher Be- und Entwässerung nicht ergeben haben. Auf eine Zusammenstellung von Messungen kürzerer Zeiträume aus unterschiedlichen Saugspannungsbereichen wird verzichtet, da sich der jeweilige Anfangszustand eines Zeitabschnitts hinsichtlich des Verhältnisses von Saugspannung und Sättigung zur jeweiligen Retentionskurve nicht klar definieren lässt. Zudem wird von [Dechow 2002] der Einfluss der Hysterese im Vergleich zur Berücksichtigung einer mehrmodalen Porengrößenverteilung und der räumlichen Variabilität der bodenhydraulischen Eigenschaften als gering eingeschätzt.

3.2.2 Tensionsinfiltrationsmessung

Des Weiteren führten Dechow und Hanschke [Dechow 2002] einen Feldversuch mit dem Tensionsinfiltrationsmeter zur Ermittlung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit nahe Messplatz A1 durch. Für die Versuchsauswertung verwendete Dechow drei verschiedene Verfahren. Zum einen erfolgt eine Parameterermittlung mittels Tabellenkalkulation nach dem Ansatz von Elrick & Reynolds, wie er bei [Baird 1997] Anwendung findet. Der Versuchsaufbau ist entsprechend auf dieses Auswertungsverfahren abgestimmt. Über eine Keramikscheibe wird dem Boden bei angelegtem Unterdruck Wasser zugeführt bis sich eine konstante Infiltrationsrate einstellt. Nach dem Erreichen stationärer Strömungsverhältnisse wird der angelegte Unterdruck verringert und erneut Stationarität abgewartet. Über die gemess-

sene, stationäre Infiltrationsrate bei gegebenem Unterdruck wird die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens berechnet, wobei die Form und Größe der Keramikplatte entsprechend berücksichtigt werden. Für weitere Informationen zu dem Verfahren sei auf [Baird 1997] verwiesen.

Als weitere Auswertemethode des Versuches wird von Dechow die Möglichkeit der inversen Simulation genutzt, wobei die Programme DISC und HYDRUS-2D zum Einsatz kommen, die den dreidimensionalen Bodenkörper unter dem Infiltrometer axialsymmetrisch, zweidimensional abbilden. Die beiden Simulationsprogramme unterscheiden sich vorwiegend in den Einstellungsmöglichkeiten für die Randbedingungen sowie in der Bandbreite der verfügbaren und der Anpassung dienenden Parameterfunktionen. Während mit dem frei verfügbaren DISC die Parameteranpassung auf die Funktion von van Genuchten/Mualem beschränkt ist, bietet HYDRUS-2D unter anderem die von Vogel & Cislrowa [Simunek u. a. 1999] modifizierte van Genuchten/Mualem-Funktion (Anhang Seite 170) an, mit welcher Dechow auch die beste Parameteranpassung gelingt. Die ermittelten Parametersätze sind im Anhang in Tabelle C.4 zusammengefasst.

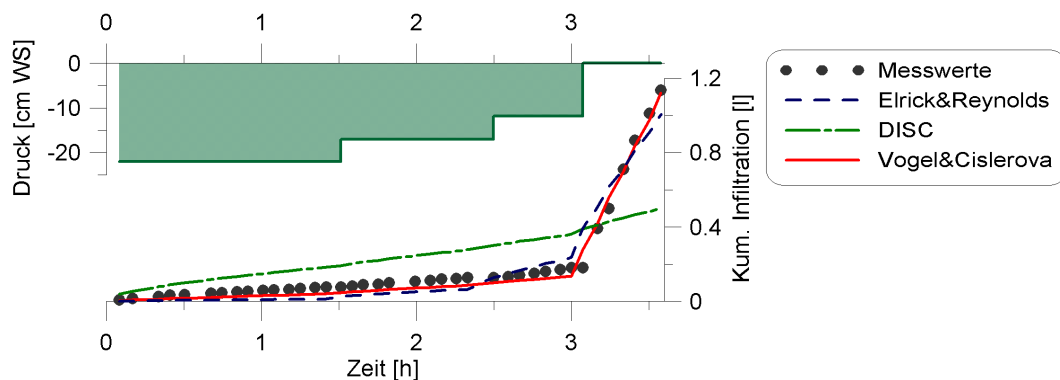


Abb. 3.18: Gemessene und simulierte, kumulative Infiltration für die mit dem Tensionsinfiltrometer ermittelten Parametersätze (verändert nach [Dechow 2002])

In Abbildung 3.18 sind die über die Zeit kumulierten Messwerte der Infiltration den mit HYDRUS-2D erzielten Simulationsergebnissen der drei ermittelten Parameterfunktionen gegenübergestellt. Das Stufendiagramm (oben) gibt über den jeweils während der Versuchsdurchführung an das Infiltrometer angelegten Unterdruck Auskunft. Während der mit DISC ermittelte Parametersatz unbefriedigende Ergebnisse liefert, stimmen die Ergebnisse der beiden anderen Parametersätze gut mit den Messwerten überein, wobei die Abweichungen bei dem nach Elrick & Reynolds (zitiert in [Baird 1997]) ermittelten Parametersatz geringfügig größer ausfallen.

Die zerstörungsfreie Messung mit dem Tensionsinfiltrometer hat den Vorteil, dass die Struktur des Bodens bei der Messung erhalten bleibt. Durch die mit 0,20 m Durchmesser relativ große Auflagefläche des Infiltrometers wird im Vergleich zu

üblichen Labormessungen ein größeres Substanzvolumen beprobt, sodass eine höhere Repräsentativität gegeben ist. Andererseits lassen sich die ermittelten Bodenparameter nur bedingt räumlich scharf zuordnen.

Als Nachteil des Verfahrens ist zum einen der relativ hohe personelle und zeitliche Aufwand zu sehen. So gibt [Baird 1997] einen Zeitbedarf von 4 h für Messungen im Saugspannungsbereich von 10 bis 0 hPa mit Intervallbreiten von 3 hPa an. Der zeitliche Aufwand ließe sich jedoch dadurch reduzieren, indem die Auswertung mittels inverser Simulation erfolgt und somit das Abwarten stationärer Strömungsbedingungen unterbleiben kann.

Ein weiterer Nachteil der Messung mit dem Tensionsinfiltrometer stellt die Abhängigkeit von den Feldbedingungen dar. Der maximal mögliche Unterdruck für die Infiltration ergibt sich aus den aktuellen Saugspannungsverhältnissen im Boden, die in den meisten Fällen dem aktuellen Grundwasserflurabstand entsprechen. Messungen in tieferen Schichten können durch zu hohe Grundwasserstände unter Umständen gänzlich unmöglich sein. Aus diesem Grund beschränkt sich der Gültigkeitsbereich der von Dechow aus der Tensionsinfiltrationsmessung ermittelten Parameterfunktionen auf die obersten 0,25 m des Messplatzes. Für eine Modellierung des Standortes wird jedoch ebenfalls eine Aussage über tiefer liegende Bodenschichten benötigt, sodass ergänzend zur Messung mit dem Tensionsinfiltrometer in jedem Fall ein weiteres Messverfahren herangezogen werden muss.

3.2.3 Verdunstungsversuche

Im Rahmen seiner Arbeit ermittelt [Hanschke 2003] ungesättigte, hydraulische Leitfähigkeitsfunktionen mittels Verdunstungsversuchen an Stechzylinderproben aus dem Untersuchungsgebiet. Die Versuche werden im Institut für Bodenkunde der Universität Rostock (heute Agrar- und Umweltwissenschaftliche Fakultät) durchgeführt und die Messergebnisse in eine von Prof. Bohne zur Auswertung nach Schindler [Schindler 1980] erstellte Excel-Tabelle eingefügt.

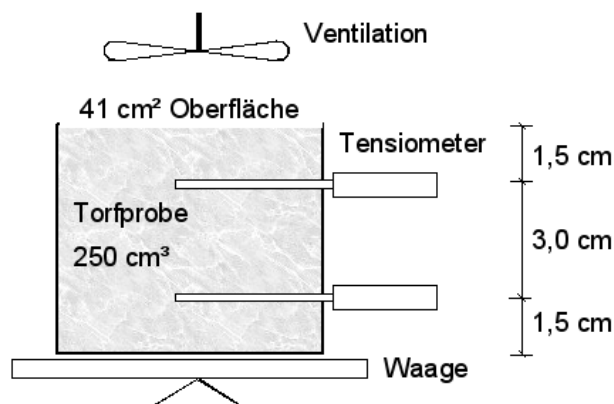


Abb. 3.19: Aufbau des Verdunstungsversuches nach [Schindler 1980](schematisch)

Durch [Dechow 2002] erfolgt eine weitere Auswertung der Versuche mittels inverser Simulation mit dem Programm HYDRUS-1D. Die für die Versuche genutzten Stechzylinderproben sind nahe dem Messplatz A6 aus unterschiedlichen Tiefen in vertikaler sowie horizontaler Richtung entnommen. Dechow beschränkt sich in seiner Auswertung auf die Messdaten vertikal entnommener Proben, zwei aus 10 cm Tiefe und drei aus 30 bis 40 cm Tiefe.

Abbildung 3.19 gibt den Versuchsaufbau schematisch wieder, den die ku-pF Apparatur der Firma UGT realisiert. Der Probekörper ist nach oben hin offen und zu allen übrigen Seiten hin abgedichtet. Ein Ventilator regelt den atmosphärischen Verdunstungsanspruch, sodass es zu einer nach oben gerichteten, instationären Strömung kommt. Minitensiometer erfassen den Saugspannungsverlauf in zwei Tiefen, während der Wassergehalt indirekt durch Wägung ermittelt wird.

Bei der Versuchsauswertung werden, wie in [Tamari 1988] aufgeführt, folgende Annahmen getroffen:

- Die Strömung erfolgt eindimensional und unter isothermen Bedingungen nach dem Fließgesetz von Darcy.
- Der Luftdruck im Boden entspricht dem der umgebenden Atmosphäre.
- Es dringt während des Versuches kein Wasserdampf in die Probe ein.
- Der Probekörper ist homogen hinsichtlich seiner hydraulischen Eigenschaften.
- Während des Versuchsablaufes unterliegt der Probekörper keinen Quellungs- oder Schrumpfungprozessen.
- Das osmotische Potential ist vernachlässigbar.

Unter der vereinfachenden Annahme von Stationarität innerhalb kleiner räumlicher und zeitlicher Intervalle gilt für die Versuchsauswertung der auf der Darcy-Gleichung beruhende Ansatz nach [Schindler 1980]. Die Auswertung beschränkt sich dabei auf den Ausschnitt der Probe zwischen den beiden Tensiomern und ist daher unabhängig von der Ermittlung der Randbedingungen am oberen und unteren Probenrand.

Die nach Schindler ermittelten, ungesättigten Leitfähigkeiten weisen im Grobporbereich eine recht hohe Streuung auf. [Schindler und Müller 1995] führen diese im niedrigen Saugspannungsbereich auftretenden größeren Streuungen und Unsicherheiten der ermittelten Leitfähigkeitswerte auf die sehr hohen Anforderungen an die Genauigkeit der Saugspannungs- und speziell der Saugspannungsdifferenzmessung in diesem Bereich zurück. Aus diesem Grund führte Dechow eine erneute Auswertung mittels instationärer Strömungssimulation durch, die den gesamten Probekörper umfasst.

Das durch den Versuchsaufbau überbestimmte System ermöglicht eine Parameterermittlung der Funktionen für die Retentionsbeziehung und ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit mittels inverser Simulation. Das dafür genutzte Programm

HYDRUS-1D [Simunek u. a. 1998] basiert auf der Richards-Gleichung und ist daher in der Lage, die vertikale Verteilung des Wassergehaltes während des Versuchsablaufes zu berücksichtigen und die Verdunstungsrate räumlich der Oberfläche des Probekörpers zuzuordnen.

Um die Anzahl der anzupassenden Parameter möglichst gering zu halten, übernimmt Dechow die bereits nach Schindler bestimmten Werte für den Sättigungswassergehalt Θ_s und die Residualfeuchte Θ_r . Die Sensitivität des Modells hinsichtlich des residualen Wassergehaltes erweist sich dabei als sehr gering. Θ_r nimmt häufig den Wert 0 an. Die übrigen nach Schindler ermittelten Parameter gehen als initiale Schätzwerte in die Simulation ein, um die Wahrscheinlichkeit zu erhöhen, das absolute Minimum der Testfunktion anstatt eines lokalen Minimums zu erreichen.

Die Parameteranpassung mit dem Programm HYDRUS-1D erfolgt zunächst wie auch beim Verfahren nach Schindler für die van Genuchten/Mualem-Funktion. Wegen der sehr geringen Streuung der Retentionsbeziehung werden zunächst die Parameter der van Genuchten Funktion angepasst und anschließend die gesättigte Leitfähigkeit nach Mualem bestimmt [Dechow 2002]. Die aus der Funktion ermittelten Werte für die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit fallen mit $4,6 \cdot 10^{-8}$ bis $2,3 \cdot 10^{-7}$ m/s (0,4 bis 2 cm/d) signifikant geringer aus, als die von [Hanschke 2003] direkt an Stechzylinderproben vom Messplatz A6 im Labor ermittelten Leitfähigkeiten von $5,2 \cdot 10^{-6}$ bis $2,3 \cdot 10^{-5}$ m/s (45 bis 200 cm/d) [Dechow 2002]. Aufgrund des ausreichend großen Stichprobenumfangs lassen sich diese Unterschiede nicht durch räumliche Variabilität der Bodeneigenschaften erklären. Es bleibt die Schlussfolgerung, dass entweder eines der Messverfahren ungeeignet ist und zu systematischen Fehlern führt, oder die angepasste Funktion im Bereich nahe Sättigung nicht in der Lage ist, die real auftretenden Leitfähigkeiten wiederzugeben. Um letzteres zu prüfen, erfolgt eine weitere inverse Simulation mit HYDRUS-1D zur Parameteranpassung an die von [Durner 1994] für bimodale Porengrößenverteilung (duale Porosität) vorgeschlagene, modifizierte van Genuchten/Mualem-Funktion.

Durner berechnet nach Gleichung 3.7 die effektive Sättigung S_e für beide Porengrößenbereiche getrennt voneinander und summiert sie anschließend mit dem jeweiligen Faktor w_1 bzw. $w_2 = 1 - w_1$ gewichtet auf. Aus der effektiven Sättigung ergibt sich analog der Wasserretentionsbeziehung nach van Genuchten der aktuelle Wassergehalt Θ aus Gleichung 3.9.

$$S_e = w_1 \left[\frac{1}{1 + (\alpha_1 |h|)^{n_1}} \right]^{m_1} + w_2 \left[\frac{1}{1 + (\alpha_2 |h|)^{n_2}} \right]^{m_2} = w_1 S_{e1} + w_2 S_{e2} \quad (3.7)$$

mit

$$m_i = 1 - \frac{1}{n_i} \quad (3.8)$$

$$S_e = \frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} \Rightarrow \Theta = \Theta_r + S_e(\Theta_s - \Theta_r) \quad (3.9)$$

Da nur bei den beiden Proben aus 10 cm Entnahmetiefe die Saugspannungsmessung der Verdunstungsversuche mit 3 bis 5 hPa bereits im Bereich der Grobporen beginnen, beschränkt sich hier die Parameteranpassung nach Durner auf diese beiden Versuchsreihen. Die nach den drei vorgestellten Methoden ermittelten Parametersätze werden anschließend durch eine Modellanwendung mit HYDRUS-1D unter unveränderten Randbedingungen getestet, indem die Spannungsverläufe an den Tensiometermessstellen simuliert werden. Für die Probe I aus 10 cm Tiefe erzielt [Dechow 2002] mit der Parameterfunktion nach Durner die geringsten Abweichungen von den Messwerten, wie die Abbildung C.18 im Anhang C.6 zeigt. Alle von [Dechow 2002] ermittelten Parametersätze sind ebenfalls im Anhang in Tabelle C.5 aufgeführt.

Durch die geringe Modellsensitivität hinsichtlich der gesättigten Leitfähigkeit bei einer bimodalen Porengrößenverteilung ergeben sich für die im niedrigen Saugspannungsbereich befindlichen Makroporen sehr hohe hydraulische Leitfähigkeiten. Die guten Ergebnisse, die mit der von Durner modifizierten van Genuchten/Mualem-Funktion erzielt werden, deuten darauf hin, dass die Grobporen für die hydraulischen Eigenschaften des obersten Bodenhorizontes am Standort Grage-topshof eine große Bedeutung haben und hier zu hohen, vertikalen Leitfähigkeiten (> 10 cm/d) im Makroporenbereich und geringen Leitfähigkeiten im Saugspannungsbereich größer 5 hPa führen [Dechow 2002].

Spätere Modellanwendungen (Kapitel 5.2) unter Verwendung der von [Dechow 2002] ermittelten Parameter der van Genuchten/Mualem-Funktion im Simulationsmodell FEFLOW gaben Anlass zu einer eingehenden Überprüfung der Versuchsauswertung. Es stellt sich dabei heraus, dass bei [Dechow 2002] der Abstand der Minitensiometer in den Stechzylinderproben fälschlicherweise mit 2 cm anstatt mit 3 cm in die Auswertungen eingegangen ist. Dies gilt sowohl für die Auswertemethode nach Schindler als auch die inverse Simulation mit Hydrus-1D. Zur Einschätzung der daraus resultierenden Fehler werden die Verdunstungsversuche erneut ausgewertet.

Die erneute Parameteranpassung unterscheidet sich neben der korrigierten Modellgeometrie in einigen weiteren Punkten von der Anpassung, die [Dechow 2002] vorgenommen hat. So ist beispielsweise für den bei [Dechow 2002] mit "Probe I aus 10 cm Tiefe" bezeichneten Versuch keine Auswertung nach [Schindler 1980] möglich, da die Messwerte im relevanten Saugspannungsbereich von bis zu 200 hPa eine zu große Streuung aufweisen und keinen funktionalen Zusammenhang erkennen lassen. Die ebenfalls erneut ausgewertete Probe I aus 30 bis 40 cm Tiefe lässt hingegen eine Parameteranpassung nach Schindler zu, ergibt jedoch für die Anpassung der nach Durner modifizierten van Genuchten/Mualem-Funktion keine weitere Verbesserung gegenüber der einfachen van Genuchten/Mualem-Funktion.

Desweiteren werden bei der Parameterermittlung durch inverse Simulation zusätzlich die indirekt per Wägung erfassten Wassergehalte als weitere Anpassungsgröße verwendet. Dabei wird eine lineare Wassergehaltsverteilung in der Stechzylinderprobe für den Simulationszeitraum von drei Tagen angenommen, die erlaubt, den mittleren Wassergehalt der Probe dem Wassergehalt in der Probenmitte zwischen den beiden Minitensiometern gleichzusetzen. Die Annahme linearer Wassergehaltsverteilung in den Probekörpern während des Verdunstungsversuches wird von [Schindler 1993] u. a. für Torfböden geprüft und als gerechtfertigt erkannt.

Um der gerätespezifischen Streuung der Tensiometermesswerte entgegenzuwirken, gehen die Messwerte als gleitende Mittelwerte in die Simulation ein, sodass sie einen stetigen Kurvenverlauf ergeben. Da bei Feuchtgebieten der Funktionsbereich nahe der Sättigung von besonderem Interesse ist, wird der erste halbe Tag des simulierten Versuchsablaufes mit 5:1 gewichtet.

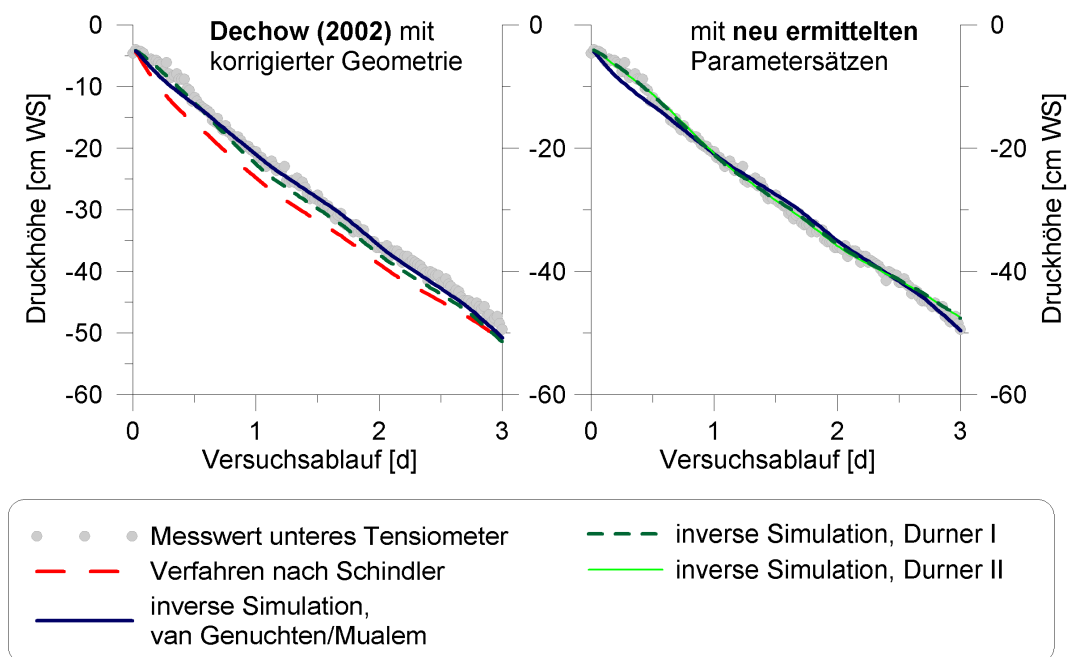


Abb. 3.20: Gemessene und mit HYDRUS-1D simulierte Saugspannungsverläufe im unteren Messhorizont des Verdunstungsversuchs der Probe I aus 10 cm Tiefe; links: Parameter aus [Dechow 2002]; rechts: neu ermittelte Parameter

Für die Probe I aus 10 cm Tiefe sind in Abbildung 3.20 die gemessenen Spannungsverläufe den jeweiligen Simulationsergebnissen mit Hydrus-1D gegenübergestellt. Die entsprechende Darstellung für die Probe I aus 30 - 40 cm Tiefe befindet sich in Abbildung C.20 im Anhang C.6. Dort sind auch die neu angepassten Parameter in Tabelle C.6 zusammengefasst.

Der linke Graph zeigt die Ergebnisse der erneuten Simulation mit Hydrus-1D auf der Basis der von [Dechow 2002] ermittelten Parameter bei korrigierter Versuchsgeometrie im Modell. Die Auswirkungen der fehlerhaften Modellgeometrie scheinen auf den ersten Blick nur relativ gering auszufallen, was sich jedoch bei der späteren Simulation mit FEFLOW als Irrtum erweist (siehe Kapitel 5.2).

An die Probe I aus 10 cm Tiefe werden zwei Parameterfunktionen nach Durner angepasst, zum einen durch Bestimmung von Θ_s während der Simulation (Durner I) und zum anderen mit dem als Porosität im Labor bestimmten Wert von 0,89 (Durner II). Wie aus dem rechten Graphen zu entnehmen ist, geben die Kurvenverläufe der beiden Parametersätze nach Durner die Messwerte besser wieder als die ermittelte, einfache van Genuchten/Mualem-Funktion, wobei sie sich untereinander jedoch kaum unterscheiden. Die von [Dechow 2002] getroffene Vermutung einer dualen Porenverteilung im oberen Bodenhorizont wird somit von den Ergebnissen der erneuten Parameteranpassung bestätigt.

3.3 FEFLOW und der Interface Manager IFM

FEFLOW (Finite Element subsurface FLOW system) ist eines der fortschrittlichsten Programmpakete zur Modellierung von Strömungs- und Transportvorgängen in gesättigten und ungesättigten porösen Medien. Mit FEFLOW können sowohl zwei- als auch dreidimensionale, stationäre oder instationäre Simulationen auf Basis der Finite-Element-Methode FEM durchgeführt werden. Für die Berechnung der ungesättigten Strömung findet die Richards-Gleichung Anwendung.

Als Produkt der WASY (Gesellschaft für Wasserwirtschaftliche Planung und Systemforschung mbH) wird FEFLOW ständig weiterentwickelt. Das Modell verfügt über eine Vielzahl von Funktionen, auf die an dieser Stelle nur soweit eingegangen werden soll, wie dies für die nachfolgenden Abhandlungen von Bedeutung ist.

FEFLOW ist für Rechnerarchitekturen der UNIX- sowie der Windows-Welt erhältlich und verfügt seit der Version 4.8 mit dem Interface Manager (IFM) über ein Werkzeug zur Kopplung externer Programme. Auf diese Weise wird dem Anwender eine individuelle Anpassung von FEFLOW an spezielle Problemstellungen ermöglicht, ohne dabei in den Quellcode von FEFLOW einzugreifen. Mit Hilfe des IFM werden Programm-Module erstellt, die über definierte Einstiegsfunktionen, die "Callback-Funktionen", mit FEFLOW Daten austauschen. Mit der Callback-Funktion wird die Platzierung der eigenen Befehle innerhalb des Programmablaufes in FEFLOW angegeben, z. B. vor Start der Simulation (PreSimulation) oder vor der Lösung der Strömungsberechnung in jedem Zeitschritt (PreFlowSimulation). Der Zugriff auf die Daten und Methoden von FEFLOW geschieht über die IFM API.

Der IFM generiert automatisch einen Modul-Quellcode in der Programmiersprache C, in dem die vom Anwender gewählten Callback-Funktionen ohne weiteren Inhalt angelegt sind. Innerhalb der Grenzen der jeweiligen Callback-Funktion kann der Anwender nun seine eigenen Befehle in C oder auch C++ einfügen. Für den Zugriff auf die internen Daten und Methoden von FEFLOW stehen spezielle API-Funktionen (Application Programming Interface) zur Verfügung, die mit dem Prefix "Ifm" beginnen. So lässt sich z. B. mit "IfmSetMatFlowStorativity" ein Speicherkoeffizient einem angegebenen Element des FEM-Problems zuweisen.

Um ein lauffähiges Programm-Modul zu erhalten, welches im FEFLOW Problem Editor unter dem Menü IFM ausgewählt und in das aktuelle FEM Problem ein- bzw. auch wieder ausgebonden werden kann, muss der Quellcode des Moduls kompiliert werden. Dafür bietet der IFM unter Unix bzw. Linux die Möglichkeit, per Schaltfläche direkt den systemeigenen Compiler aufzurufen. Die Einbindung der verwendeten Programmbibliotheken erfolgt dabei automatisch. Unter anderen Betriebssystemen ist im allgemeinen für die Kompilierung auf zusätzliche Software zurückzugreifen.

Kapitel 4

Prozessidentifikation und Modellentwicklung

4.1 Auswertung der Feldmessdaten

4.1.1 Meteorologische Größen

Wie bereits in Kapitel 3.1.2 erwähnt, ist es nicht Gegenstand dieser Arbeit, die Gebietsverdunstung auf Grundlage der erfassten meteorologischen Größen zu ermitteln. Die Auswertung wird vielmehr auf Niederschlagsereignisse beschränkt, während der die Verdunstung vergleichsweise gering ist, sodass diese als Störgröße bei der Simulation weitgehend vernachlässigt werden kann. Für eine detaillierte Analyse der meteorologischen Verhältnisse am Standort Gragetopshof, insbesondere mit Hinblick auf die Gebietsverdunstung, sei auf die Arbeit von [Frahm 2006] verwiesen. An dieser Stelle werden die meteorologischen Daten nur kurz und exemplarisch anhand von zwei für die Verdunstung typischen Tagen ohne Niederschlag (Abbildung 4.1) vorgestellt.

Die Messwerte der meteorologischen Sensoren bewegen sich innerhalb plausibler Bereiche. Dies betrifft sowohl die Größenordnung und Relation zueinander als auch die jeweiligen Tagesgänge. Mit der nächtlich absinkenden Lufttemperatur steigt die relative Luftfeuchte bis zur Sättigung. Der Tagesgang der Bodentemperatur ist gegenüber dem der Lufttemperatur zeitlich verschoben. Er zeigt eine sehr viel geringere Amplitude. Beides ist auf das größere Wärmespeichervermögen des Bodens gegenüber der Luft zurückzuführen.

Die Messergebnisse der beiden parallel eingesetzten Bodenwärmestromplatten sind nahezu identisch. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass einbaubedingte Messfehler weitestgehend auszuschließen sind. Der Anstieg des Bodenwärmestroms erfolgt zeitgleich mit der Erwärmung der Luft, sodass beide Vorgänge der gleichen Ursache, nämlich der Sonneneinstrahlung, zuzuschreiben sind. Während der Bodenwärmestrom bereits am Nachmittag wieder zurückgeht, nimmt die Lufttemperatur erst ca. zwei bis drei Stunden später und zeitgleich mit der Windge-

schwindigkeit ab. Die nächtliche Abnahme der Windgeschwindigkeit deutet auf ein lokales Windsystem hin.

Die Messdaten des gesamten Beobachtungszeitraumes befinden sich im Anhang C.5 in den Abbildungen C.14 bis C.16. Bei der Niederschlags erfassung 2000 auf der Mess-Insel sind im letzten Drittel der Messperiode technisch bedingte Fehler aufgetreten, sodass für diesen Zeitraum keine zuverlässigen Daten vorliegen. Die Niederschlagsmessung beginnt erst wieder im Mai 2001 mit der Installation der Agrarmeteorologischen Messstation. Im Herbst 2001 kommt es zu technischen Störungen durch Ameisenbefall des Datenloggers, sodass hier die Aufzeichnungen für diese Vegetationsperiode enden.

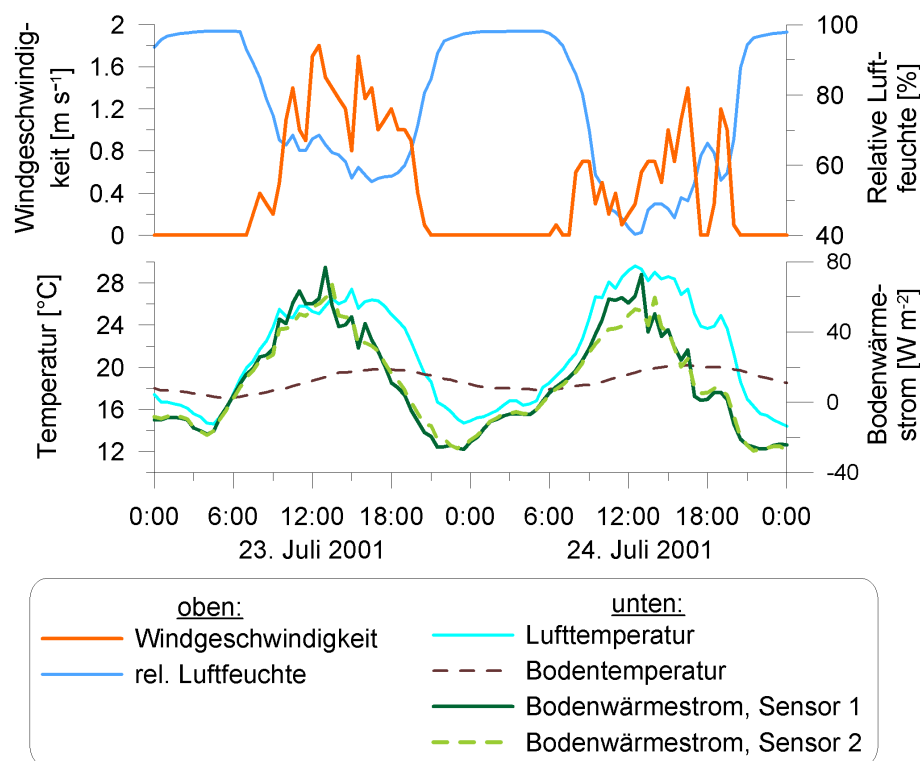


Abb. 4.1: Ausschnitt aus den Messdaten der Meteorologischen Station, 24. Juli 2001

Die Windgeschwindigkeit schwankt während des Beobachtungszeitraumes zwischen 0 und 5 ms⁻¹ und liegt im Mittel bei 0,9 ms⁻¹, was der Lage des Standortes im Warnowtal geschuldet ist. Die mit einem Mittelwert von 82 % sehr hohe relative Luftfeuchtigkeit, die während des gesamten Beobachtungszeitraumes nicht unter 50 % sinkt, ist ein Indiz für die sehr hohe Gebietsverdunstung bei gleichzeitig geringer Windgeschwindigkeit. Die Temperaturen von Luft und Boden schwanken nahezu um den gleichen Mittelwert (Luft: 15,7; Boden: 15,9), wobei die Amplituden der Bodentemperatur wegen der höheren Wärmespeicherkapazität erwartungsgemäß deutlich geringer ausfallen.

4.1.2 Grundwasserstand

Die erfassten Grundwasserstände bestätigen die bereits bei [Uebigau 1996] und [Hanschke 1996] genannte Strömungsrichtung vom Hang ins Tal zur Warnow. Zudem übersteigen die Standrohrspiegelhöhen im tiefer liegenden, sandigen Grundwasserleiter während des gesamten Beobachtungszeitraumes sowohl die Messwerte im Torf als auch die Geländeoberkante, wie Abbildung 4.2 am Beispiel der Messwerte entlang des Transekt A vom 3. Juli 2001 zeigt.

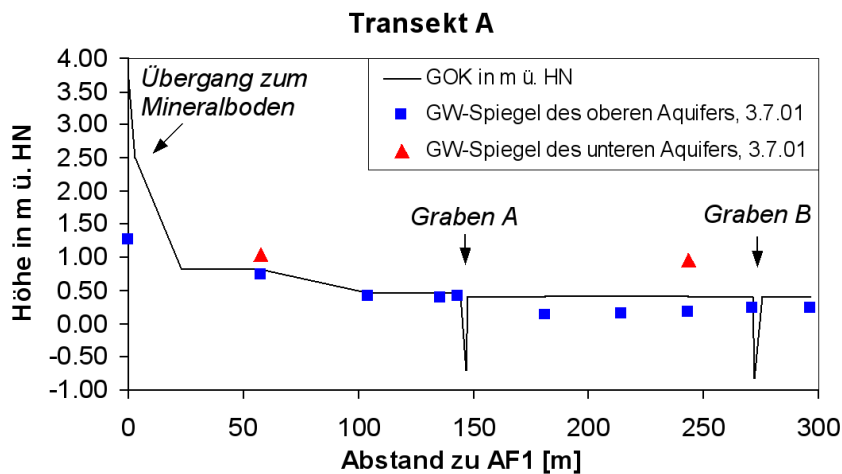


Abb. 4.2: Grundwasserstände entlang Transekt A am 3. Juli 2001, überhöhte Darstellung

Ebenfalls auffällig in Abbildung 4.2 sind die Grundwasserspiegel im Torfkörper (oberer Aquifer). Von der Moorgrenze bis zum Graben A sind die Grundwasserstände selbst zu diesem Zeitpunkt im Hochsommer sehr nahe der Geländeoberkante, was auf eine gute Wassernachlieferung aus dem mineralischen Grundwasserleiter und eine gute Funktionalität des Durchströmungsmoores in diesem Bereich schließen lässt. Erst im nachfolgenden Abschnitt zwischen den Gräben A und B kommt es zu Grundwasserständen von bis zu 0,25 m unter Geländeoberkante. Die Messwerte des Grundwasserstands zeigen hier zudem eine verdunstungsbedingte ausgeprägte Tagesperiodik. Offensichtlich ist die Wasserversorgung des Gebietes zwischen Graben A und Warnow nicht so gut wie in dem Abschnitt davor, was der Störung durch den Graben geschuldet ist, durch welche es an dieser Stelle zum Abfall des Druckgradienten kommt. Zudem wird die stärkere, vormalige Entwässerung und die damit einhergehende stärkere Degradierung und Verdichtung des Torfes dessen Durchlässigkeit verringert haben. Ein Ausschnitt aus den Messdaten des Jahres 2000 ist in Abbildung 4.3 wiedergegeben. Die gesamten Messergebnisse der mittels Orphimedes Datensammler kontinuierlich aufgezeichneten Grundwasserstände sind im Anhang C.2 dargestellt, wobei diese für die Substrate Mineralboden (Abbildung C.1) und Torf (Abbildung

C.2) jeweils in einer Grafik zusammengefasst sind. Für die Messplätze, an denen die Orphimedes nicht frostsicher einzubauen sind, ergeben sich folglich Lücken in den Datenreihen. Zudem ist es während der Messperioden bei einigen Datensammlern zu gerätebedingtem Messausfall gekommen.

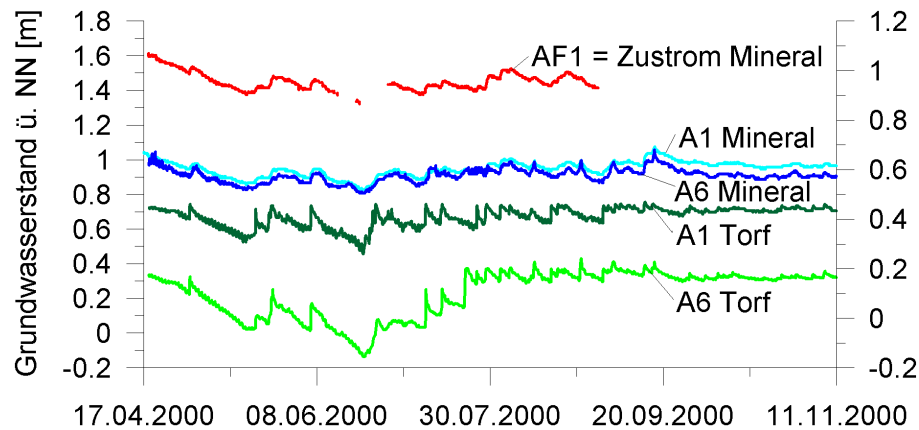


Abb. 4.3: Vergleich der Grundwasserstände im Torf und mineralischen Aquifer an den Messplätzen A1 und A6 sowie mit dem Hangbereich bei AF1

Die Datenreihen aus dem mineralischen Aquifer stimmen im Ganglinienverlauf gut miteinander überein. Insbesondere die beiden Kurven des gespannten Aquifer an den Messplätzen A1 und A6 verlaufen nahezu parallel und ergeben im Jahr 2000 nahezu identische Messwerte. Die Daten des im Zustrombereich des Gebietes am Messplatz AF1 gelegenen Orphimedes weisen während des gesamten Beobachtungszeitraumes höhere Grundwasserstände und im allgemeinen auch höhere Amplituden der Messwerte gegenüber dem gespannten Aquifer auf. Die im Torf gemessenen Grundwasserstände zeigen zwar ähnliche Ganglinienverläufe, weichen jedoch in ihren Amplituden stärker voneinander ab. Aufgrund des Verdunstungseinflusses unterliegen die Messwerte im Torf höheren Schwankungen als im mineralischen Aquifer. Die Darstellung als Grundwasserflurabstände im unteren Teil von Abbildung C.2 macht deutlich, dass der Grundwasserstand im Torf am Messplatz A1 weniger starken Schwankungen unterworfen ist als am Messplatz A6. Dies ist auf die bereits genannte bessere hydraulische Anbindung des hangseitigen Bereiches an den mineralischen Aquifer zurückzuführen. Durch den geringeren Zustrom vom Hangbereich zum Messplatz A6 wirkt sich hier die Verdunstung noch stärker als am Messplatz A1 auf den Grundwasserspiegel aus. Wie der spätere Vergleich mit den TDR- und Tensiometerdaten in den Abbildungen 4.4 und 4.5 zeigt, stimmen die Messungen des Orphimedes bei A6 zeitlich gut mit den Messungen der Tensiometer und TDR-Sonden überein. Es ist deshalb davon auszugehen, dass der Eintrittswiderstand der Grundwasserrohre vernachlässigbar gering ist und die gemessenen Wasserstände die tatsächlichen Verhältnisse im Aquifer gut wiedergeben.

4.1.3 Bodenwassergehalt mittels TDR-TRIME Sonden

Bei der Auswertung der Messergebnisse der TDR-TRIME Sonden ist zu beachten, dass das TRIME-Verfahren auf niedrige Wassergehalte ausgelegt ist [IMKO 2002b]. Wie es für intakte oder nur mäßig degradierte Niedermoore zu erwarten ist, sind die am Standort Gragetopshof anzutreffenden Wassergehalte jedoch sehr hoch und nahe der Sättigung. Die angewendete Basiskalibrierung, die auf den Messbereich hoher Wassergehalte angepasst ist, liefert im Labor für die dort verwendeten Medien (Wasser und wassergesättigte Glasperlen) recht gute Ergebnisse, kann aber nur bedingt als Ersatz für eine Materialkalibrierung eingeschätzt werden. Die Laboruntersuchungen von [Hanschke 2003] zeigen zudem, dass die für das Torfsubstrat spezifische Kalibrierung aufgrund der Volumenänderung des Probekörpers bei variierendem Wassergehalt nicht unbedingt zu eindeutigen Ergebnissen führt (siehe dazu Abbildung 3.8, Seite 30).

Ein Heranziehen von in der Literatur zu findenden Kalibrierfunktionen erweist sich ebenfalls als problematisch, da sich diese auf die Abhängigkeit des Wassergehalts von der Dielektrizitätskonstante ϵ_r beziehen und nach [Oleszczuk u. a. 2004] größtenteils Polynome 3. Ordnung oder auch Quadratwurzel-Funktionen darstellen. Wegen der in den Sonden fest installierten Messwertverarbeitung besteht keine Möglichkeit auf den Originalmesswert Laufzeit bzw. die Pseudolaufzeit zuzugreifen, über die ansonsten unter Berücksichtigung der Sondengeometrie eine Berechnung der Dielektrizitätskonstante möglich wäre.

Aus diesen Gründen ist die Erfassung des volumetrischen Wassergehaltes am Standort Gragetopshof mittels der verwendeten TRIME-Sonden derzeit noch mit hohen Unsicherheiten belastet. Folglich sind die Feldmessdaten der TRIME-Sonden nur unter Beachtung ihrer möglichen Fehler zu verwenden und eher als Orientierungswerte denn als absolute Messgrößen einzuschätzen.

Als Beispiel für die Ergebnisse der Messungen mit den TDR-TRIME Sonden ist in Abbildung 4.4 ein Ausschnitt aus der Messperiode 2001 dargestellt, in der beide Sonden-Typen am Messplatz A5 parallel angeordnet sind. Die gesamten Messergebnisse der TDR-TRIME-Sonden für die beiden Beobachtungszeiträume sind im Anhang C.3 in Abbildung C.3 und C.4 dargestellt.

Während der Messperiode 2000 sind am Standort A5 die 'nicht-intelligenten' TDR-TRIME-Sonden in 55 cm und 70 cm Tiefe ausgefallen. Bei den Messungen im Jahr 2000 fallen die sehr viel stärker ausgeprägten Amplituden der 'nicht-intelligenten' TRIME-P2Z Sonden gegenüber denen der 'intelligenten' TRIME-EZ auf. Mit der Wiederholungsmessung am Messplatz A5 im Jahr 2001 bestätigt sich der Verdacht, dass die Messwerte teilweise stärker von der Sondenart als dem tatsächlichen Wassergehalt des umgebenden Bodens abhängen. Während die 'nicht-intelligenten' Sonden eine deutlich ausgeprägte Tagesperiodik der Wassergehalte zeigen, wird diese von den Messwerten der 'intelligenten' Sonden nur angedeutet. Da sich die beiden Sonden-Typen theoretisch nur in der Signalverarbeitung

und -übertragung unterscheiden, liegt die Vermutung nahe, dass die unterschiedliche Sensibilität der Sonden durch deren spezielle Basiskalibrierung im Labor zustande kommt.

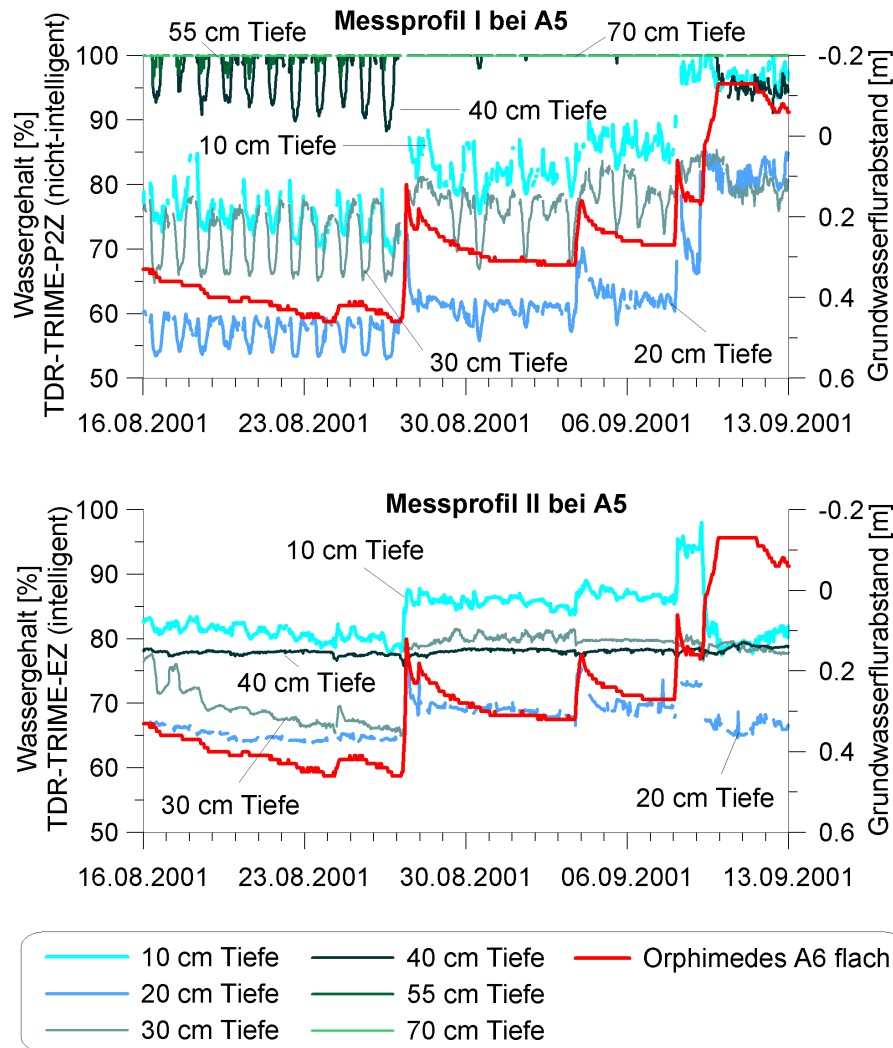


Abb. 4.4: Ausschnitt aus den Messdaten der TDR-TRIME-Sonden am Messplatz A5 und des Grundwasserstandes am Messplatz A6 im Jahr 2001

Die auftretenden, tagesperiodischen Schwankungen lassen sich auf die Verdunstung zurückführen, die tagsüber zu einer Verringerung des Wassergehaltes in allen Tiefen führt. In den Nachtstunden steigt der Wassergehalt wieder gleichmäßig in allen Messtiefen an, was auf einen entsprechenden Zustrom aus dem Grundwasser schließen lässt.

In Abbildung 4.4 ist ebenfalls der kontinuierlich aufgezeichnete Grundwasserstand am Messplatz A6 bezogen auf die Geländehöhe dargestellt. Es kann davon

ausgegangen werden, dass sich die Grundwasserstände der Messplätze A5 und A6 entsprechen. Der in 70 cm Tiefe im Messprofil I erfasste Wassergehalt beträgt während des gesamten, dargestellten Zeitraumes 100 %. Vor dem Hintergrund, dass sich diese TDR-Sonde die ganze Zeit vollständig im Grundwasser befindet, erscheint das Messergebnis plausibel.

Ein ähnliches Verhalten ist bei den Messwerten der 'nicht-intelligenten' Sonden aus 55 cm und 40 cm Tiefe zu erkennen, nachdem der Grundwasserspiegel auf 30 cm unter Geländeoberkante gestiegen ist. Bis dahin zeigt die Sonde aus 40 cm Tiefe noch eine deutliche Tagesperiodik, deren Spitzen jedoch aufzeichnungsbedingt nicht über 100 % hinausgehen.

Das Messprofil II reicht nur bis zu einer Tiefe von 40 cm, wo sich bis auf ein geringfügiges Rauschen über den gesamten betrachteten Zeitraum ein konstanter Messwert von ca. 78 % ergibt. Es ist davon auszugehen, dass es sich hierbei um den Messwert bei maximaler Sättigung des Bodens handelt, der jedoch nicht als korrekter Absolutwert zu interpretieren ist.

Die übrigen TDR-Sonden, die sich teilweise oder vollständig in der ungesättigten Zone befinden, reagieren zeitgleich mit der stufenweise erfolgenden Grundwasserspiegelanhebung durch erhöhte Wassergehaltswerte. Je näher eine Sonde zum Grundwasserspiegel gelegen ist, desto geringer fällt die Anhebung des Wassergehaltes aus, was durch die jeweilige Vorsättigung zu erklären ist. Es ist also davon auszugehen, dass sich vor den jeweiligen Grundwasseranstiegen ein der Wasserretentionsbeziehung entsprechendes Feuchteprofil ausgebildet hat.

Am Ende des in Abbildung 4.4 gegebenen Ausschnitts tritt der Grundwasserspiegel für mehrere Tage über die Geländeoberkante. Die in diesem Zeitraum erreichten Wassergehaltswerte sind folglich als die jeweils maximalen Messwerte zu betrachten. Eine Ausnahme stellen die Sonden in 10 cm und 30 cm Tiefe vom Messprofil II dar, deren Messwerte an dieser Stelle unvermittelt absinken, was hier als Messfehler gewertet werden muss.

Für die 'nicht-intelligenten' Sonden in 20 cm und 30 cm Tiefe vom Messprofil I ergeben sich beim Überstau Messwerte in gleicher Größenordnung, die deutlich unterhalb der in 10 cm Tiefe liegen. Die Vermutung liegt nahe, dass sich die Bodeneigenschaften in 10 cm Tiefe erheblich von denen in 20 cm und 30 cm unterscheiden. Die Schichtgrenze ist dabei zwischen 10 cm und 20 cm Tiefe anzunehmen.

Stellt man jeweils die Ergebnisse der Sonden in 10 cm und 30 cm Tiefe beider Messprofile einander gegenüber, so fällt auf, dass sie vergleichbare Wertebereiche aufweisen. Die Sonden aus 10 cm Tiefe ergeben Werte von 80 - 90 %, die aus 30 cm Tiefe von 65 - 80 %. Die Übereinstimmung der Wertebereiche in beiden Messprofilen lässt darauf schließen, dass die Messwerte weitgehend fehlerfrei sind, wodurch sich die Vermutung einer horizontalen Schichtgrenze der Bodeneigenschaften erhärtet.

Die höheren Wassergehaltswerte in der oberen Bodenschicht deuten auf einen höheren Gesamtporenanteil hin. Wie bereits erwähnt, erlauben die Messwerte der

TDR-TRIME Sonden keine gesicherte Aussage zu den tatsächlichen Bodenwassergehalten am Standort. In Anbetracht der von [Hanschke 2003] erzielten Ergebnisse der Spezial-Materialkalibrierung der Sonden auf das Torfsubstrat des Standortes Gragetopshof kann davon ausgegangen werden, dass sich die realen Wassergehaltswerte ungefähr $\pm 10\%$ von den Messwerten unterscheiden.

4.1.4 Bodensaugspannung mittels Tensiometer

Die mittels Tensiometer erfassten Daten der Bodentemperatur und -saugspannung des gesamten Beobachtungszeitraumes enthält der Anhang C.4. Die Messergebnisse der Bodensaugspannung sind sowohl im Original als auch mit der in Kapitel 3.1.2 beschriebenen Korrektur dargestellt.

Während der Messperiode 2001 ist das in 40 cm Tiefe installierte Tensiometer des Messprofil I am Messplatz A5 ausgefallen. Es wurde deshalb durch das Tensiometer aus 70 cm Tiefe ersetzt.

Die Ganglinien der Bodentemperatur des Jahres 2000 zeigen für beide Messplätze ähnliche Verläufe. Mit zunehmendem Abstand zur Geländeoberkante nimmt die Bodentemperatur und deren Schwankungsbreite ab. Während die Temperaturen nahe der Geländeoberkante an beiden Messplätzen einander entsprechen, sinken die Bodentemperaturen am Messplatz A6 mit zunehmender Tiefe stärker ab. Gegen Ende des Sommers nehmen die Temperaturen insgesamt und in ihrer Amplitude ab und vergleichmäßigen sich über die Tiefe. Die Messungen des Jahres 2001 am Messplatz A5 zeigen eine sehr gute Übereinstimmung, sodass gerätespezifische Messfehler auch für die vorhergehende Messperiode ausgeschlossen werden können.

Exemplarisch für die Messergebnisse der Bodensaugspannung ist mit Abbildung 4.5 ein Ausschnitt aus den höhenkorrigierten Messwerten des Jahres 2001 vom Messprofil I am Messplatz A5 gegeben. Die Darstellung der Bodensaugspannung als Totalpotential in Meter Wassersäule (m WS), welches auf die Geländeoberkante bezogen ist, ermöglicht einen direkten Vergleich mit den Messwerten des Grundwasserflurabstandes am Messplatz A6, der zusammen mit dem Niederschlag ebenfalls eingezeichnet ist. Trotz der bereits erfolgten Höhenkorrektur treten bei den Tensiometern unterschiedlicher Einbautiefe noch erhebliche Differenzen in den Messwerten auf, die jedoch nicht durch die Lage der Tensiometer zueinander oder zur Grundwasseroberfläche zu erklären sind. Während die Messwerte aus 10 cm und 30 cm Tiefe Totalpotentiale unterhalb des gemessenen Grundwasserspiegels liefern, übersteigen die Werte aus 20 cm und 40 cm Tiefe diesen deutlich.

Bei der Messreihe II verlaufen die Ganglinien nicht entsprechend, sondern teilweise gegensätzlich, wie Abbildung C.13 im Anhang deutlich macht. Wie bereits in Kapitel 3.1.2 (S. 3.1.2.3 ff.) besprochen, ist davon auszugehen, dass es sich bei den Abweichungen vom gemessenen Grundwasserspiegel um gerätespezifische

Messfehler handelt und nicht das Ergebnis unterschiedlicher Bodeneigenschaften. Da die Tensiometer nicht auf die Erfassung negativer Saugspannungen ausgelegt sind, ist zu vermuten, dass die Höhenkorrektur anhand von Überstauereignissen möglicherweise zu fehlerhaften Messwertverschiebungen führt.

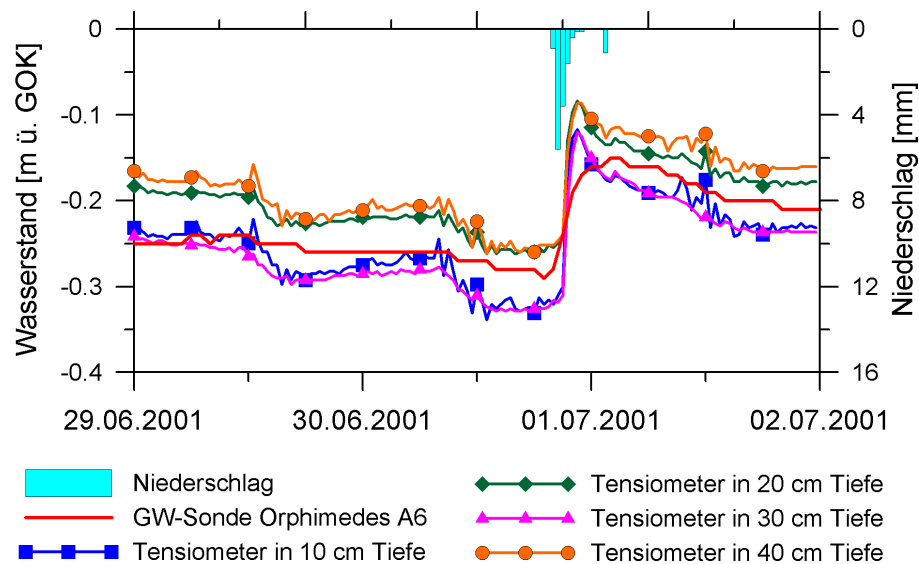


Abb. 4.5: Ausschnitt aus den Ganglinien der höhenkorrigierten Tensiometer (als Totalpotential auf GOK bezogen und in m WS ausgedrückt) des Messprofil I bei A5, der Messwerte des Orphimedes bei A6 (Grundwasser) und des Niederschlags

Der weitestgehend parallele Verlauf der Ganglinien untereinander sowie zum gemessenen Grundwasserstand lässt die Messwerte abgesehen von den genannten, systematischen Abweichungen plausibel erscheinen. Wie aus Abbildung 4.5 hervorgeht, erfolgt der durch das Niederschlagsereignis induzierte Druckanstieg gleichzeitig in den vier Messtiefen und sehr schnell. Der Druck steigt sowohl in der gesättigten (Tensiometer in 30 cm und 40 cm Tiefe) als auch ungesättigten Bodenzone (Tensiometer in 10 cm und 20 cm Tiefe) zunächst stärker an als der Grundwasserspiegel und fällt dann ungefähr auf dessen Niveau zurück.

Die Kurven weisen keine Schnittpunkte miteinander auf, die instationäre Strömungsverhältnisse in der ungesättigten Bodenzone durch Ausprägung einer Infiltrationsfront belegen würden. Beide Kriterien deuten auf relativ hohe Prozessgeschwindigkeiten gegenüber der Grundwasserströmung hin, was für die Modellentwicklung in dieser Arbeit von zentraler Bedeutung ist.

In Abbildung 4.5 ist ebenfalls erkennbar, dass der Grundwasserspiegel nach dem durch das Niederschlagsereignis hervorgerufenen Anstieg wieder leicht sinkt. Die Messwerte der Grundwassersonde und Tensiometer geben den Druck in den Grobporen wieder, sodass deren Absinken als Entleeren der Grobporen zu deuten ist.

Da nachts die Evapotranspiration als Zehrgröße ausfällt, bleiben nur die Möglichkeiten eines lateralen Abstroms zu den Entwässerungsgräben oder eines verzögerten Sättigungsausgleiches zwischen den Poren verschiedener Größen, also dass durch Kapillareffekte die Mittel- und Feinporen mit zeitlichem Verzug aus den Grobporen aufgefüllt werden. Für letzteres sprechen die Untersuchungsergebnisse von [Tsuboya u. a. 2001], der auf einem Hochmoorstandort mit einem abflusslosen Lysimeter auf das gleiche Phänomen gestoßen ist, dass sich der Grundwasserspiegel nach einem nächtlichen, durch Niederschlag hervorgerufenen Grundwasseranstieg wieder leicht absenkt, was jedoch auch durch Entweichen zuvor eingeschlossener Luft bewirkt sein kann. Desweiteren führt [Tsuboya u. a. 2001] den nächtlichen Wiederanstieg des Grundwasserspiegels nach verdunstungsintensiven Tagen auf Austauschprozesse zwischen den Porengrößenfraktionen des Torfes zurück. Inwieweit die von [Tsuboya u. a. 2001] aufgestellte Hypothese auf den Niedermoorstandort Gragetopshof zu übertragen ist, wird jedoch nicht weiter verfolgt, da es sich bei dem genannten Phänomen um eine für die innerhalb der vorliegenden Arbeit verfolgten Ziele nicht relevante Größenordnung handelt.

4.2 Entwicklung eines einfachen Ansatzes für eine praxistaugliche Feuchtgebietsmodellierung

Für die Entwicklung eines speziell auf die Besonderheiten von Feuchtgebietsstandorten abgestimmten Simulationsmodells ist es naheliegend, auf dem Markt befindliche Modelle zu nutzen und an bereits bestehende Modellkopplungen anzuschließen. Zur Orientierung dienen dabei die Modellkopplungen von [Jensen 1983], [Vermulst und De Lange 1999] und [Stoppelenburg u. a. 2002, Stoppelenburg u. a. 2005]. Der erste Entwurf einer Modellkopplung beinhaltete noch eine dreidimensionale, instationäre Simulation der Grundwasserströmung mit FEFLOW, an die ein vertikal eindimensionales Modell zur Abbildung der Prozesse der ungesättigten Bodenzone anknüpft. Wie bereits unter 2.3 genannt, erlaubt FEFLOW durch die Verwendung der Finite-Elemente-Methode (FEM) eine bessere Anpassung des Modellgitters an die jeweilige Geometrie des Gebietes, als es bei der Finite-Differenzen-Methode der Fall wäre. Zudem verfügt FEFLOW mit seinem Interface Manager (IFM) über eine offene Schnittstelle zur Integration zusätzlicher Programm-Module in die laufende Simulation und erfüllt damit eine wichtige Voraussetzung für die Modellkopplung.

Die Auswertung der Feldmessdaten hinsichtlich der hydraulischen Eigenschaften des Bodens bzw. Torfkörpers führen jedoch zu der Hypothese, dass die Lösung der Richards-Gleichung für den Untersuchungsstandort Gragetopshof nicht zwingend notwendig ist und durch einen sehr viel einfacheren Modellansatz ersetzt werden kann. Wie in den vorangegangenen Kapiteln 4.1.2 bis 4.1.4 vorgestellt, laufen die vertikalen Strömungsprozesse am Standort Gragetopshof offensichtlich mit einer relativ hohen Geschwindigkeit ab, was auf einen großen Anteil an Grobporen zurückzuführen ist. Durch das relativ geringe Volumen der Fein- und Mittelporen kann deren Be- und Entwässerung nur einen entsprechend geringen Anteil am gesamten Fließgeschehen ausmachen. Es kann daher angenommen werden, dass sich innerhalb kurzer Zeit bereits wieder annähernd hydrostatische Zustände einstellen, die eine Feuchteverteilung in der ungesättigten Bodenzone gemäß der Wasserretentionsbeziehung mit sich bringen. Je nach verfolgter Fragestellung und entsprechend gewählter Zeitschrittweite im Modell genügt somit die Abbildung der Speicherinhaltsänderung im Boden.

Die notwendige Zeitschrittweite bei der Grundwassersimulation ergibt sich aus der Geschwindigkeit der ablaufenden Prozesse sowie der Durchlässigkeit des anstehenden Substrats. In [Müller u. a. 2000] werden beispielsweise für Niedermoore je nach Torfart und Zersetzungsgrad Werte von $1,2 \cdot 10^{-8}$ bis $2,3 \cdot 10^{-5}$ m/s (0,001 bis 2 m/d) für die gesättigte Leitfähigkeit angegeben. Vor dem Hintergrund der geringen Fließgeschwindigkeiten des Grundwassers gegenüber den relativ schnellen Sickerprozessen durch die ungesättigte Bodenzone, lassen sich letztere im Grundwassermodell über ihr hydrostatisches Endergebnis abbilden. Ist bei einer hydrologischen Fragestellung nur der Endwasserstand von Interesse, besteht

auf diese Weise die Möglichkeit, auf eine explizite Simulation der ungesättigten Strömung zu verzichten.

Da von anderen Autoren entsprechende Beobachtungen hinsichtlich der vertikalen Fließprozesse in wiedervernässten Niedermooren gemacht werden, kann von einer gewissen Übertragbarkeit der aus den Messwerten abgeleiteten Annahmen auf andere Standorte ausgegangen werden. So stellt beispielsweise [Baird 1997] anhand von Feldmessungen mittels Tensionsinfiltrimeter an einem Standort in Süd-West-England einen relativ hohen Anteil an Makroporenfluss am vertikalen Fließgeschehen fest, der sich bei den 17 Einzelversuchen auf Werte zwischen 56 % und 78 % beläuft. Als Begründung für den erhöhten Makroporenfluss lassen sich die durch die vorherige Entwässerung entstandenen und nicht wieder vollständig reversiblen Schrumpfrisse aufführen, auf welche unter anderem bei [Schmidt 1995], [Zeitz 1991] und [Succow und Joosten 2001] eingegangen wird. Folglich stellt die beobachtete, schnelle, vertikale Strömung kein auf den Standort Gragetopshof beschränktes Phänomen dar. Die Übertragbarkeit der hier getroffenen Annahmen ist jedoch im einzelnen für jeden Standort separat zu prüfen.

Wie schon in Kapitel 2.3 erwähnt, bestätigen die Ergebnisse von [Stoppelenburg u. a. 2005] die Annahme, dass die Variabilität des Speicherkoeffizienten die maßgebliche Größe in der Feuchtgebietsmodellierung darstellt und die dynamischen Fließprozesse in der ungesättigten Bodenzone von vernachlässigbarer Bedeutung sind.

Die genannten Erkenntnisse und Annahmen führen letztendlich zu der Formulierung des in dieser Arbeit vorgestellten, einfachen Modellansatz und dessen praktischer Umsetzung mit dem VSC-Modul.

Zusammenfassend lassen sich anknüpfend an den Stand der Modellentwicklung zur Simulation ungespannter Grundwasserleiter und aufbauend auf den Messergebnissen vom Standort Gragetopshof folgende **Arbeitshypothesen** formulieren:

1. Die Vernachlässigung der ungesättigten Zone führt bei der Modellierung von Feuchtgebieten zu erheblichen Fehlern in den Simulationsergebnissen.
2. Im ungesättigten Bereich dominiert die vertikale Strömungskomponente und ein signifikanter, lateraler Austausch erfolgt nur in der gesättigten Zone, d. h. über das Grundwasser, sodass es in vielen Fällen nicht erforderlich ist, die Modellierung der ungesättigten Bodenzone zwei- oder dreidimensional durchzuführen.
3. Der Grundwasserspiegel reagiert derart schnell auf Niederschlagsimpulse, dass die ungesättigte Strömung als physikalischer Prozess qualitativ vernachlässigt werden kann. Es genügt, den infiltrierten Niederschlag in Form von Anstiegen des Grundwasserspiegels zu berücksichtigen. Dies kann durch

Verwendung eines variablen Speicherkoeffizienten auf der Basis der Wasserretentionsbeziehung in der Grundwassermodellierung erfolgen, wodurch die adäquate Abbildung der saisonalen Grundwasserfluktuationen von Feuchtgebieten möglich ist und somit die Verhältnisse der ungesättigten Bodenzone ausreichend berücksichtigt werden.

Zur Überprüfung der aufgestellten Arbeitshypothesen erfolgt im Kapitel 5 eine Prinzipfallstudie sowie eine vereinfachte Standortmodellierung.

4.3 Formulierung des einfachen Modellansatzes

Der einfache Modellansatz beinhaltet die Realisierung eines an den aktuellen Grundwasserstand angepassten, variablen Speicherkoeffizienten innerhalb einer dreidimensionalen Grundwasserströmungsmodellierung. Aus den bereits unter 4.2 genannten Gründen wird für die Modellierung der Grundwasserströmung das Programm FEFLOW genutzt.

Wie in Kapitel 2.3 erläutert, variiert der Speicherkoeffizient im flurnahen Bereich in Abhängigkeit vom Grundwasserflurabstand. Daher wird als Modellerweiterung innerhalb jedes Zeitschritts der Simulation mit FEFLOW der aktuelle Grundwasserstand für jeden Knotenpunkt (Node) des FE-Netzes ausgelesen, daraus der aktuelle Wert des Speicherkoeffizienten S_a ermittelt und dieser an FEFLOW zurückgegeben. Dieser Vorgang wird über ein Programm-Modul realisiert, welches über die von FEFLOW zur Verfügung stehende Programmier-Schnittstelle (IFM) an die laufende Simulation angeschlossen wird (Abbildung 4.6).

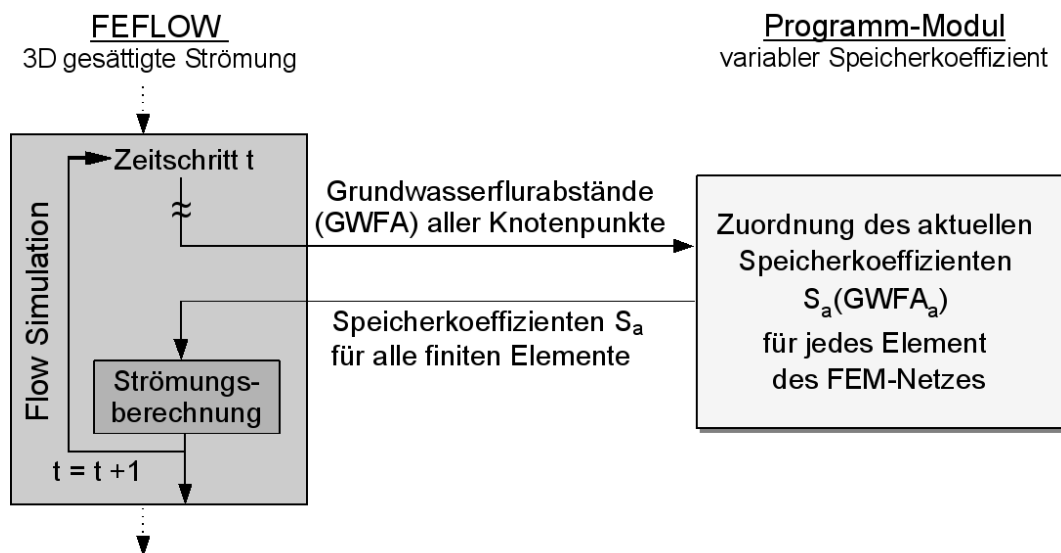


Abb. 4.6: Schema der erweiterten Modellierung von FEFLOW mit variablem Speicherkoeffizienten

Durch die Annahme von hydrostatischen Bedingungen ist das aktuelle Matrixpotential Ψ_a gleich dem GWFA. Der aktuelle Speicherkoeffizient ergibt sich nach Gleichung 2.11 (Seite 18) mit $S_a = \Theta_s - \Theta_a$. Voraussetzung ist eine entsprechende Wasserretentionsbeziehung $\Theta(\Psi)$ für das anstehende Substrat, wobei diese nicht geschlossen mathematisch formuliert sein muss, sondern auch in Form einer Wertetabelle bereitgestellt werden kann.

Bei diesem Berechnungsansatz ist die Vereinfachung getroffen worden, dass der Speicherkoeffizient als Momentanwert dem aktuell auffüllbaren Porenvolumen

gleichgesetzt werden kann. Streng genommen ist diese Annahme nicht ganz zutreffend, da das auffüllbare Porenvolumen vor und nach einer Grundwasserspiegeländerung unterschiedlich hoch ist und korrekterweise der Mittelwert aus beiden angesetzt werden müsste. Andernfalls wird der Speicherkoeffizient beim Grundwasseranstieg überschätzt sowie bei einer Grundwasserabsenkung unterschätzt. Aufgrund der relativ geringen Grundwasserstandsänderungen innerhalb eines Zeitschritts der Grundwassersimulation, für den der aktuell ermittelte Speicherkoeffizient zugewiesen wird, kann die getroffene Vereinfachung jedoch als zulässig angenommen werden. Es erfolgt daher innerhalb des Moduls keine zusätzliche Iteration, wie sie die Lösung der Richards-Gleichung erforderlich machen würde. Die programmtechnische Umsetzung des vorgestellten Modellansatzes erfolgt unter der Bezeichnung VSC-Modul und wird in Abschnitt 4.4 näher beschrieben.

4.4 Rechentechnische Realisierung des Moduls

4.4.1 Programmaufbau

Zur besseren Übersichtlichkeit ist die C-Datei des VSC-Moduls ("VSC.c") durch eine Header-Datei "vsc_format.h" ergänzt, in der die Definitionen von Strukturen und Konstanten sowie die Deklarationen der Funktionen und globalen Variablen stattfindet. Die Funktionen selbst sind in einer weiteren Datei mit Namen "vsc_functions.h" deklariert. Insbesondere für die globalen Variablen könnte bei besonderen Aufgabenstellungen der Bedarf einer Anpassung bestehen. Die Anzahl der Wertepaare für die tabellarische Eingabe von Wasserretentionsbeziehungen ist beispielsweise in "vsc_format.h" in der Strukturdefinition mit 100 vorgegeben, was in den meisten Fällen eine ausreichend hohe Diskretisierung erlaubt. Sollte jedoch die Verwendung einer größeren Anzahl Wertepaare notwendig sein, ist dies in der Header-Datei einzustellen. Zusammen ergeben die drei Dateien ("VSC.c", "vsc_format.h" und "vsc_functions.h") das VSC-Modul.

Die Funktionsweise des VSC-Moduls sowie dessen Einbindung in den Programmablauf von FEFLOW sind in Abb. 4.7 schematisch dargestellt. Bevor die eigentliche Kernfunktion des Moduls zum Einsatz kommt, erfolgt zunächst die Bereitstellung der dafür notwendigen Eingabedaten durch den Anwender. Beim Wechsel in das FEFLOW-Menü "Simulator Run" erfolgt eine Kontrolle durch das Modul, ob die notwendigen Eingabedaten zur Nutzung des variablen Speicherkoeffizienten vorhanden und plausibel sind, und gegebenenfalls eine Meldung des vorliegenden Fehlers. Um fehlerhafte Berechnungen oder gar Programmabstürze zu vermeiden, erfolgt direkt vor Beginn der Simulation eine erneute Kontrolle, ob die zuvor aufgetretenen Fehler mittlerweile behoben sind.

Da für die in Kapitel 5.2 folgende Vergleichsstudie die benötigte Rechenzeit des Simulationslaufes zu ermitteln ist, wird zu Beginn (ifm Callback: "PreFlowSimulation") und nach Ablauf der Simulation (Ifm Callback: "PostSimulation") jeweils die Rechnerzeit abgefragt und deren Differenz gebildet. Die ermittelte Simulationsdauer wird zusammen mit den in der Simulation verwendeten Parametersätzen bzw. Tabellenwerten in eine Protokolldatei geschrieben, die den gleichen Namen wie die verwendete Eingabedatei jedoch mit der Endung "OUT" trägt. Für die Simulationsvarianten ohne das VSC-Modul ist zusätzlich ein einfaches IFM-Modul ("Time") erstellt worden, welches nur zur Erfassung der Rechnerzeit dient.

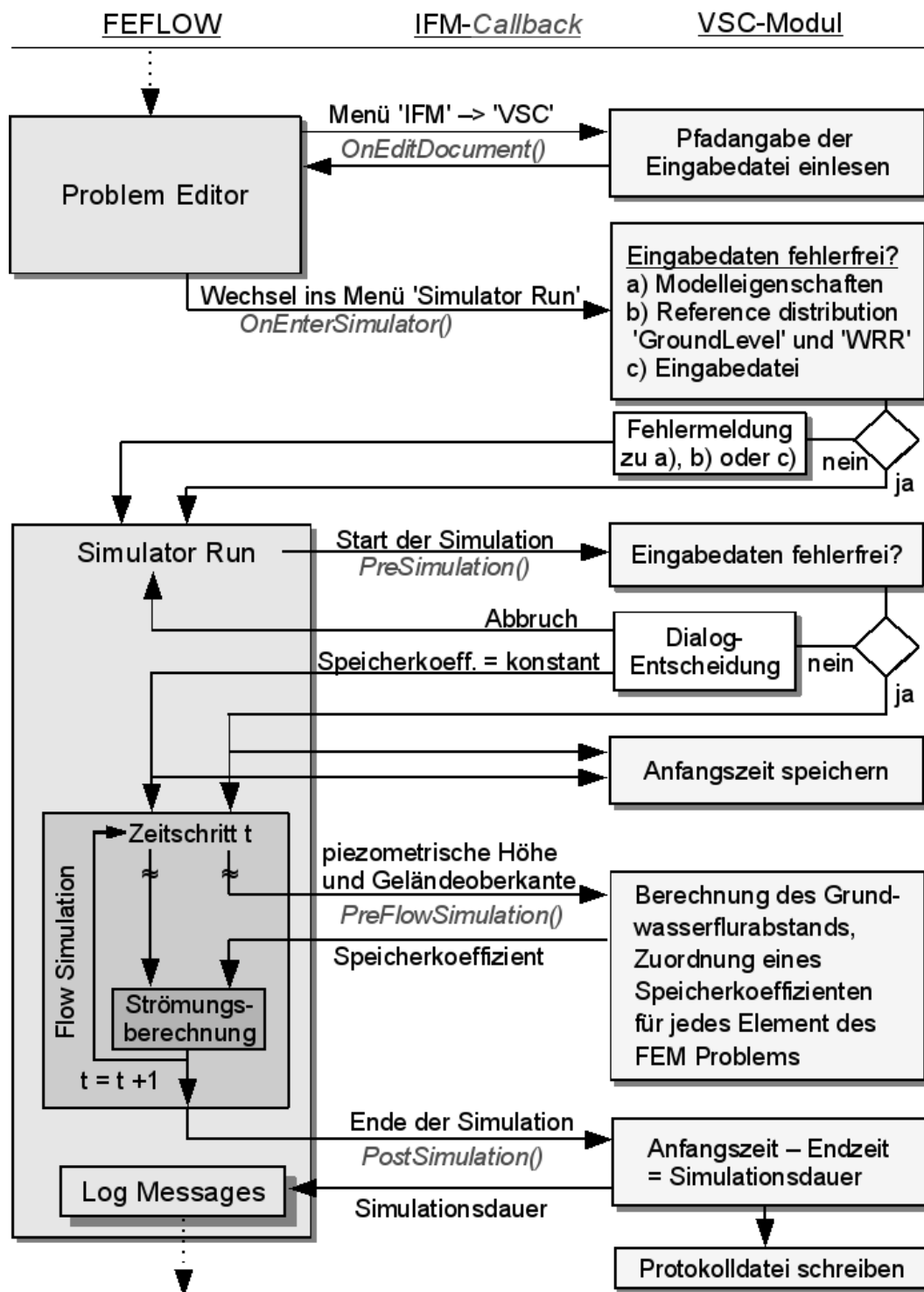


Abb. 4.7: Schema der Interaktion zwischen FEFLOW und dem VSC-Modul

4.4.2 Wertzuweisung für den Speicherkoeffizienten

Die Kernfunktion des Moduls besteht darin, während der Simulation vor jedem Zeitschritt der Strömungsberechnung (ifm Callback: "PreFlowSimulation", Abbildung 4.7 untere Hälfte) den aktuellen Grundwasserflurabstand aus der piezometrischen Höhe und Lage der Geländeoberkante zu ermitteln und ihm einen aktuellen Wert für den Speicherkoeffizienten zuzuordnen. Diese Prozedur wird für jedes Element des FEM-Problems zu jedem Zeitschritt wiederholt.

Der zuzuordnende Speicherkoeffizient ergibt sich über die Wasserretentionsbeziehung als das aktuell zur Auffüllung verfügbare Porenvolumen (Abschnitt 2.3). Die Wasserretentionsbeziehung kann in der VSC-Eingabedatei sowohl als Parameterfunktion nach van Genuchten als auch in tabellarischer Form bereitgestellt werden. Kommen die Funktions-Parameter zum Einsatz, wird der aktuelle Wassergehalt an der Geländeoberkante nach [van Genuchten 1980] mit

$$\Theta(h) = \Theta_r + \frac{\Theta_s - \Theta_r}{[1 + (\alpha |h|)^n]^m}$$

(Gleichung 2.5, Seite 9) berechnet und der der aktuelle Speicherkoeffizient S_a mit

$$S_a = \Theta_s - \Theta_a$$

(Gleichung 2.11, Seite 18) ermittelt.

Für die tabellarische Wertzuweisung kommen Wertepaare von Grundwasserflurabstand und zugehörigem Speicherkoeffizient zur Anwendung, wobei Werte, die zwischen den Stützstellen liegen, durch lineare Interpolation bereitgestellt werden. Die Berechnung der Speicherkoeffizienten (Gleichung 2.11) zur Erstellung der Wertetabelle ist Teil der Datenaufbereitung außerhalb der FEFLOW-Anwendung. Dabei ist der Einfluss der Intervallbreite auf die Genauigkeit des zugewiesenen Speicherkoeffizienten zu beachten. Die Anzahl der Intervalle ist in der Header-Datei mit maximal 100 festgelegt.

Die tabellarische Wertzuweisung hat nicht nur den Vorteil, dass der Aufwand einer empirischen Parameteranpassung eingespart wird, sondern birgt darüber hinaus eine größere Flexibilität hinsichtlich der Substrateigenschaften. Nicht in jedem Fall können die Substrateigenschaften eines Bodens adäquat von einer der gängigen Parameterfunktionen wie z. B. der van Genuchten-Funktion wiedergegeben werden, wie beispielsweise bei dualer Porosität. Zudem können Substrateigenschaften auftreten, die nur sehr schwer einen mathematischen Zusammenhang erkennen lassen. Insbesondere in diesen Fällen empfiehlt sich die Berechnung des Speicherkoeffizienten aus dem aktuellen und dem Sättigungswassergehalt, um Fehler aus einer unzureichenden Parameteranpassung an eine empirische Funktion zu vermeiden.

Unabhängig von der Methode zur Ermittlung des aktuellen Speicherkoeffizienten erfolgt die Wertzuweisung im VSC-Modul auf der Grundlage des momen-

tanen Grundwasserflurabstandes, der ein Resultat des vorhergehenden Simulationszeitschrittes darstellt. Der zugewiesene Speicherkoeffizient wird jedoch im jeweils nächstfolgenden Zeitintervall verwendet. Bei steigendem Grundwasserspiegel, also sinkendem Speichervermögen des Bodens, führt der somit zu groß gewählte Wert des Speicherkoeffizienten dazu, dass der simulierte Grundwasseranstieg geringer als in der Realität ausfällt. Da im VSC-Modul weder eine Unterscheidung hinsichtlich der Richtung der Grundwasserstandsänderung noch eine zusätzliche Iteration über den Simulationszeitschritt stattfindet, wird der Speicherkoeffizient für das nachfolgende Zeitintervall je nach Fließrichtung und Zeitschrittweite des Modells mehr oder weniger über- oder unterschätzt. Die Größe des dabei auftretenden Fehlers hängt maßgeblich von der Zeitschrittweite der Simulation sowie der Steigung der grundwasserstandsabhängigen Bodenspeicherkennlinie ab. Auf die Größenordnung des Fehlers wird unter anderem in der Prinzipfallstudie (Kapitel 5.1) näher eingegangen.

Tritt ein GWFA kleiner oder gleich Null ein, sprich kommt es zu Überstau, dann wird dem Speicherkoeffizienten ein spezieller Überstau-Wert aus der Eingabedatei zugewiesen. Dieser Wert sollte nahe 1 sein, da oberhalb der Geländeoberkante nahezu der gesamte Raum mit Wasser gefüllt werden kann und nur der Bewuchs bzw. die Bebauung den Speicherraum einschränken.

4.4.3 Dateneingabe für das VSC-Modul

Die Dateneingabe für die Anwendung des VSC-Moduls erfolgt teilweise in Form von "Reference distributions" im FEM-File und teilweise mittels der VSC-Eingabedatei für die Wasserretentionsbeziehungen. Die VSC-Eingabedatei muss in fest vorgegebener Form als CSV-Datei mit der Endung ".csv" oder ".txt" und dem Tabulator als Trennzeichen bereitgestellt werden. Eine CSV-Datei ist eine Text-Datei, deren Daten durch ein Trennzeichen tabellarisch strukturiert sind (CSV = Character Separated Values). Die Eingabedatei kann sowohl mit einem einfachen Text-Editor erstellt als auch aus einem Tabellenkalkulationsprogramm exportiert werden.

Um die VSC-Eingabedatei laden zu können, muss das VSC-Modul im FEM-Problem installiert sein. Die Installation erfolgt im Menü "Problem Editor" unter "IFM modules" und "Manage modules...". Bereits installierte Module erscheinen in dem Menü unterhalb von "Manage modules...". Im linken Bereich von Abbildung 4.8 ist das Menü für den Fall dargestellt, dass das VSC-Modul bereits eingebunden ist. Hier kann über den Namen des Moduls (VSC) im folgenden der FEFLOW Datei-Eingabe-Dialog aufgerufen werden, mit dem der Pfad der VSC-Eingabedatei für die Simulation einzugeben ist. Dieser Dialogaufruf ist ebenfalls per Mausklick auf das in Abbildung 4.8 rechts dargestellte Modul-Symbol möglich. Im Quellcode wird der Aufruf des Eingabe-Dialogs mit dem Ifm Callback "OnEditDocument" realisiert (siehe auch Abbildung 4.7).

Um horizontale Heterogenität der bodenphysikalischen Eigenschaften zu modellieren, können mehrere Datensätze in der Eingabedatei abgelegt werden. Jedem Datensatz geht der Parameter zur Bestimmung der zu verwendenden Ermittlungsmethode für den Speicherkoeffizienten voran. Die Anzahl der möglichen Eingabedatensätze ist im Quellcode bzw. der Header-Datei mit 100 festgelegt. Im Anhang G.1 ist ein Beispiel für eine Eingabedatei mit zwei Parametersätzen gegeben.

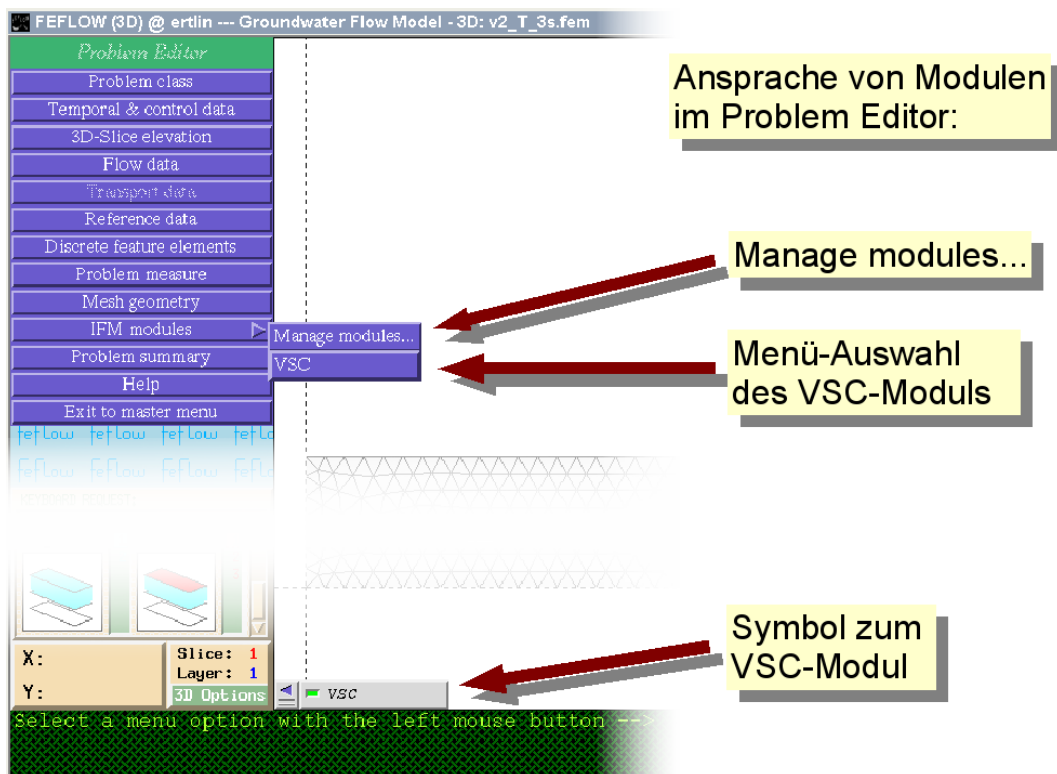


Abb. 4.8: Ansprache von IFM-Modulen im FEFLOW Problem Editor, allgemein über "Manage modules..." und speziell als "VSC" per Menü oder Symbol

Die räumliche Zuordnung mehrerer Eingabe-Datensätze erfolgt über eine "Reference distribution" mit der Bezeichnung "WRR", die im Menü "Problem Editor" unter "Reference data" vom Anwender anzulegen ist. Mit der Verwendung von "Reference distributions" werden die in FEFLOW implementierten Möglichkeiten genutzt, eigene, räumliche Daten (Reference data) im FEM-File abzulegen, die für die standardmäßige Simulation mit FEFLOW nicht benötigt werden. Ursprünglich sind die "Reference data" als Vergleichsmöglichkeit von Messwerten mit den Simulationsergebnissen im "Postprocessor" vorgesehen. Der Interface Manager erlaubt jedoch auch während der Simulation einen Zugriff auf die abgelegten "Reference data".

Die Bezeichnung "WRR" steht für "Water Retention Relationship", also für Wasserretentionsbeziehung. In "WRR" sind die Identifikationsnummern der Parametersätze den Knotenpunkten des FEM-Problems zuzuordnen, die mit ID-Werten aus der Eingabedatei übereinstimmen.

Das VSC-Modul ist darauf ausgelegt, in FEFLOW eine frei bewegliche Grundwasser Oberfläche (free&movable) zu modellieren, bei der die oberste Ebene des Gitternetzes die berechnete Grundwasser Oberfläche darstellt und während der Simulation nachgeführt wird. Aus diesem Grund muss die Höhe der Geländeoberkante als "Reference distribution" mit der Bezeichnung "GroundLevel" abgelegt werden.

4.4.4 Fehlerbehandlung im VSC-Modul

Die Kernfunktion des VSC-Moduls kommt nur zum Einsatz, wenn alle Daten korrekt vorliegen und die Vorgaben an das verwendete Finite-Elemente-Problem erfüllt werden. Zusammen mit dem VSC-Modul kann nur ein dreidimensionales FEM-Problem zur instationären, gesättigten Strömungsberechnung verwendet werden, dessen oberste Knotenebene als frei beweglich (free&movable) definiert ist. Alle Überprüfungen werden vom VSC-Modul beim Wechsel in das Menü "Simulator Run" (Ifm Callback: "OnEnterSimulator") nacheinander vorgenommen und gegebenenfalls mittels einer "FEFLOW Alert Box" mit einem Hinweis zur Fehlerbeseitigung gemeldet. Zudem wird im Fenster "Log Messages" jede Fehlermeldung in Kurzfassung protokolliert.

Nach Abfrage der Modelleigenschaften wird geklärt, ob die Eingabedatei fehlerfrei vorliegt und sich die enthaltenen Parameterwerte innerhalb sinnvoller Grenzen bewegen. Im Anhang G.2 sind die jeweiligen Grenzen der einzelnen Parameter tabellarisch aufgeführt. Liegen Parameterwerte der VSC-Eingabedatei außerhalb ihres festgelegten Plausibilitätsbereiches, erscheint zur Erleichterung der Fehlersuche im Log Messages-Fenster der Hinweis auf den (von oben gelesen) ersten fehlerhaften Parameter.

Abbildung 4.9 zeigt oben die "FEFLOW Alert Box" und unten die zugehörigen "Log Messages" am Beispiel eines Fehlers in der Tabelle für die Wasserretentionsbeziehung. Wie aus den Log Messages ersichtlich, übersteigt der Wert der Intervallgrenze des Grundwasserflurabstandes ("interval boundaries") in der 4. Zeile ("Line") den Wert der 5. Zeile, was wegen der geforderten, aufsteigenden Reihenfolge der Werte jedoch nicht vorkommen darf. Die erneute Angabe des verwendeten Dateipfades erleichtert die Überprüfung der fraglichen Datei bzw. ermöglicht die Kontrolle, ob der Dateipfad eventuell fehlerhaft eingegeben ist.

Nach Kontrolle der Eingabedatei wird überprüft, ob die notwendigen "Reference distributions" vorhanden sind. Fehlen die Daten zur Geländeoberkante, meldet

dies eine entsprechende "FEFLOW Alert Box". Bei falscher oder fehlender Pfad-angabe der Eingabedatei bietet der erscheinende Dialog die Möglichkeit zur Korrektur mittels Datei-Auswahl-Dialog.

Beim Start der Simulation, d. h. bevor die Berechnungen tatsächlich beginnen (Ifm Callback: "PreSimulation"), wird kontrolliert, ob die eventuell zuvor gemeldeten Fehler mittlerweile beseitigt worden sind. Sollte dies nicht der Fall sein, wird darauf hingewiesen und die Möglichkeit geboten, die Simulation abzubrechen oder die Standardlösung von FEFLOW für die gesättigte Strömungsberechnung zu verwenden. In letzterem Fall erfolgt die Simulation mit konstantem Speicherkoeffizienten, als wenn das VSC-Modul gar nicht eingebunden wäre.

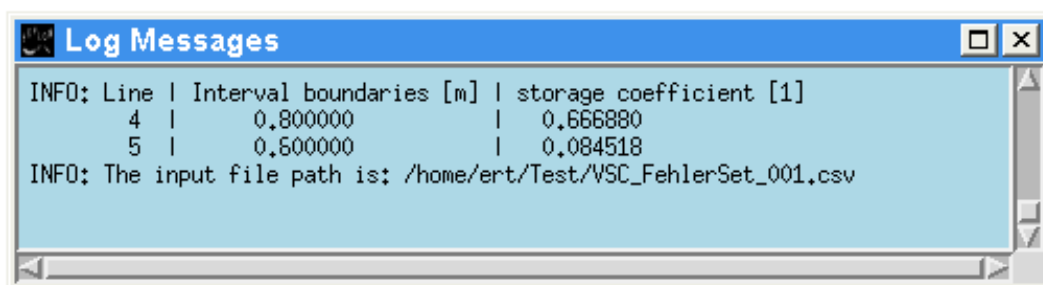
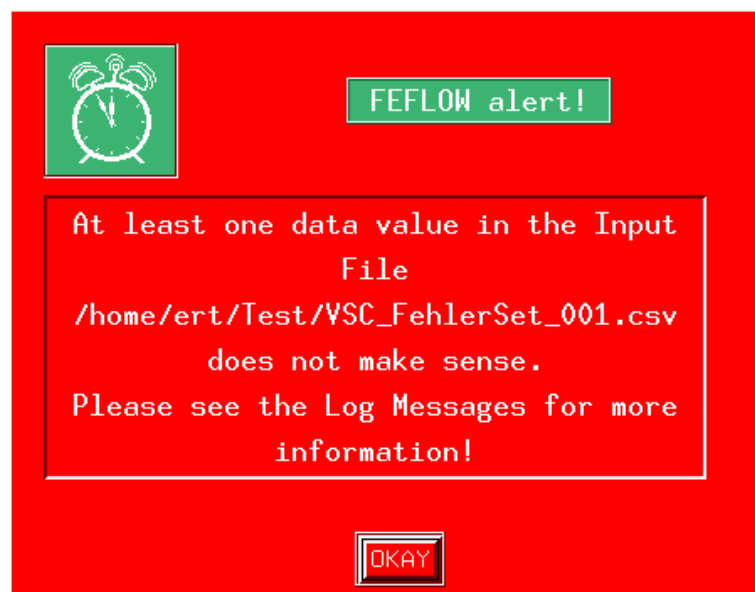


Abb. 4.9: Beispiel einer Fehlermeldung mit "FEFLOW Alert Box" (oben) und detaillierter Auskunft im Fenster "Log Messages" (unten)

Kapitel 5

Test und Anwendung des VSC-Moduls

5.1 Prinzipfallstudie

5.1.1 Ziele

Neben der Erprobung des VSC-Moduls zielt die Prinzipfallstudie darauf, die Güte der mit dem Modul zu erreichenden Simulationsergebnisse einzuschätzen. Zum Vergleich dienen die beiden Standardlösungen von FEFLOW für die gesättigte und ungesättigte Strömungsberechnung. Der Vergleich des VSC-Moduls mit der FEFLOW-Lösung zur gesättigten Strömungsberechnung soll darüber Auskunft geben, inwieweit die in Kapitel 2.3 aufgestellte Annahme zutrifft, dass die Verwendung eines an den jeweiligen Grundwasserflurabstand angepassten, variablen Speicherkoeffizienten eine Verbesserung der Simulationsergebnisse gegenüber dem standardmäßig konstanten Speicherkoeffizienten bewirkt.

Wie bereits in Kapitel 2.3 genannt, ermöglicht unter eindeutig definierten Randbedingungen und Bodenverhältnissen der allgemein gültige Lösungsansatz unter Anwendung der Richards-Gleichung die genaueste Abbildung der Strömungsprozesse im Boden. Er dient daher innerhalb der Prinzipfallstudie als Maßstab für die mit dem VSC-Modul zu erzielenden Simulationsergebnisse. Abweichungen der Ergebnisse des VSC-Moduls gegenüber der ungesättigten Strömungsberechnung sind entsprechend als Fehler einzuschätzen, die als Folge der getroffenen Vereinfachungen auftreten.

Da das VSC-Modul nur eine Ergänzung zur Simulation der gesättigten Strömung darstellt, die neben dem konstanten Speicherkoeffizienten auch einen konstanten Durchlässigkeitsbeiwert K_S verwendet, sind Fehler gegenüber der Lösung mit der Richards-Gleichung zu erwarten, die den zeitlichen Verlauf der simulierten Fließbewegungen betreffen. Während mit der ungesättigten Strömungsberechnung die zeitlich verzögernden Einflüsse der Teilsättigung in der Aerationzone abgebildet werden, fällt bei der gesättigten Strömungssimulation mit dem VSC-Modul

nicht nur die Passage der ungesättigten Bodenzone weg, sondern kann zudem der konstant hohe K_S -Wert vergleichsweise schnelle Fließvorgänge vortäuschen. Desweiteren zielt die Prinzipfallstudie darauf, die Größenordnung des Fehlers abzuschätzen, der daraus resultiert, dass im VSC-Modul weder eine Unterscheidung hinsichtlich der Richtung der Grundwasserstandsänderung noch eine zusätzliche Iteration über den Simulationszeitschritt stattfindet und daher der Speicherkoeffizient eines Simulationszeitschrittes immer geringfügig über- oder unterschätzt wird (Kapitel 4.4.2).

5.1.2 Versuchsaufbau der Prinzipfallstudie

Das Modellgebiet der Prinzipfallstudie besteht aus einer Bodensäule von 2 m Mächtigkeit, die aus nur einem quadratischen finiten Element der Kantenlänge 10 m aufgebaut ist. Wegen der Homogenität der modellierten Bodeneigenschaften ist die horizontale Ausdehnung des FEM-Problems ohne Bedeutung. Die Geländeoberkante stellt den Bezugshorizont des Modells dar.

Um eine möglichst gute Abbildung der Strömungsprozesse durch die ungesättigte Bodenzone zu ermöglichen, werden für deren Simulation mittels der Richards-Gleichung 40 Modellschichten (Layer) mit je 0,05 m Mächtigkeit verwendet. Bei den Modellen für die Simulation der gesättigten Strömung mit und ohne VSC-Modul werden wegen des einfacheren Berechnungsansatzes nur je 4 Schichten mit einer Mächtigkeit von 0,5 m verwendet.

Die Modellgrenzen sind rundherum als abflusslos (Flux-Randbedingung = 0 ms^{-1}) definiert. Es werden sechs Infiltrations-Szenarien simuliert, bei denen jeweils 2 mm Wassersäule gleichmäßig über einen Zeitraum von einer Stunde infiltrieren und dadurch eine entsprechende Grundwasserstandsanhhebung bewirken. Die Szenarien unterscheiden sich lediglich hinsichtlich der jeweiligen Anfangswasserstände: -0,15 m, -0,2 m, -0,3 m, -0,4 m, -0,5 m und -0,6 m. Der simulierte Zeitraum beträgt zwei Tage, wobei das Infiltrationsereignis zum Zeitpunkt von 0,2 d einsetzt. Ein Beobachtungspunkt (Observation single point) an der Aquifersohle dient zur Aufzeichnung des Grundwasserstandes.

Für die homogenen, isotropen Bodeneigenschaften kommt ein Parametersatz der van Genuchten/Mualem-Funktion zum Einsatz, der über die erneute Auswertung der von [Hanschke 2003] durchgeführten Verdunstungsversuche ermittelt worden ist. Es handelt sich dabei um die aus 0,1 m Tiefe stammende Probe des Laborauftrag 825, Zylinder 1, deren Versuchsauswertung mit Hydrus 1D erfolgt ist und deren zugehörigen Parameterwerte in Tabelle C.6 im Anhang bzw. für die Eingabe in FEFLOW aufbereitet in Tabelle 5.6 (Seite 101) aufgeführt sind.

Der verwendete Parametersatz ist unter anderem wegen seines Wertes für die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit K_S von $4,73 \cdot 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ ausgewählt worden, weil dieser gut mit den in der Literatur für andere Niedermoorstandorte angegebenen Werten (Tabelle 2.1, Seite 12) übereinstimmt und somit eine gewisse Re-

präsentativität der zu treffenden Aussagen erwarten lässt. Die Tatsache, dass der Parametersatz von einer Probe aus 0,1 m Tiefe stammt und somit keine Repräsentativität für tiefer liegende Bereiche besitzt, kann aufgrund des Prinzipfallcharakters vernachlässigt werden.

Für die Simulation mit dem VSC-Modul geht die Wasserretentionsbeziehung in Form von Funktionsparametern zur Ermittlung des jeweils aktuellen Speicherkoeffizienten ein. Der für die gesättigte Strömungsberechnung benötigte Wert des konstanten Speicherkoeffizienten ergibt sich aus den Parameterwerten der van Genuchten/Mualem-Funktion. Dieser wird zunächst wie allgemein üblich als Differenz von Sättigungswassergehalt und Residualfeuchte ermittelt (Gleichung 2.10, Seite 16). Da dieser Wert nur für große Grundwasserflurabstände Gültigkeit besitzt, die Prinzipfallstudie sich jedoch auf die Untersuchung geringerer Grundwasserflurabstände bezieht, finden zwei weitere Werte für den konstanten Speicherkoeffizienten Anwendung. Dabei handelt es sich um die nach der van Genuchten-Funktion für die Grundwasserflurabstände von 0,3 m und 0,5 m gültigen Werte, die zusammen mit dem maximalen Speicherkoeffizienten $S (= \Theta_s - \Theta_r)$ in Tabelle 5.1 aufgeführt sind.

Tab. 5.1: Werte für den konstanten Speicherkoeffizienten in der gesättigten Strömungsberechnung mit FEFLOW

Bezeichnung	Ermittlung	Wert [1]
S	$\Theta_s - \Theta_r$	0,55
S(0,5 m)	$\Theta_s - \Theta_{0,5m}$	0,12
S(0,3 m)	$\Theta_s - \Theta_{0,3m}$	0,07

Zusammen mit der Lösung der Richards-Gleichung und der Verwendung des VSC-Moduls ergeben sich somit fünf Berechnungsvarianten, deren Ergebnisse in der Prinzipfallstudie für die sechs Szenarien unterschiedlicher Anfangswasserstände miteinander verglichen werden.

5.1.3 Ergebnisse und Diskussion

Erzielte Endwasserstände

In Abbildung 5.1 sind für die fünf Berechnungsvarianten die erreichten Grundwasseranstiege des Grundwassers gegen den jeweils zu Beginn der Simulation herrschenden Grundwasserflurabstand aufgetragen. Um die Fehler der gesättigten Strömungsberechnung mit und ohne VSC-Modul gegenüber der Lösung der ungesättigten Strömungsberechnung mittels Richards-Gleichung besser einordnen zu können, sind die jeweiligen prozentualen Abweichungen für die sechs untersuchten Anfangswasserstände in Abbildung 5.2 dargestellt. Die genauen Zahlenwerte der Endwasserstände, Grundwasseranstiege sowie der relativen und absoluten Abweichung zur entsprechenden Lösung der Richards-Gleichung sind in Tabelle D.1 im Anhang D aufgeführt.

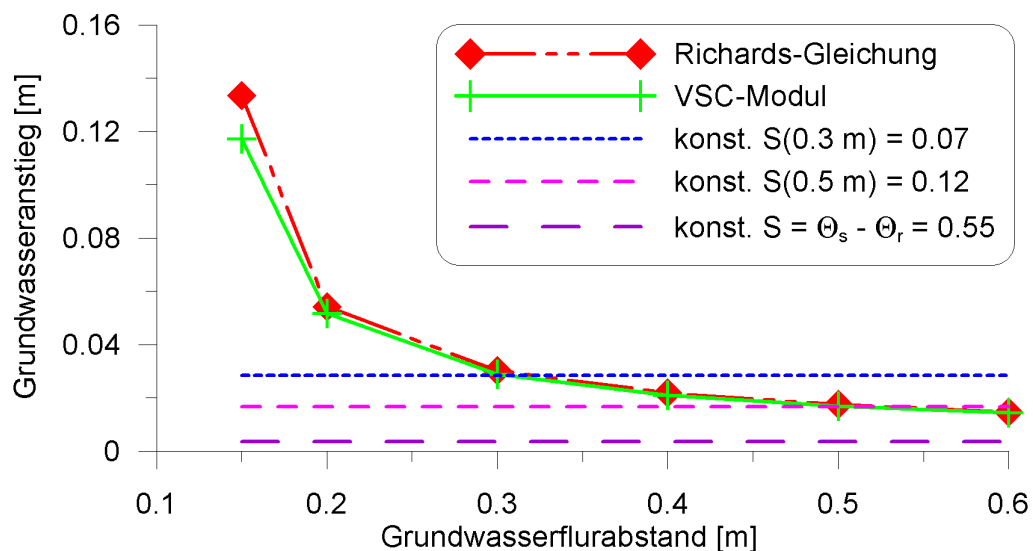


Abb. 5.1: Simulierter Grundwasseranstieg durch Infiltration von 2 mm Niederschlagswasser in Abhängigkeit vom Grundwasserflurabstand

Wie erwartet, führt die Verwendung des auf herkömmliche Art ermittelten Wertes für den konstanten Speicherkoeffizienten ($= 0,55$) zu einem unrealistisch geringen Grundwasseranstieg. Die beiden anderen Varianten mit konstantem Speicherkoeffizienten stimmen für den Grundwasserflurabstand, für den sie jeweils ermittelt worden sind, gut mit dem Ergebnis der Richards-Gleichung überein, weisen in den übrigen Bereichen jedoch teilweise erhebliche Abweichungen auf. Dies gilt insbesondere für den Bereich initialer Grundwasserflurabstände kleiner 0,3 m, in dem eine deutlich ausgeprägte Abhängigkeit des resultierenden Grundwasseranstiegs vom Grundwasserflurabstand gegeben ist. Durch eine geschickte Wahl des Wertes für den konstanten Speicherkoeffizienten kann die Ergebnisgenauigkeit nur für einen begrenzten Wertebereich verbessert werden. Unterliegt

der Grundwasserspiegel jedoch größeren Schwankungen, die bis an die Geländeoberkante oder darüber hinaus reichen, führt die gesättigte Strömungsberechnung unter Verwendung eines konstanten Speicherkoeffizienten zu erheblichen Fehlern.

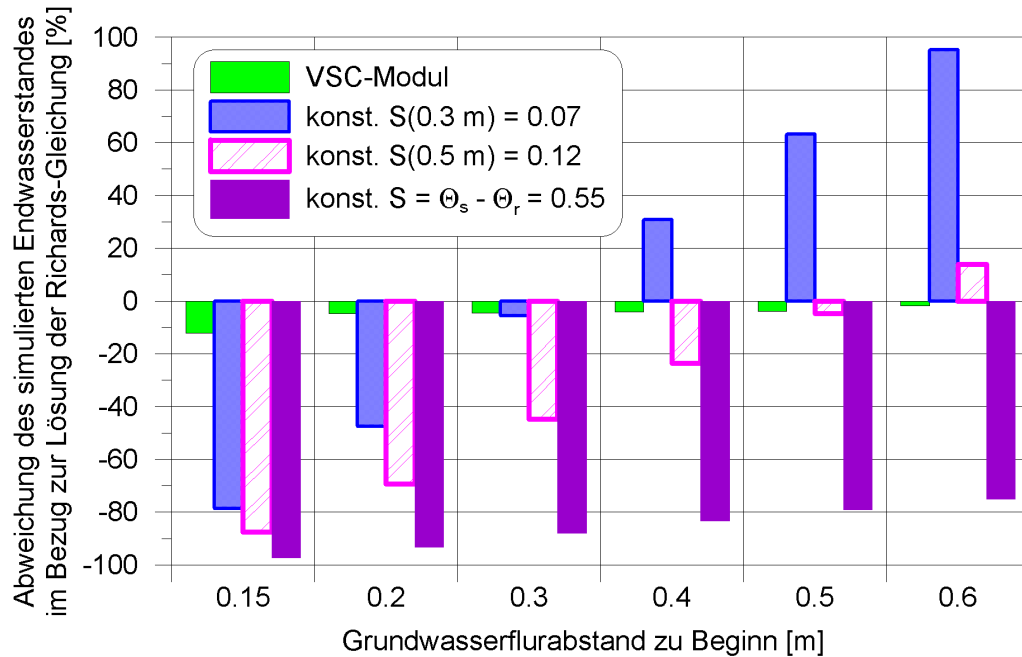


Abb. 5.2: Prozentuale Abweichung der simulierten Endwasserstände vom jeweils mit der Richards-Gleichung erzielten Ergebnis

Die Simulation mit dem VSC-Modul führt ebenfalls im Bereich niedriger Grundwasserflurabstände zu den größten Abweichungen gegenüber der ungesättigten Strömungsberechnung. Diese belaufen sich jedoch für den Anfangswasserstand von -0,15 m unter GOK auf nur absolut -0,016 m und relativ -12 %. Da bei der Modellierung eines Grundwasseranstiegs mit dem VSC-Modul der aktuelle Speicherkoeffizient für das nächstfolgende Zeitintervall jeweils überschätzt wird, bleibt der simulierte Grundwasseranstieg immer ein wenig hinter der Realität zurück. Insgesamt stimmen die erreichten Endwasserstände jedoch gut mit den Ergebnissen der Richards-Gleichung überein.

Zeitlicher Verlauf

In Abbildung 5.3 sind die Grundwasserstandsganglinien der verschiedenen Berechnungsmethoden für die sechs simulierten Szenarien dargestellt. Um die Unterschiede der Kurvenverläufe für die fünf Berechnungsvarianten besser hervorzuheben, sind die Ordinatenhöhen dem jeweiligen Wertebereich angepasst. Wie aus Abbildung 5.3 ersichtlich, vollzieht sich der Grundwasseranstieg bei den Varianten der gesättigten Strömungsberechnung mit und ohne VSC-Modul ohne erkennbare, zeitliche Verzögerung. Bei der Variante der ungesättigten Strömungsberechnung ist eine deutliche zeitliche Verzögerung zu beobachten.

mungsberechnung mit der Richards-Gleichung ist zu beobachten, dass sich mit zunehmender Tiefe des initialen Grundwasserspiegels das Erreichen des Endwasserstandes verzögert. Ein derartiger Zeitversatz tritt bei den gegebenen Prinzipfällen bei einem Anfangswasserstand von $-0,3$ m zum ersten Mal auf, während er bei den Szenarien mit den Anfangswasserständen von $-0,15$ m und $-0,2$ m noch nicht erkennbar ist.

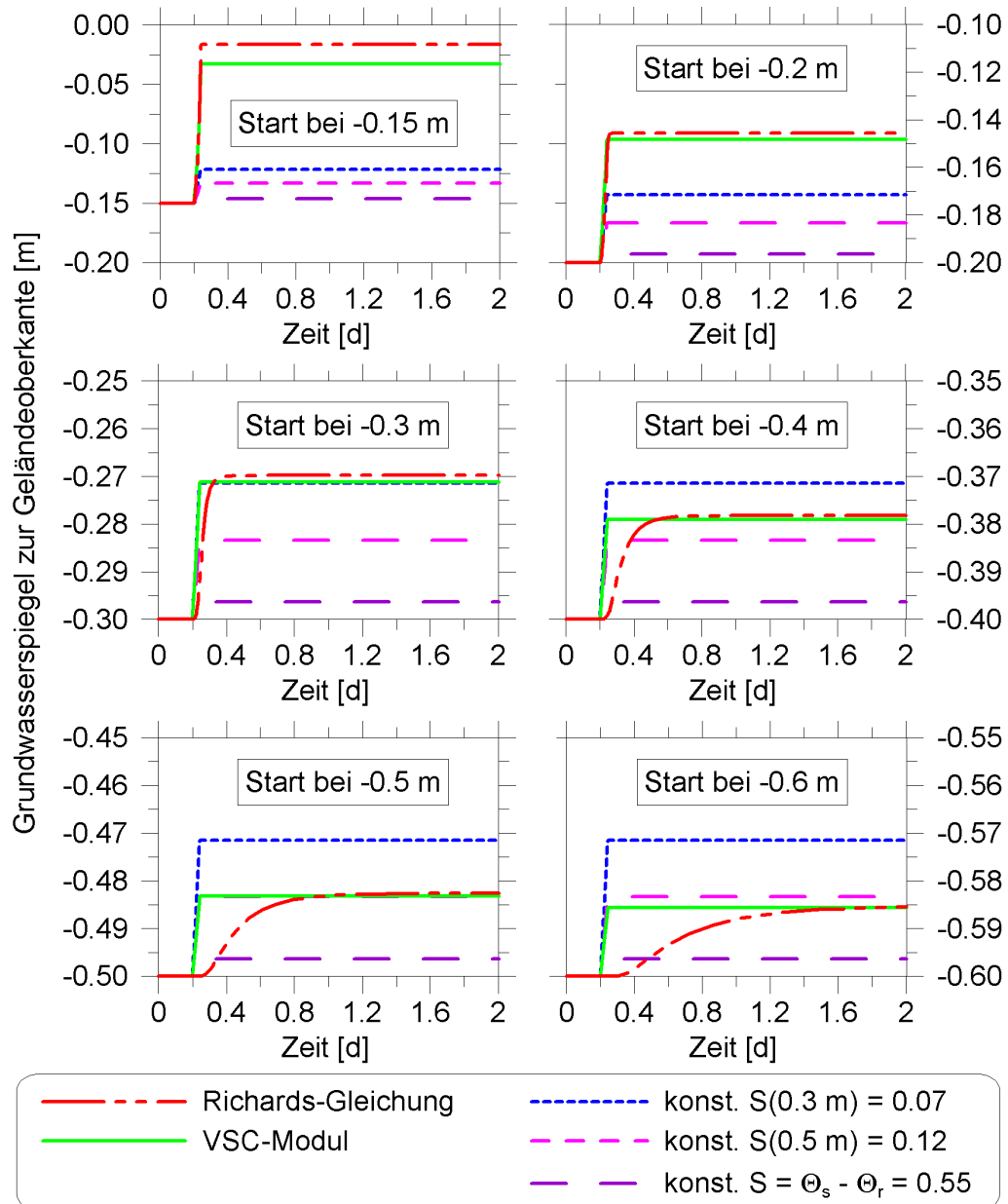


Abb. 5.3: Simulierte Grundwasserstandsanhörungen für die jeweiligen Anfangswasserstände, resultierend aus der Infiltration von 2 mm Niederschlag innerhalb einer Stunde

Um die Zeitverzögerung der sechs Szenarien besser einschätzen zu können, sind die Zeiträume zwischen dem Infiltrationsende und dem Erreichen von 90 % des Grundwasseranstiegs in Tabelle 5.2 zusammengestellt. Da sich der Grundwasseranstieg gegen Ende relativ langsam vollzieht, wird nicht das vollständige Erreichen des Endwasserstandes für den Vergleich herangezogen. Der Zeitpunkt, zu dem der 90 %-Wert eintritt, wird mittels linearer Interpolation aus den simulierten Grundwasserstandsdaten ermittelt.

Tab. 5.2: Zeitverzug zwischen Infiltrationsende und Erreichen von 90 % des jeweiligen Grundwasseranstiegs, welcher bei der Variante mit Richards-Gleichung auftritt

Anfangswasserstand [m]	-0,15	-0,2	-0,3	-0,4	-0,5	-0,6
Zeitverzug [h]	0	0,1	1,5	5,1	12,3	23,1

Bei dem Anfangswasserstand von -0,3 m ergibt sich nur eine geringe Zeitverzögerung von 1,5 Stunden. Bei tieferen Anfangswasserständen wirkt sich die Passage der ungesättigten Zone hingegen mit Verzögerungen von mehr als 5 Stunden sehr viel deutlicher aus. Je nach betrachteter Problemstellung kann für die gegebenen Bodeneigenschaften die Grenze für den Gültigkeitsbereich des VSC-Moduls mit -0,3 m oder -0,4 m angenommen werden.

Je länger der Prozess des Grundwasseranstiegs andauert, desto höher ist die Wahrscheinlichkeit, dass er unter natürlichen Bedingungen von anderen Prozessen wie der Evapotranspiration oder einem lateralen Zu- oder Abstrom überlagert und dadurch gestört wird. Die mit dem VSC-Modul simulierte, sofortige Reaktion auf das Infiltrationsereignis tritt von daher nicht nur zeitlich verfrüht ein, sie kann unter Umständen auch dahingehend fehlerbehaftet sein, dass sie in der Realität eventuell gar nicht vollständig zustande käme. Der Einsatz des VSC-Moduls beschränkt sich somit generell auf Standortbedingungen, die eine schnelle Reaktion des Grundwasserspiegels auf Niederschlagsimpulse ergeben und somit die 3. Arbeitshypothese (Seite 63) bestätigen. Die für die Passage der ungesättigten Bodenzone benötigte Zeit stellt eine Funktion der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens und des vorherrschenden, vertikalen Gradienten dar und ist daher in großem Maße standortabhängig.

Die in der Prinzipfallstudie festgestellte Gültigkeitsgrenze des VSC-Moduls bei -0,3 m bis -0,4 m beschränkt sich auf die hier verwendeten Bodenparameter. Auf die allgemeinen Anwendungsgrenzen des VSC-Moduls wird im Anschluss an die vereinfachte Standortmodellierung in Kapitel 5.3 näher eingegangen.

5.2 Modelltest anhand eines vereinfachten Standortmodells

5.2.1 Wahl der Szenarien

Nachdem mit der Prinzipfallstudie die Funktionsweise des VSC-Moduls sowie dessen Abweichungen zur Lösung der Richards-Gleichung nachgewiesen worden sind, soll anhand eines vereinfachten Standortmodells die Praxistauglichkeit des VSC-Moduls weiter untersucht werden. Anstatt der Lösung der Richards-Gleichung dienen in dem folgenden Modelltest Messdaten des Grundwasserstands als Vergleichsmaßstab, an dem auch die beiden in FEFLOW standardmäßig implementierten Lösungsmethoden zu messen sind. Durch die getroffenen Vereinfachungen werden bewusst einige Prozesse ausgeschlossen, die am Standort Grage-topshof auftreten, sich derzeit jedoch nicht klar quantifizieren lassen, und deren Einbeziehung dazu führen würde, dass keine Überprüfbarkeit der Simulationsergebnisse gegeben wäre. Dabei handelt es sich um die Evapotranspiration, die Interzeption, eine mögliche Ausgleichsströmung zwischen den Porengrößenfraktionen sowie horizontaler Strömungen zu und von den Gräben und Torfstichen. Auf die genannten Modellvereinfachungen wird in den folgenden Kapiteln näher eingegangen.

Für den Vergleich der Berechnungsvarianten untereinander werden der simulierte Grundwasserstand als Maß für die Ergebnisqualität sowie der dafür notwendige Aufwand an Rechenzeit sowie die Bereitstellung der Eingabedaten herangezogen. Die drei Berechnungsvarianten werden im weiteren mit den Kurzbezeichnungen v1, v2 und v3 versehen. Dabei stehen v1 und v3 für die standardmäßigen Lösungsansätze von FEFLOW für die gesättigte (v1) und ungesättigte (v3) Strömungsberechnung. Die Anwendung des VSC-Moduls ist als Variante v2 zwischen den beiden Standard-Lösungen von FEFLOW angesiedelt, da sie eine Erweiterung zur gesättigten Strömungsberechnung v1 darstellt, jedoch weniger detailliert ist als die ungesättigte Strömungsmodellierung mittels Richards-Gleichung (v3). Bei Variante v2 wird weiter unterschieden, ob die Wasserretentionsbeziehung in Form einer Tabelle (Zusatz "T") oder als Parameter für die van Genuchten/Mualem-Funktion (Zusatz "F") eingegeben wird (Tabelle 5.3).

Tab. 5.3: Berechnungsvarianten des vereinfachten Standortmodells mit FEFLOW

v1	v2		v3
gesättigte Strömung	gesättigte Strömung + VSC-Modul		ungesättigte Strömung
	v2_T Wertetabelle	v2_F Funktionsparameter	

Um die Auswirkungen der vertikalen Diskretisierung auf die Ergebnisqualität und den rechentechnischen Aufwand der drei Berechnungsvarianten zu untersuchen, wird die Anzahl der Knotenebenen des Modells variiert. In der Bezeichnung der Modell-Varianten ist die Anzahl der Knotenebenen (Slices) mit dem Zusatz "s" angefügt. So lautet beispielsweise die Bezeichnung für die Variante des VSC-Modul, unter Verwendung von Tabellenwerten und mit fünf Knotenebenen "v2_T_5s".

Zur Einschätzung der mit dem VSC-Modul zu erreichenden Ergebnisqualität erfolgen zwei Testreihen anhand von unterschiedlichen Szenarien. Für die erste Testreihe kommt im Sinne einer guten Nachvollziehbarkeit der Ergebnisse ein eindimensionales Problem zur Anwendung. Dieses wird im dreidimensionalen FEFLOW Modell durch einen ebenen, horizontal homogenen, isotropen Aquifer realisiert. Um die Funktionsweise des VSC-Moduls bei horizontaler Heterogenität zu untersuchen, wird in der zweiten Testreihe das Modellgebiet in Teilgebiete mit unterschiedlichen Bodeneigenschaften gegliedert.

In den Szenarien wird ein Grundwasseranstieg simuliert, der durch ein Infiltrationsereignis hervorgerufen wird. Die Modellränder sind zu diesem Zweck als abflusslos mit einer Flussrandbedingung 2. Art belegt. Die Eingabedaten für das Infiltrationsereignis und die Bodenparameter stammen vom Messplatz Gragetopshof. Um einen möglichen Einfluss vertikaler Heterogenität des verwendeten Bodenparametersatzes auf die Ergebnisqualität und den Berechnungsaufwand einschätzen zu können, wird die eindimensionale Testreihe zum einen vertikal homogen mit nur einem van Genuchten/Mualem Parametersatz (P1) durchgeführt und zum anderen mit einer Parametersatz-Kombination (PK1) horizontal geschichtet wiederholt. Auf die Eingabedaten und deren Ermittlung wird im Kapitel 5.2.3 näher eingegangen.

Zur Einschätzung des Berechnungsaufwandes für die verschiedenen Simulationsvarianten wird die Rechenzeit während der Simulation erfasst. Dabei ist nicht der Absolutwert an Rechenzeit von Interesse, da dieser in hohem Maße von der Rechnerleistung des verwendeten Computers abhängt, sondern die Relation der Werte untereinander. Weil alle Varianten unter konstanten Bedingungen auf dem selben Personalcomputer gerechnet werden, ist die Rechenzeit als Maß des Berechnungsaufwandes für einen Vergleich der Varianten zulässig. Während der Simulation wird auf die graphischen Darstellungen der einzelnen Simulationsschritte verzichtet, um ihren Einfluss auf die Rechenzeit zu unterbinden. Alle Grafik-Fenster (Hydraulic Head, Time Step History, Finite Element Mesh, Legend) des Simulations-Menüs (Simulator Run) sind während des Rechenlaufes geschlossen. Im Finiten-Elemente-Netz wird nur das Endergebnis des gesamten Simulationslaufes dargestellt.

Im Sinne einer guten, numerischen Stabilität der Simulation wird eine automatische Zeitschrittsteuerung von FEFLOW verwendet (predictor-corrector scheme, forward Euler / backward Euler). Daraus ergibt sich für die Simulationsvarianten eine unterschiedliche Anzahl an Zeitschritten, deren Ergebnisse jedoch nicht

alle in die Ergebnisdatei (dac-file) geschrieben werden. Damit bei allen Simulationsvarianten der Aufwand für das Sichern der Zwischenergebnisse gleich hoch ausfällt, sind die Zeitpunkte zur Aufzeichnung fest vorgegeben.

5.2.2 Modellgeometrie

Für alle Szenarien ist ein Modellgebiet mit einer rechteckigen Grundfläche von $500\text{ m} \times 200\text{ m}$ und einer Aquifermächtigkeit von 1 m gewählt worden (siehe Abbildung 5.4). Die Aquifersohle stellt den Bezugshorizont des Modells dar. Die Grundfläche ist in FEFLOW in ein Netz aus dreieckigen finiten Elementen mit einer Kantenlänge von ca. 10 m unterteilt.

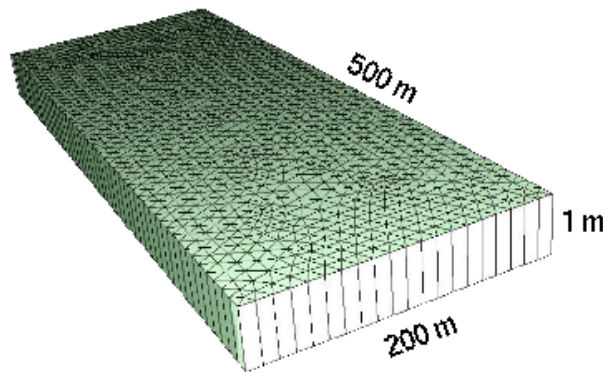


Abb. 5.4: Abmessung des vereinfachten Standortmodells für alle Szenarien

Die Anzahl der Knotenebenen (Slices) und somit der Modell-Schichten (Layer) variiert je nach der für die Modellierung angestrebten vertikalen Diskretisierung. Bei jeder Testreihe wird zunächst mit der geringstmöglichen Anzahl von Knotenebenen begonnen, die dann je nach erzielter Ergebnisqualität weiter erhöht wird. Die Aquifersohle (0 m) und die Geländeoberkante (1 m) sowie bei geschichtetem Aquifer die Schichtgrenze ($0,85\text{ m}$) stellen dabei das Minimum an Diskretisierung dar. Als nächster Schritt folgt eine Knotenebene in der Höhe des Anfangswasserstandes ($0,7\text{ m}$). Die weitere Diskretisierung findet dann im Bereich zwischen Anfangswasserstand und Geländeoberkante in regelmäßigen Abständen statt, die von $0,1\text{ m}$ bis $0,02\text{ m}$ variiert werden. Für die Varianten mit geschichtetem Aquifer kommen teilweise zu den jeweiligen Diskretisierungen noch zwei Zusatzebenen ("Buffer Slices") je $0,01\text{ m}$ ober- und unterhalb der Horizontgrenze hinzu, um zu testen, ob die auf diese Weise schärfer im Modell abgebildete Schichtgrenze das Simulationsergebnis positiv beeinflusst. Die jeweils realisierten Diskretisierungen sind im Anhang E.1 in den Tabellen E.1 bis E.3 aufgeführt. Die Varianten mit

Buffer-Slices sind hier durch "+ 2" bei der Anzahl der Knotenebene bzw. Schichten gekennzeichnet. In der Kurzbezeichnung der Simulationsvarianten erfolgt die Kennzeichnung durch das Anhängen des Kürzels "_b2".

Bei den Varianten mit gesättigter Strömungsberechnung (Varianten v1 und v2) ist die oberste Ebene (Slice) im FEFLOW-Modell als frei beweglich (free&movable) gesetzt, sodass sie den aktuellen Grundwasserstand abbildet. Die jeweilige Geländeoberkante geht für die Anwendung des VSC-Moduls wie in Kapitel 4.4 beschrieben als Referenzwert (Reference distribution) in die Modellierung ein. Bei der ungesättigten Strömungsberechnung mit der Richards-Gleichung (Varianten v3) ist die oberste Knotenebene fest (fixed) auf 1 m über der Aquifersohle eingestellt.

Da es aufgrund numerischer Schwingungen zu geringfügigen Aufwölbungen der Grundwasseroberfläche am Modellrand kommen kann, werden Beobachtungspunkte (Observation points) innerhalb der Gebietsfläche für die Dokumentation der Simulationsergebnisse genutzt. Auf jeder Knotenebene befindet sich ein Beobachtungspunkt jeweils an der gleichen Position, sodass sie senkrecht exakt übereinander liegen.

Für die Testreihe mit horizontal heterogenem Aquifer ist in jedem der drei Teilgebiete ein entsprechender Beobachtungspunkt auf allen Ebenen (Slices) angeordnet. Die Lage der Beobachtungspunkte ist Abbildung 5.5 zu entnehmen. Der Beobachtungspunkt im Teilgebiet 2 deckt sich mit dem Beobachtungspunkt der Testreihe des eindimensionalen Problems.

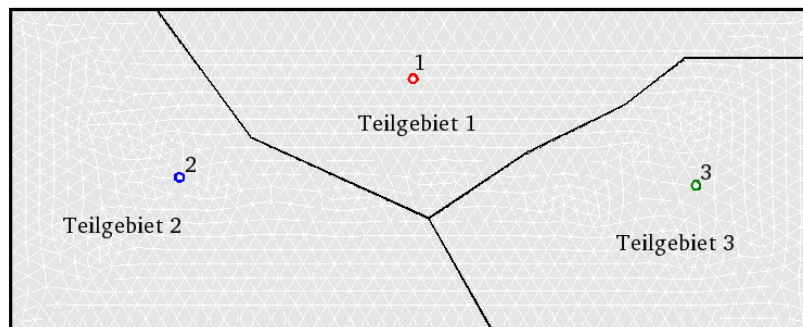


Abb. 5.5: Teilgebiete des Modellgebietes und Lage der Beobachtungspunkte in der Testreihe mit horizontal heterogenem Aquifer

5.2.3 Bodenparameter

Für den Modelltest werden bodenphysikalische Parameter des Standortes Gragetopshof aus der Diplomarbeit von [Dechow 2002] verwendet. Um den Verhältnissen am Standort trotz der getroffenen Vereinfachungen im Modell möglichst nahe zu kommen, erfolgt die Auswahl der Bodenparameter indem die einzelnen Parametersätze anhand von Feldmessdaten auf Plausibilität geprüft werden.

Je nach Simulationsvariante werden unterschiedliche Ansprüche an die Bereitstellung von Bodenparametern gestellt. Allen Modellanwendungen gemeinsam ist die notwendige Parametrisierung der gesättigten, hydraulischen Leitfähigkeit. Während für die Simulation mit der FEFLOW-Standardlösung für gesättigte Strömung ein konstanter Speicherkoeffizient hinzu kommt, ist für die Anwendung des VSC-Moduls eine Wasserretentionsbeziehung erforderlich, die zumindest in Tabellenform vorliegen muss (siehe Kapitel 4.4). Die höchsten Ansprüche an die Bodenparameter stellt die Simulation der ungesättigten Strömung unter Anwendung der Richards-Gleichung dar. Für diese bedarf es der Bereitstellung von Funktionsparametern für die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit, die auch der Charakterisierung der Wasserretentionsbeziehung dienen.

Aus [Dechow 2002] geht hervor, dass der am Standort Gragetopshof anzutreffende Torfboden vermutlich einen hohen Anteil an Makroporen aufweist. So erzielte [Dechow 2002] auch die besten Simulationsergebnisse mit der von Durner an bimodale Porengrößenverteilung (duale Porosität) [Durner 1994] angepassten van Genuchten/Mualem-Funktion (Kapitel 3.2, Seite 47).

Da mit der Standardlösung von FEFLOW für die ungesättigte Strömungsberechnung derzeit jedoch keine bimodale Porengrößenverteilung abgebildet werden kann, ist im Sinne einer Vergleichbarkeit der Ergebnisse für die vereinfachte Standortmodellierung ein Parametersatz der ursprünglichen van Genuchten/Mualem-Funktion (vG/M) zu verwenden. Der Vollständigkeit halber und mit Hinblick auf die Option einer späteren Modellanwendung mittels des VSC-Moduls gehen die Parametersätze der nach Durner erweiterten vG/M -Funktion in die Plausibilitätsprüfung ebenfalls mit ein. Da das VSC-Modul die Option bietet, Tabellenwerte der Wasserretentionsbeziehung zu nutzen, besteht die Möglichkeit, duale Porosität auf diesem Wege in der Simulation zu berücksichtigen.

Wie aus Kapitel 3.2 hervorgeht, ermittelte [Dechow 2002] auf unterschiedlicher Datenbasis und teilweise unter Verwendung mehrerer Methoden eine relativ große Anzahl von Parametersätzen der vG/M -Funktion, von denen jedoch nur einige für den Modelltest in Frage kommen. Die aus den Feldmessdaten der TDR-Sonden und Tensiometern gewonnenen Wasserretentionsfunktionen reichen leider nicht aus, da diese Daten keine Ermittlung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit ermöglichen. Wie bereits in Kapitel 3.2.2 (Seite 43) genannt, beschränkt sich die Auswertung des Versuchs mit dem Tensionsinfiltrimeter durch den Versuchsaufbau bedingt auf die oberste Bodenschicht von 0,25 m, sodass die ermittelten Parameter auch nur für diesen Bereich Gültigkeit besitzen. Zudem gibt es zu

dieser Messung keine Wiederholung, wodurch mögliche Messfehler nur schwer einzuschätzen sind. Auch die weitere Kalibrierung bereits ermittelter Parameterfunktionen mittels inverser Simulation von Zeitreihen der Tensiometerdaten mit HYDRUS-1D ist mit derart hohen Unsicherheiten in den Randbedingungen belastet, dass von der Verwendung der auf diese Weise ermittelten Parametersätze abgesehen wird. Solange die Prozesse der Interzeption, Evapotranspiration sowie des lateralen Zu- oder Abstroms nicht hinreichend quantifiziert werden können, bergen die in die eindimensionale Modellierung als Randbedingungen eingehenden Größen zu große Fehlerquellen in sich.

Aus den genannten Gründen beschränkt sich die Auswahl auf die Ergebnisse der Verdunstungsversuche, die wie bereits im Kapitel 3.2 beschrieben von [Hanschke 2003] durchgeführt und bei [Dechow 2002] neben der stationären Auswertemethode nach Schindler zusätzlich mittels inverser Simulation mit dem Programm HYDRUS-1D instationär ausgewertet worden sind. Bei der inversen Simulation mit HYDRUS-1D erfolgt sowohl eine Anpassung der Parameter der ursprünglichen als auch der nach Durner für bimodale Porengrößenverteilung modifizierten vG/M-Funktion.

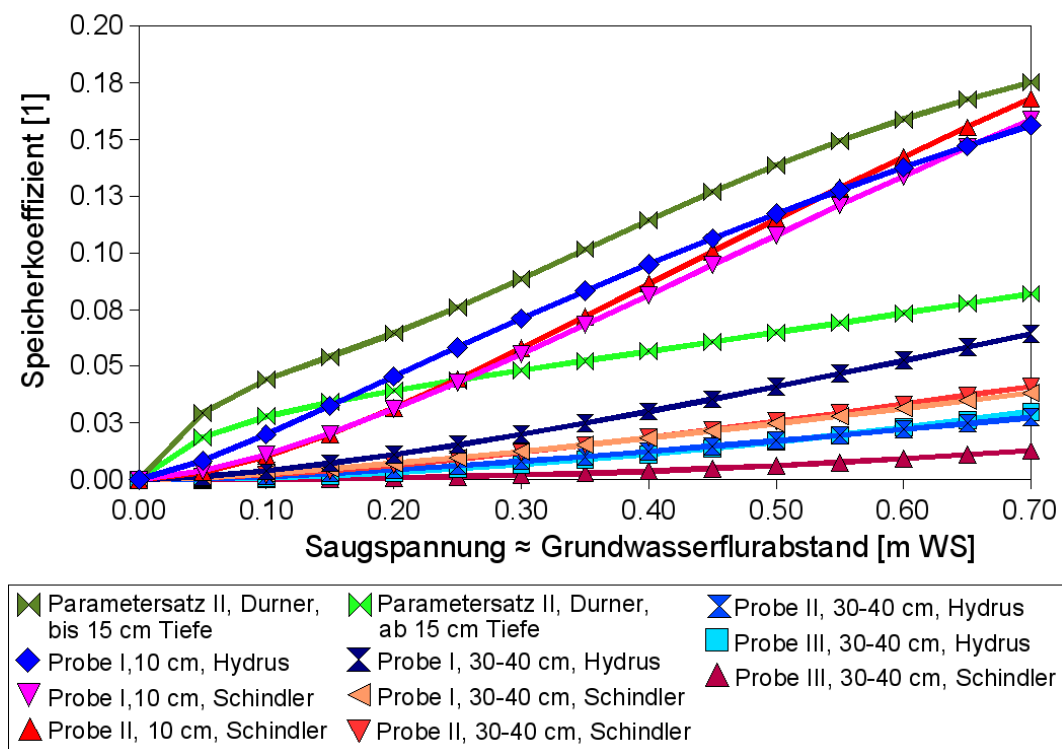


Abb. 5.6: Speicherfunktionen zu Parametersätzen der einfachen (Probe I bis III) sowie der von Durner für duale Porosität modifizierten van Genuchten/Mualem-Funktion (Parametersatz II).

In Abbildung 5.6 sind die aus den vG/M-Parametersätzen resultierenden Verläufe des variablen Speicherkoeffizienten in Abhängigkeit der Saugspannung bzw. des Grundwasserflurabstandes bei Annahme stationärer Verhältnisse dargestellt. Hinzu kommen die Speicherfunktionen von zwei Parametersätzen für duale Porosität nach Durner. Die Bezeichnungen der Parametersätze für duale Porosität erfolgt wie bei [Dechow 2002] mit Parametersatz II und der Angabe des jeweiligen bei Dechow zur Anwendung gekommenen Tiefenbereiches. Der für den Tiefenbereich bis 15 cm geltende Parametersatz stammt aus dem Verdunstungsversuch der Probe I aus 10 cm Tiefe. Den Parametersatz für den Bereich ab 15 cm Tiefe ermittelte [Dechow 2002] durch weitere Modellkalibrierung anhand von Feldmessdaten und auf der Grundlage von Parametersätzen der Proben aus größerer Tiefe. Bei der Modellvalidierung schätzte [Dechow 2002] den kombinierten Parametersatz II als die am besten an den Standort Gragetopshof angepasste Parametersatzkombination ein. Die zu den dargestellten Kurven gehörigen Parametersätze sind im Anhang in Tabelle C.5 aufgeführt und deren Wasserretentionsbeziehungen in Abbildung C.19 visualisiert.

Wie aus Abbildung 5.6 ersichtlich, liegen die Speicherfunktionen für die Proben, die aus 10 cm Tiefe stammen, relativ nahe beieinander und verlaufen sehr viel steiler als die der Proben aus 30 bis 40 cm Tiefe. Die beiden Proben aus 10 cm Tiefe führen bei gleicher Auswertung nach Schindler zu nahezu identischen Ergebnissen, wohingegen die mit "Hydrus" gekennzeichnete Auswertung mittels inverser Simulation zu leicht höheren Werten für den Speicherkoeffizienten führt. Bei den Proben aus 30 bis 40 cm Tiefe trifft diese Feststellung zwar nicht für jede einzelne Probe zu, im Mittel führt jedoch die Auswertung mit HYDRUS-1D auch bei diesen Proben zu höheren Speicherkoeffizienten als die Auswertung nach Schindler. Wie weiter unten erläutert, weisen im Ganzen betrachtet alle tieferen Proben ein deutlich geringeres Speichervermögen auf, als die Proben aus 10 cm Tiefe.

Die beiden Parametersätze nach Durner zeigen einen für bimodale Porengrößenverteilung charakteristisch steilen Anstieg im niedrigen Saugspannungsbereich. Der Parametersatz, der bei [Dechow 2002] zur Modellierung des Bodenhorizontes bis 15 cm Tiefe Verwendung gefunden hat, weist bis zum betrachteten Grundwasserflurabstand von 0,7 m ein höheres Speichervermögen des Bodens auf als die übrigen Parametersätze. Der für den Bereich tiefer 15 cm verwendete Parametersatz ergibt im Vergleich mit den Parametersätzen von den Bodenproben aus 30 bis 40 cm Tiefe ebenfalls relativ hohe Speicherkoeffizienten. Er liefert im niedrigen Saugspannungsbereich bis 0,15 m sogar höhere Speicherkoeffizienten als die Auswertung der Proben aus 10 cm Tiefe, die für diesen Bereich repräsentativ sein sollten.

Die Unterschiede zwischen den vorgestellten Speicherfunktionen deuten darauf hin, dass als Folge der Bodenbildungsprozesse am Standort Gragetopshof Horizonte unterschiedlicher hydraulischer Eigenschaften vorliegen. Durch die mit der Entwässerung des Torfkörpers einhergehende Belüftung des Oberbodens ist in diesem Bereich verstärkt mit den Folgen sekundärer Bodenbildung zu rechnen.

Die genaue Lage der Horizontgrenze lässt sich auf Basis der vorhandenen Daten jedoch nicht ermitteln, zumal sie durch weitere Bodenbildungsprozesse sowie Hebung und Senkung des Torfkörpers mit dem aktuellen Wasserstand einer gewissen Variabilität unterliegt. Während [Uebigau 1996] im Untersuchungsgebiet eine Horizontgrenze zwischen 30 und 40 cm Tiefe festgestellt hat, untersuchte [Dechow 2002] die Möglichkeit von zwei Horizontgrenzen, einer bei 15 cm Tiefe und einer bei 40 cm Tiefe. Wie bereits erwähnt, erzielte [Dechow 2002] mit seinem Parametersatz II mit einer Horizontgrenze bei 15 cm Tiefe die besten Ergebnisse.

5.2.3.1 Prüfung der Parametersätze auf Plausibilität

Um einschätzen zu können, inwieweit die aus Laborversuchen ermittelten Parametersätze geeignet sind, die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet wiederzugeben, erfolgt eine Plausibilitätsprüfung anhand von Feldmessdaten. Es werden Niederschlagsereignisse untersucht, welche zu messbaren Grundwasserstandsanhörungen führten. Unter Annahme stationärer Verhältnisse wird über die Wasserretentionsfunktion berechnet, welche Wassermenge notwendig wäre, um die jeweils gemessene Grundwasserspiegelanhebung zu realisieren. Die Berechnung der Änderung im Bodenwasserspeicher erfolgt mittels Tabellenkalkulation und unter Zuhilfenahme eines von der Bearbeiterin geschriebenen Programms.

Es wird eine Bodensäule angenommen, die in diskrete Intervalle der Stärke 0,001 m unterteilt ist. Unter hydrostatischen Bedingungen ist der Abstand zum Grundwasserspiegel gleich der Saugspannung. Für den Anfangs- und Endwasserstand eines Ereignisses erfolgt nun für jedes Teilintervall die Berechnung des aktuellen Wassergehaltes Θ_a mittels der Wasserretentionsbeziehung. Anschließend wird dessen Differenz zum Sättigungswassergehalt Θ_s gebildet. Auf diese Weise wird für jedes Teilintervall das aktuell noch zur Auffüllung verfügbare Porenvolumen berechnet. Die Differenz der aufsummierten verfügbaren Porenvolumina von Anfangs- und Endwasserstand bezogen auf die Intervallgröße ergeben das zur Auffüllung benötigte Volumen. Die so ermittelte Änderung im Bodenwasserspeicher wird dann der Niederschlagssumme gegenübergestellt, die zu der Wasserspiegelanhebung geführt hat, und auf Plausibilität geprüft.

Um der Bandbreite der aus den Verdunstungsversuchen abgeleiteten Parametersätzen gerecht zu werden, kommen diejenigen Parametersätze zum Einsatz, die für die jeweilige betrachtete Probenahmetiefe zu dem höchsten bzw. niedrigsten Speicherkoeffizienten führen. Für die Entnahmetiefe von 10 cm betrifft dies in beiden Fällen Probe I, zum einen ausgewertet nach Schindler und zum anderen mittels inverser Simulation mit HYDRUS-1D. Die Probenahmetiefe 30-40 cm wird durch den Parametersatz nach Schindler von Probe III als geringster und durch die Auswertung von Probe I mit HYDRUS-1D als höchster Wertebereich des Speicherkoeffizienten repräsentiert. Hinzu kommt die Prüfung der beiden Parametersätze nach Durner.

5.2.3.2 Niederschlagsereignisse für die Plausibilitätsprüfung

In die Plausibilitätsprüfung gehen insgesamt sechs Niederschlagsereignisse mit zugehöriger Grundwasserspiegelanhebung ein, eines aus dem Jahr 2000, zwei von 2001 und drei von 2004. Die Grundwasserstände sind auf mit Schilf bestandenen Messplätzen erfasst worden, 2000 und 2001 am Messplatz A6 (E4) und 2004 nur einige Meter davon entfernt am Messplatz S-GR-02-03 (Messprogramm von [Frahm 2006]). Näheres zur Lage und Anordnung der Messungen ist dem Kapitel 3.1.2 zu entnehmen. Beim Niederschlag gehen die nach der in Kapitel 4.1 vorgestellten Methode korrigierten Werte ein. Da für das Ereignis von 2000 keine Messdaten der Windgeschwindigkeit vorliegen, erfolgt die Korrektur unter der Annahme, dass sich die zu berücksichtigenden Fehler in der gleichen Größenordnung wie im Jahr 2001 bewegen. Es wird entsprechend ein Korrekturfaktor von 10 % verwendet.

Als einschränkendes Kriterium für die Auswahl der verwendeten Ereignisse dient unter anderem der Zeitraum des Auftretens. Um den Einfluss der Evapotranspiration vernachlässigen zu können, kommen nur Ereignisse in Frage, die in den Abend- oder Nachtstunden aufgetreten sind. Ein weiteres Auswahlkriterium stellt der Grundwasserstand zu Beginn und am Ende dar. Zum einen gilt es im Sinne der Repräsentativität eine Vielfalt an unterschiedlichen Anfangswasserständen in die Prüfung miteinzubeziehen, zum anderen scheidet jedoch die Ereignisse von vornherein aus, deren Endwasserstand die Geländeoberkante übersteigt.

Tab. 5.4: Ausgewählte Ereignisse von Niederschlag und Grundwasseranstieg

Datum	Dauer h	Zeitraum MEZ	P_{kor} mm	ΔGW m	von m u.	bis GOK	PI $mm\ h^{-1}$
30.06.01	4,0	19:30 - 01:30	14,3	0,14	0,30	0,16	3,6
11.09.04	1,75	17:00 - 18:45	12,2	0,12	0,215	0,095	7,0
30.04.00	4,0	18:10 - 22:10	6,4	0,09	0,125	0,045	1,6
24.08.01	4,5	04:30 - 09:00	5,1	0,04	0,46	0,42	1,1
16.08.04	1,75	20:30 - 22:15	3,4	0,03	0,125	0,095	1,9
24.08.04	1,25	18:45 - 20:00	3,1	0,05	0,195	0,095	2,5

P_{kor} korrigierter Niederschlag

ΔGW Anhebung des Grundwasserspiegels

u. GOK unter Geländeoberkante

PI Niederschlagsintensität, gemittelt über die Gesamtdauer des Ereignisses

In Tabelle 5.4 sind die für die Plausibilitätsprüfung herangezogenen Ereignisse der Höhe des Niederschlags nach absteigend sortiert aufgeführt. Die angegebene Dauer und der Zeitraum beziehen sich auf die Niederschlagsereignisse und nicht auf die daraus folgenden Grundwasserstandsänderungen. Die Dauer stellt

die Summe der Zeitintervalle dar, in denen Niederschlag gefallen ist. Beim Ereignis vom 30.06.2001 ergibt sich wegen einer Pause im Niederschlagsgeschehen eine geringere Dauer als der Zeitraum des gesamten Geschehens. Der Anhang E.2 enthält mit Abbildung E.2 bis E.4 eine graphische Darstellung der ausgewählten Ereignisse.

Wie bereits in Kapitel 3.1.2 erläutert, sind die Messdaten durch die gerätespezifische Erfassungsgenauigkeit der Grundwassersonden von 1 cm möglicherweise fehlerbehaftet. Zudem kann durch die Einmessung beim Einbau durchaus eine Abweichung von 1 cm vorliegen. Um die aus Messfehlern resultierenden Abweichungen einschätzen zu können, werden zwei weitere Varianten berechnet, die die höchste bzw. niedrigste Speicheränderung des Bodens für das jeweilige Ereignis prognostizieren. Es wird dabei von einer Messgenauigkeit von ± 1 cm sowie einer Einbaugenauigkeit der Grundwassersonde von ± 1 cm ausgegangen. Für die Fehler-Varianten wird entsprechend die Höhe des Grundwasserstandes um ± 2 cm variiert.

5.2.3.3 Ergebnisse bei homogenem Bodenprofil

Für die ausgewählten van Genuchten/Mualem-Parametersätze, die aus der inversen Simulation mit HYDRUS-1D stammen, ist in Abbildung 5.7 die Aufteilung der Niederschlagssummen für die untersuchten Ereignisse als Säulendiagramm dargestellt. Die entsprechende Darstellung für die übrigen Parametersätze befindet sich im Anhang E.4.

Jeweils die mittleren beiden Bereiche der Säulen geben die Abweichung der Fehler-Varianten von der Messwert-Variante an. Der obere Bereich der Säulen ergibt sich unter den gegebenen Bedingungen als der minimale Wert für die Speicheränderung im Boden, die selbst bei einer Abweichung von 2 cm vom Messwert noch auftritt. Der untere Säulenbereich stellt den minimalen Wert des Restbetrages dar, der sich wiederherum hypothetisch aus Interzeption und lateralem Abfluss zusammensetzt.

Es wird deutlich, dass bei Ereignissen mit geringer Niederschlagshöhe die aus möglichen Messfehlern resultierenden Unsicherheiten besonders stark ins Gewicht fallen. Dadurch kann es rechnerisch sogar zu negativen Werten für das minimale Restglied kommen. Da die Unsicherheitsbereiche auf Annahmen beruhen, stellen sie für die Plausibilitätsprüfung der Gesamtergebnisse nur eine Zusatzinformation dar und sollten nicht entscheidungsrelevant sein. Die grafische Darstellung erfolgt deshalb einschränkend für den positiven Wertebereich.

Als grundlegendes Plausibilitätskriterium gilt, dass die Speicheränderung im Boden den Niederschlag nicht überschreiten kann. Dieses Kriterium wird von allen Parametersätzen und für alle untersuchten Niederschlagsereignisse erfüllt. Es ist daher nicht anzunehmen, dass die gegebenen Parametersätze eine gravierende Überschätzung des Speichervermögens des Bodens bedeuten.

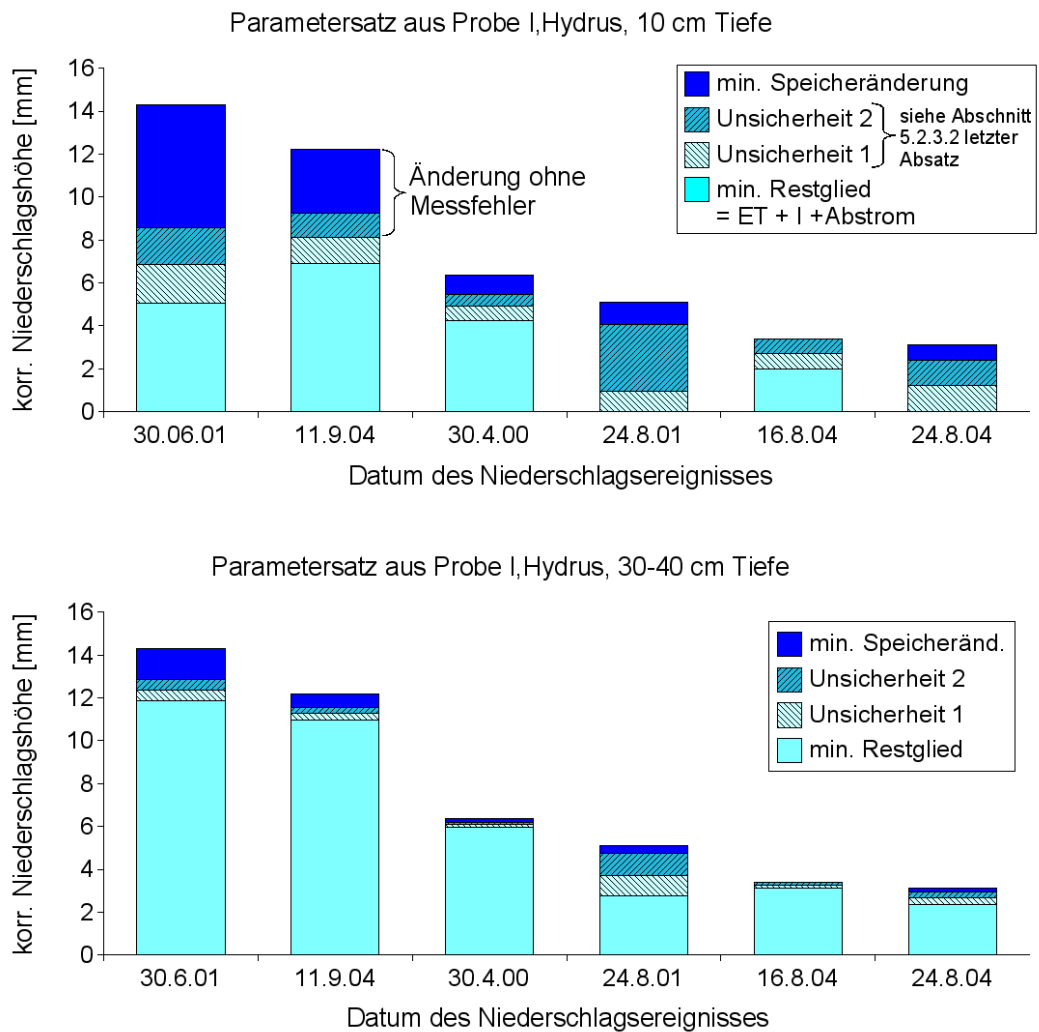


Abb. 5.7: Aufteilung des korrigierten Niederschlags mittels der mit HYDRUS-1D ermittelten vG/M-Parametersätze von Probe I aus 10 cm Tiefe (oben) und von Probe I aus 30-40 cm Tiefe (unten)

Davon ausgehend, dass wegen des ebenen Geländes und geringen Gradienten hin zu den umgebenden Gräben der laterale Abstrom eine relativ kleine Größe gegenüber der Infiltration und mit dieser der Erhöhung des Bodenwasserspeichers darstellt, sollte das Restglied hauptsächlich von der Interzeption geprägt sein. Bei starken Grundwasserspiegelanhebungen können jedoch durchaus Gradienten auftreten, die einen lateralen Abstrom zu den umgebenden Gräben und Torfstichen bewirken. Ein extremes Beispiel dafür stellt das Ereignis vom 27.08.2001 dar (Anhang, Abbildung E.1). Der Grundwasserspiegel sinkt bereits um 10:30 Uhr wieder ab, obwohl der Niederschlag bis 12:00 Uhr anhält. Es ist davon auszugehen, dass auch vor Beginn der Grundwasserspiegelabsenkung bereits ein lateraler Abstrom

stattgefunden hat, der genaue Zeitraum des Anstiegs und Absinkens lässt sich daher nicht festlegen. Da bei diesem Ereignis zu viele Fragen offen bleiben, wird es für die Plausibilitätsprüfung nicht verwendet.

5.2.3.4 Einschätzung des lateralen Abflusses

Um die Größenordnung eines möglichen lateralen Abflusses bei den verwendeten Niederschlagsereignissen abschätzen zu können, wird im folgenden das jeweilige Absinkverhalten untersucht, welches sich nach dem Grundwasseranstieg ergibt.

Die Untersuchung erfolgt für jedes Ereignis und wegen der Berücksichtigung des variablen Speicherkoeffizienten für jeden Bodenparametersatz separat. Es wird dabei die Absinkrate nach dem Grundwasseranstieg als Länge pro Zeit ermittelt, die sich zunächst noch auf die Grundwasserstandsänderung im Bodenhorizont bezieht. Durch Multiplikation der Absinkrate mit dem mittleren Speicherkoeffizienten während des jeweiligen Absinkgeschehens ergibt sich die Abflussrate in Länge pro Zeit (oder auch Volumen pro Fläche und Zeit). Diese multipliziert mit der Dauer des Grundwasseranstiegs führt zu einem Schätzwert für den lateralen Abfluss als Länge (oder Volumen pro Fläche), der direkt mit dem gemessenen Niederschlag in Beziehung gesetzt werden kann.

Die angewendete Methode birgt eine Reihe von Unsicherheiten in sich, die aus den getroffenen Annahmen sowie der Erfassungsgenauigkeit der Eingangsgrößen resultieren. Zum einen basiert die Methode auf der Annahme, dass der laterale Abfluss direkt nach dem Grundwasseranstieg dem Verhalten während des Grundwasseranstiegs entspricht, und die beobachtete Absinkrate übertragbar ist. Zum anderen wird angenommen, dass die Absinkrate auf das gesamte Anstiegsereignis anwendbar ist. Um den gegebenen Unsicherheiten zu begegnen, werden für jedes Ereignis und jeden Parametersatz mehrere Varianten gerechnet. Zusätzlich zu dem mittleren Speicherkoeffizienten des Absinkereignisses wird entsprechend auch der Speicherkoeffizient vom Beginn und vom Ende des Ereignisses verwendet, wodurch eine Minimal- bzw. Maximal-Variante erhalten wird.

Eine weitere Variante ergibt sich aus einer reduzierten Dauer des Grundwasseranstiegs auf den Zeitraum ab einem Anstieg größer 4 cm, in die der mittlere Speicherkoeffizient eingeht. Diese Variante basiert auf der Annahme, dass erst ab einem gewissen Gradienten ein signifikanter lateraler Abstrom stattfindet, wobei die pauschal mit 4 cm angesetzte Anstiegshöhe eine starke Vereinfachung darstellt. Bei den übrigen Varianten wird der sich einstellende Gradient indirekt dadurch berücksichtigt, dass für jedes Ereignis die sich jeweilig einstellende Absinkrate separat ermittelt wird.

Da auf den Grundwasseranstieg vom 24.08.2001 kein anschließendes Absinken in den Grundwasserstandsmessdaten erkennbar ist, wird davon ausgegangen, dass aufgrund des geringen Anstiegs um 4 cm im Tiefenbereich von 0,46 m auf 0,42 m

unter Flur kein ausreichender Gradient für lateralen Abfluss zustande kommt. Für das Ereignis vom 30.04.2000 ergibt sich direkt nach dem Grundwasseranstieg eine relativ hohe Absinkrate, die anschließend in eine deutlich geringere Rate übergeht. Es werden daher für dieses Ereignis zwei Varianten berechnet, eine mit der über das gesamte Absinkgeschehen gemittelten Absinkrate (Variante I) und eine mit der hohen Absinkrate (Variante II).

Die Ergebnisse der untersuchten Varianten sind tabellarisch im Anhang E.3 aufgeführt und lassen sich wie folgt zusammenfassen: Die Minimal-Varianten liefern im allgemeinen Summenwerte für den lateralen Abfluss von kleiner 0,1 mm, wohingegen die Maximal-Varianten je nach Parametersatz und Ereignis Werte von kleiner 0,1 mm bis zu 1,16 mm ergeben. Der größte Wert tritt bei dem Ereignis vom 30.06.2001 unter Verwendung des Parametersatzes auf, der den größten Speicherkoeffizienten repräsentiert, d. h. dem Parametersatz für duale Porosität nach Durner bis 15 cm Tiefe. Entsprechend ergeben sich die geringsten lateralen Abflüsse für den nach Schindler ausgewerteten Parametersatz von Probe III aus 30-40 cm Tiefe. Für diesen Parametersatz liegt selbst der Höchstwert für das Ereignis vom 30.06.2001 bei gerade mal 0,01 mm.

Der geringste laterale Abfluss wird für das Ereignis vom 16.08.2004 ermittelt, welches mit 30 mm auch den geringsten Grundwasseranstieg der untersuchten Ereignisse aufweist. Auffällig ist das Ereignis vom 11.09.2004, welches trotz seiner hohen Niederschlagsmenge von 12,2 mm verglichen mit dem Ereignis vom 30.06.2001 von 14,3 mm nur einen geringen Grundwasseranstieg und ein geringes anschließendes Absinken aufweist und somit einen geringen lateralen Abstrom suggeriert. Aufgrund der hohen Niederschlagsintensität dieses Ereignisses von knapp 7 mmh^{-1} liegt die Vermutung nahe, dass ein oberflächennaher Abfluss in die umgebenden Gräben stattgefunden hat, ohne zuvor eine Grundwasserstandsanhebung hervorzurufen. Die berechneten Werte des lateralen Abflusses würden in diesem Fall den Verlust durch Abstrom unterschätzen und somit den Anteil der Interzeption überschätzen.

Der sich für das Ereignis vom 30.04.2000 ergebende laterale Abfluss der Variante mit der hohen Absinkrate erreicht nahezu die gleiche Größenordnung wie der des Ereignisses vom 30.06.2001. Im allgemeinen sind mit den verschiedenen Parametersätzen größere Ergebnisspannen verbunden als mit den verschiedenen Niederschlagsereignissen.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass der laterale Abfluss für die Ereignisse vom 16.08.2004 und 24.08.2004 eher vernachlässigt werden kann. Dies gilt selbstverständlich auch für das Ereignis vom 24.08.2001, welches gar kein Absinken des Grundwasserspiegels nach dem vorherigen Anstieg erkennen lässt. Für die übrigen Ereignisse kann ein lateraler Abfluss bzw. bei dem Ereignis vom 11.09.2004 ein Oberflächenabfluss von bis zu 1 mm angenommen werden.

5.2.3.5 Einschätzung der Interzeption

Als plausible Größenordnung für die Interzeption wird der von [Hellie 2004] für Mais und Sonnenblumen ermittelte maximale Interzeptionsspeicher von 2,5 bis 3,5 mm, sowie der für ausgewachsene Pflanzen minimale Interzeptionsspeicher von 1,8 mm herangezogen. Desweiteren stellt Hellie fest, dass große Niederschlagsintensitäten auf voll ausgeprägtem Bestand zu relativ geringer Interzeption führen, wohingegen bei geringer Intensität die Pflanzenmorphologie der ausschlaggebenden Faktor ist. Es kann folglich weder von einer konstanten Größe für die Interzeption noch von einem linearen Zusammenhang zwischen Niederschlagssumme oder Niederschlagsintensität und der Interzeption ausgegangen werden. Wie schon aus der Aufführung dieser Plausibilitätskriterien ersichtlich, kann mit der vorgestellten Methodik bestenfalls eine Eingrenzung innerhalb der vorhandenen Parametersätze und keinesfalls eine abschließende Bewertung vorgenommen werden.

Vor diesem Hintergrund lassen sich die in Abbildung 5.7 sowie im Anhang E.4 in Abbildung E.6 und E.7 dargestellten Ergebnisse wie folgt beurteilen. Die Parametersätze der einfachen van Genuchten/Mualem-Funktion, die der Entnahmetiefe von 30-40 cm zuzuordnen sind, weisen sowohl bei der Auswertmethode nach Schindler als auch mittels inverser Simulation mit HYDRUS viel zu hohe Werte für das minimale Restglied auf. Für die beiden höchsten Niederschlagsereignisse ergeben sich Werte größer 10 mm. Bei Annahme eines lateralen Abflusses bzw. Oberflächenabfluss von 1 mm verbleibt für die Interzeption immer noch ein unplausibler Wert von mindestens 9 mm. Ebenfalls unplausibel erscheinen die mit dem nach Schindler ermittelten Parametersatz der Probe I aus 10 cm Tiefe erzielten Ergebnisse. Hier ergibt sich für die minimale Interzeption bei Annahme von 1 mm lateralem Abfluss ein Wert von mindestens 6,5 mm für das Ereignis vom 30.06.2001 und sogar mindestens 7,8 mm für das Ereignis vom 11.09.2004. Unter den Ergebnissen der einfachen vG/M-Parametersätzen ausgewählt, ergibt die Auswertung der Probe I aus 10 cm Tiefe mittels HYDRUS die am ehesten sinnvoll erscheinenden Werte. Das minimale Restglied für das Ereignis vom 30.06.2001 liegt mit 5 mm in einem plausiblen Wertebereich. Nach Abzug eines lateralen Abflusses von 1 mm bleibt ein Wert von 4 mm für die Interzeption, der noch als plausibel eingestuft werden kann. Weniger plausibel erscheint hingegen, dass selbst nach Abzug von 1 mm für das Ereignis vom 11.09.2004 immer noch ein Mindestwert von fast 6 mm für die Interzeption verbleibt. Dieser hohe Wert sowie der Sachverhalt, dass der Wert höher ist als bei dem Ereignis vom 30.06.2001, obwohl er von einem niedrigeren Niederschlagsereignis mit dazu noch höherer Niederschlagsintensität stammt, lassen an der Plausibilität der Ergebnisse Zweifel aufkommen.

Die beiden verwendeten Parametersätze der von [Durner 1994] modifizierten vG/M-Funktion für duale Porosität ergeben durch die höheren Speicherkoeffizienten insgesamt für alle Ereignisse einen höheren Anteil der Speicheränderung im

Boden und somit geringere Werte für das Restglied aus Interzeption und lateralem Abfluss. Bei dem Parametersatz bis 15 cm Tiefe führt dies zu Werten plausibler Größenordnung für die beiden höchsten Niederschlagsereignisse, jedoch zu sehr geringen Werten für das Restglied bei den Ereignissen vom 24.08.2001 und 24.08.2004. Die Werte von bis zu knapp 0,2 mm erscheinen als zu gering für die Interzeption, wenn man einen minimalen Interzeptionsspeicher von 1,8 mm annimmt.

Der Parametersatz für duale Porosität, der bei Dechow dem Bereich tiefer 15 cm zugeordnet ist, führt zu plausiblen Ergebnissen bei den Ereignissen mit geringer Niederschlagshöhe, scheint jedoch die Bodenspeicheränderung für die Ereignisse mit hohem Niederschlag zu unterschätzen. Hier ergeben sich Restglieder von mindestens 7 mm und dementsprechend 6 mm für die Interzeption, womit diese wiederum als zu hoch einzuschätzen ist.

Zusammenfassend wird festgestellt, dass keiner der hier vorgestellten Parametersätze vorbehaltlos geeignet erscheint, die Gegebenheiten am Standort Gragetopshof wiederzugeben. Aus diesem Grund wird die Plausibilitätsprüfung dahingehend erweitert, dass aus den gegebenen Parametersätzen entsprechend der horizontalen Schichtung am Standort Parametersatz-Kombinationen gebildet werden.

5.2.3.6 Plausibilität bei geschichtetem Bodenprofil

Wie bereits erwähnt, befindet sich zwischen 0,1 m und 0,4 m Tiefe unter Geländeoberkante eine mögliche Horizontgrenze, deren genaue Lage jedoch nicht bekannt ist. Um die Lage der Horizontgrenze und somit die jeweiligen Gültigkeitsbereiche der Parametersätze abschätzen zu können, werden daher verschiedene Parametersatzkombinationen mit variierenden Horizontgrenzen betrachtet.

Für die weiteren Untersuchungen werden die bisher verwendeten Parametersätze der einfachen van Genuchten-Funktion zu Kombinationen zusammengestellt, die jeweils zu dem höchsten bzw. niedrigsten Speicherkoeffizienten für die betrachtete Probenahmetiefe führen. Der höchste Speicherkoeffizient ergibt sich für die Kombination der beiden aus inverser Simulation mit HYDRUS-1D stammenden Parametersätze und wird im folgenden mit Parametersatz-Kombination 1 (PK1) bezeichnet. Entsprechend ist die Parametersatz-Kombination 2 (PK2) aus den beiden nach Schindler ermittelten Parametersätzen zusammengestellt. Als dritte Kombination (PK3) werden die beiden Parametersätze für duale Porosität nach Durner untersucht.

Am Beispiel einer Horizontgrenze bei 0,15 m unter Geländeoberkante sind die Speicherfunktionen der drei Parametersatzkombinationen in Abbildung 5.8 dargestellt. Wie bereits zuvor wird mittels der drei Parametersatz-Kombinationen für jedes der sechs gegebenen Niederschlagsereignisse die Änderung des Bodenspeichers berechnet. Die in Abbildung 5.9 dargestellten Ergebnisse gelten

für eine Horizontgrenze bei 0,15 m unter Geländeoberkante. Die entsprechenden Darstellungen für alle Varianten mit 0,1 m bis 0,4 m sind gemeinsam mit den Ergebnistabellen für die getesteten Horizontgrenzen in Anlage E.4 aufgeführt.

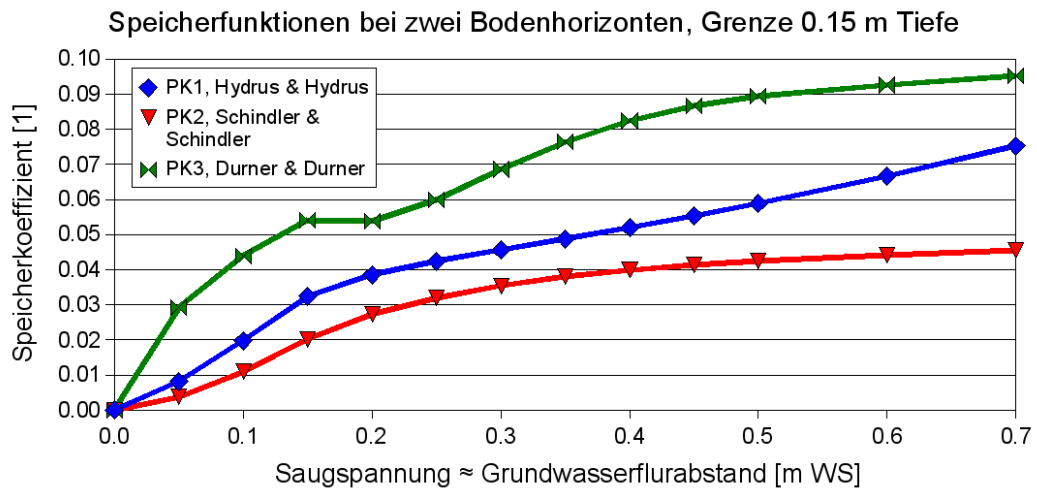


Abb. 5.8: Speicherfunktionen zu den kombinierten Parametersätzen für eine Horizontgrenze von 0,15 m unter GOK

Die Berechnungsergebnisse der untersuchten Parametersatz-Kombinationen lassen sich wie folgt beurteilen. Die Parametersatz-Kombination PK2, deren Parametersätze jeweils nach Schindler ermittelt sind, führt bei allen Ereignissen zu einem sehr großen Restglied gegenüber der Bodenspeicheränderung, welches die plausible Größenordnung der Interzeption übersteigt, selbst unter der Annahme eines lateralen Abflusses von 1 mm. Die Vermutung liegt nahe, dass mit PK2 die Speicherkapazität des Bodens grundsätzlich unterschätzt wird. Dies gilt ebenso für die im Anhang E.4 aufgeführten Ergebnisse für Horizontgrenzen bei 0,1 m bis 0,4 m.

Wie zu erwarten wirkt sich bei PK1 und PK3 die Kombination der jeweils unterschiedlichen Speicherverhalten wiedergebenden Parametersätze positiv auf die Bilanzbetrachtung aus. In den Fällen mit einer Horizontgrenze nahe der Geländeoberkante beeinflusst der jeweils tiefer liegende Parametersatz die berechnete Bodenspeicheränderung dahingehend, dass das Verhältnis der Ergebnisse der beiden höchsten Niederschlagsereignisse zueinander plausibel erscheint. Beide Ereignisse führen bei einer Horizontgrenze zwischen 0,1 m und 0,2 m zu ungefähr gleich hohen Restgliedern und lassen dementsprechend auf ähnliches Interzeptionsverhalten schließen. Je tiefer die Horizontgrenze angenommen wird, desto stärker werden die Berechnungsergebnisse vom jeweiligen oberen Parametersatz beeinflusst, sodass der Widerspruch zwischen den Ergebnissen der beiden höchsten betrachteten Niederschlagsereignisse anwächst. Andererseits erhöht sich der

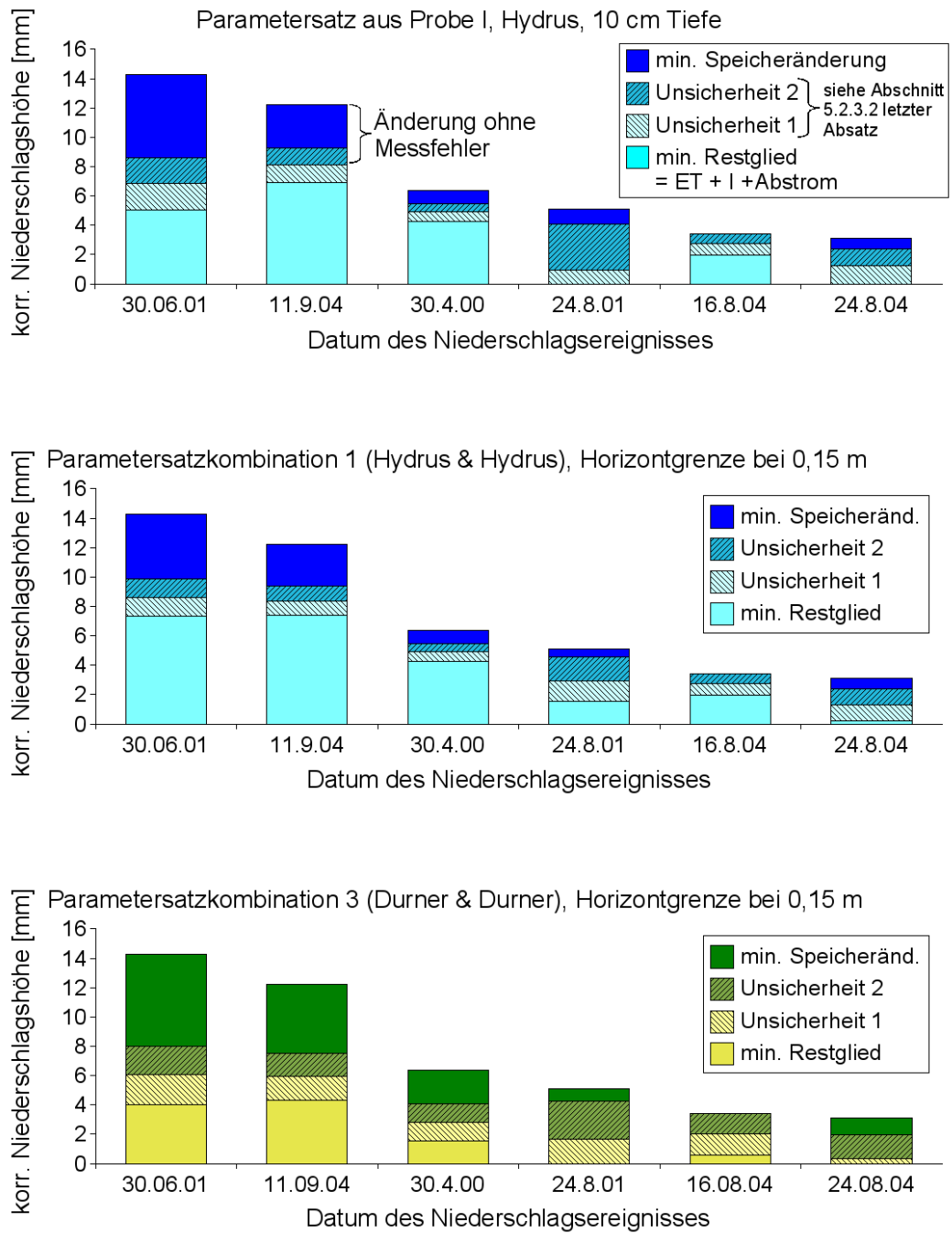


Abb. 5.9: Aufteilung des korrigierten Niederschlags mittels des mit HYDRUS-1D ermittelten vG/M-Parametersätze von Probe I aus 10 cm Tiefe (oben) sowie den Parametersatzkombinationen PK1 (Mitte) und PK2 (unten), Horizontgrenze bei 0,15 m unter GOK

Anteil der Bodenspeicheränderung, sodass das Restglied und damit die Interzeption in eine niedrigere und damit plausiblere Größenordnung für die beiden hohen Niederschlagsereignisse annimmt. Für die drei Ereignisse mit geringerer Niederschlagshöhe nimmt die Interzeption in diesen Fällen hingegen zu geringe Werte an. Generell gilt wieder, dass die Parameter der einfachen van Genuchten-Funktion das Speichervermögen des Bodens unterschätzen, während die Parametersätze für duale Porosität nach Durner plausibler erscheinende Ergebnisse liefern.

5.2.3.7 Erste Auswahl der Parametersätze für die Modellierung

Wie bereits festgestellt, ermöglicht die vorliegende Datenlage weder eine abschließende Beurteilung der Parametersätze noch deren genaue Horizontierung. Zu diesem Zweck erscheinen weiterreichendere Untersuchungen notwendig. Für den vorliegenden Modelltest ist die exakte Höhe des Speichervermögens zunächst nicht von entscheidender Bedeutung, da das vereinfachte Modell im Sinne einer guten Nachvollziehbarkeit der Simulationsergebnisse mit nicht-durchströmbaren Rändern versehen ist. Ein lateraler Abstrom wird folglich nicht modelliert und das gesamte Restglied als Interzeption betrachtet. An dieser Stelle steht zunächst einmal die Auswahl von Bodenparametern im Vordergrund, die ungefähr den Verhältnissen am Standort Gragetopshof entsprechen.

Tab. 5.5: Im Modelltest verwendete van Parametersätze der van Genuchten/Mualem-Funktion

Parameter	Einheit	Parametersatz P1 (Probe I, 10 cm, HYDRUS)	Parametersatz P2 (Probe I, 30-40 cm, HYDRUS)
$\Theta_s = porosity$	[1]	0,86	0,85
Θ_r	[1]	0,0	0,0
α	$[m^{-1}]$	1,78	0,59
n	[1]	1,31	1,51
$m = 1 - \frac{1}{n}$	[1]	0,24	0,34
K_s	$[m\ s^{-1}]$	$7,4 \cdot 10^{-7}$	$6,5 \cdot 10^{-8}$
<i>storativity</i>	[1]	0,86	0,85
S_s	[1]	1,0	1,0
S_r	[1]	0,0	0,0

Für die anstehende Vergleichsrechnung mit den FEFLOW Standardlösungen wird entsprechend ein Parametersatz für die van Genuchten/Mualem-Funktion in ihrer ursprünglichen Version ausgewählt. In die Testreihe mit horizontal homogenem Aquifer geht zu diesem Zweck der mittels inverser Simulation mit

HYDRUS aus Probe I der Entnahmetiefe 10 cm ermittelte Parametersatz ein, der im folgenden mit Parametersatz P1 bezeichnet wird. Als weitere Variante kommt die Parametersatzkombination PK1 mit einer Horizontgrenze bei 0,15 m zum Einsatz. Die Parameterwerte von P1 und PK1 sind in Tabelle 5.5 aufgeführt, wobei sich PK1 bis zur Horizontgrenze aus P1 und darunter aus dem von Probe I der Entnahmetiefe 30-40 cm mittels HYDRUS erfassten Parametersatz zusammensetzt, der im folgenden mit Parametersatz P2 bezeichnet wird.

Bei der Eingabe in FEFLOW entspricht α dem Parameter A . Die Gesamtporosität ϕ (in FEFLOW: porosity) wird vereinfacht dem Sättigungswassergehalt Θ_s gleichgesetzt. Die effektive Porosität ϕ_e (in FEFLOW: storativity) wird als Differenz des Sättigungswassergehaltes und der Residualfeuchte ($\Theta_s - \Theta_r$) angenommen. Die Eingabeparameter für die Sättigung bei residualem Wassergehalt S_r und bei vollständiger Sättigung S_s ergeben sich durch Division des jeweiligen Wassergehaltes durch die Gesamtporosität bzw. Θ_s (Anhang Seite 147, Gleichung A.1). Abweichend von der Prinzipfallstudie wird für den konstanten Speicherkoeffizienten (storativity) kein an den am Standort anzutreffenden, geringen Grundwasserflurabstand angepasster Wert verwendet. Zum einen hat die Prinzipfallstudie auf der Basis von Bodenparametern des Standortes Gragetopshof bereits hinreichende Ergebnisse geliefert, sodass die bereits geführte Diskussion hier nur wiederholt werden würde. Zum anderen deckt die vereinfachte Standortmodellierung nicht die gesamte Schwankungsbreite des Grundwasserflurabstandes des Gebietes ab, wodurch bei geschickter Wahl des Speicherkoeffizienten eine relativ hohe Ergebnisgenauigkeit für das simulierte Szenario erreichbar wäre, die jedoch nicht auf den gesamten Grundwasser-Schwankungsbereich des Gebietes übertragbar ist. Zudem soll mit der vereinfachten Standortmodellierung die Praxistauglichkeit der verschiedenen Berechnungsvarianten aufgezeigt werden, sodass für die Variante der ungesättigten Strömungsberechnung auch auf den allgemein üblichen Wert der effektiven Porosität als Differenz von Sättigungsfeuchte und Residualfeuchte für den konstanten Speicherkoeffizienten zurückgegriffen wird. Es kann schließlich nicht grundsätzlich davon ausgegangen werden, dass jeder Anwender eines Grundwassersimulationsmodells auf einen Feuchtgebietsstandort sich der speziellen Problematik des Speicherkoeffizienten bewusst ist.

5.2.3.8 Zweite Auswahl der Parametersätze

Wie in Kapitel 5.2.5 näher beschrieben wird, lassen die ersten Ergebnisse des Modelltests mit ungesättigter Strömungsberechnung vermuten, dass die verwendeten Parameter der vG/M-Funktion die am Untersuchungsstandort auftretenden ungesättigten Leitfähigkeiten nicht wiederzugeben vermögen. Aus diesem Grund erfolgt an dieser Stelle die in Kapitel 3.2 aufgeführte, erneute Auswertung ausgewählter Verdunstungsversuche mittels inverser Simulation mit HYDRUS-1D bei korrigierter Versuchsgeometrie.

Abbildung 5.10 ermöglicht einen Vergleich der alten und neuen Parametersätze hinsichtlich der aus ihnen resultierenden Speicherfunktionen. Es sind hier die Ergebnisse für den bei [Dechow 2002] mit "Probe I, 10 cm Tiefe" bezeichneten Laborauftrag LA 825, Zylinder 1 dargestellt. Die entsprechenden Darstellungen für die Proben I und III aus 30-40 cm Tiefe befinden sich im Anhang C.6 in Abbildung C.22.

Wie aus Abbildung 5.10 ersichtlich, weisen die Speicherfunktionen aus der einfachen Parameterfunktion nach van Genuchten/Mualem nur geringfügige Differenzen auf. Die hier mit "Dechow" gekennzeichnete Kurve resultiert aus dem Parametersatz P1, die mit "Trübger" gekennzeichnete Kurve dem neuen Parametersatz, der im folgenden mit P3 bezeichnet wird. Die beiden an die nach Durner modifizierte van Genuchten/Mualem-Funktion angepassten Parametersätze ergeben Speicherfunktionen, die vom Ergebnis von [Dechow 2002] zwar abweichen, deren Mittelwert jedoch insbesondere im niedrigen Saugspannungsbereich ungefähr mit dem Verlauf der Kurve von Dechow zusammenfällt.

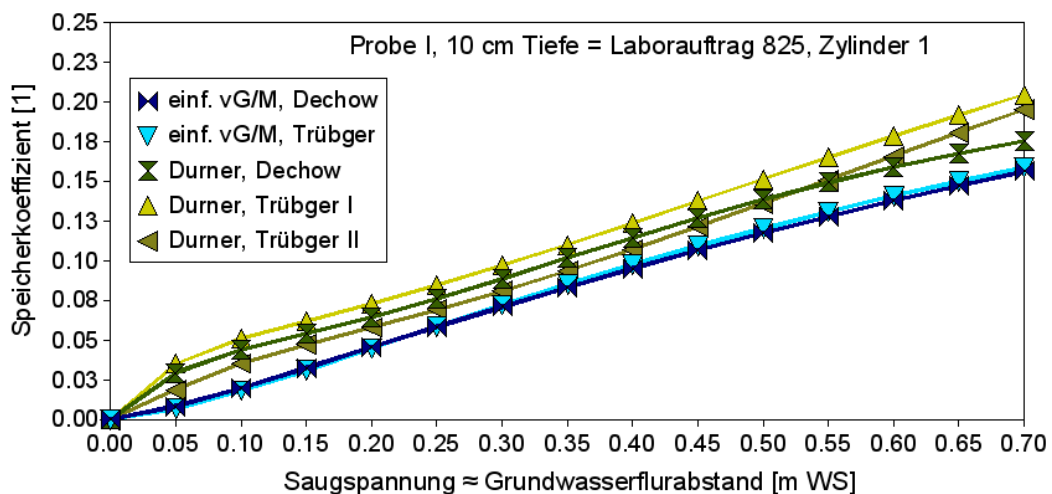


Abb. 5.10: Vergleich der Speicherfunktionen aus der erneuten Parameteranpassung durch inverse Simulation mit HYDRUS-1D mit denen aus [Dechow 2002]

Bei denen im Anhang in Abbildung C.22 dargestellten Speicherfunktionen der Proben aus 30-40 cm Tiefe zeigen sich ebenfalls nur geringfügige Differenzen zwischen den neu angepassten Parametern an die einfache van Genuchten/Mualem-Funktion und den Werten von Dechow. Dies gilt sowohl für die Parameteranpassung nach Schindler als auch mittels inverser Simulation mit HYDRUS-1D. Bei der Auswertung der zu Parametersatz P2 gehörenden Probe "LA 806, Zylinder 21" ist jedoch aufgefallen, dass sich in der Arbeit von [Dechow 2002] bei diesem Parametersatz offensichtlich ein Schreibfehler befindet. Die Residualfeuchte θ_r hat laut Dechows Ergebnisdatei der inversen Simulation mit HYDRUS-1D einen Wert von 0,4 anstatt 0. In Abbildung C.22 ist daher sowohl das Ergebnis des fehler-

haften Parametersatzes (P2) als auch die korrekte Variante von Dechow dem neu ermittelten Parametersatz gegenübergestellt, der im folgenden mit P4 bezeichnet wird. Obwohl die nach Schindler ermittelten Parametersätze des "LA 806, Zylinder 21" zu geringfügig größeren Speicherkoeffizienten führen als die nun korrigierten Parameter aus der inversen Simulation, finden letztere im Folgenden Anwendung, da sie bei der Simulation mit HYDRUS-1D die bessere Anpassung an die Messwerte zeigen (siehe Kapitel 3.2, Abbildung 3.20, Seite 49).

Um insbesondere die Auswirkungen des neuen Parametersatzes P4 gegenüber dem fehlerhaften Parametersatzes P2 auf die Ergebnisse der Plausibilitätsprüfung abschätzen zu können, wird diese für eine entsprechende Parameterkombination PK4 wiederholt. Die Kombination PK4 setzt sich analog zu PK1 aus dem Parametersätzen P3 und P4 mit einer Horizontgrenze bei 0,15 m zusammen. Die Ergebnisse sind mit Tabelle E.16 und Abbildung E.14 dem Anhang E.4.3 zu entnehmen. Da sich für die untersuchten Ereignisse keine signifikanten Veränderungen ergeben, wird an den Ergebnissen der Plausibilitätsprüfung festgehalten. Folglich findet der Parametersatz P3 sowie die Kombination PK4 in den anschließenden Modelltests Anwendung. Es werden die Simulationsvarianten, welche sich bei der ersten Durchführung der Modelltests als charakteristisch erwiesen haben, mit den neu ermittelten Parametersätzen wiederholt. Dabei tritt der Parametersatz P3 an die Stelle von P1 und die Parametersatzkombination PK4 an die Stelle von PK1. Die Parametersätze P3 und P4 sind in Tabelle 5.6 angegeben und zusammen mit PK4 im Anhang in Abbildung C.23 dargestellt.

Tab. 5.6: Zusätzlich in den Modelltests verwendete van Genuchten/Mualem-Parametersätze

Parameter	Einheit	Parametersatz P3 (LA 825, Zyl. 1, 10 cm Tiefe,	Parametersatz P4 (LA 806, Zyl. 21, 30-40 cm Tiefe,
$\Theta_s = porosity$	[1]	0,87	0,84
Θ_r	[1]	0,32	0,31
α	$[m^{-1}]$	2,2288	0,4686
n	[1]	1,4632	1,6334
$m = 1 - \frac{1}{n}$	[1]	0,3166	0,3878
K_s	$[m\ s^{-1}]$	$4,73 \cdot 10^{-6}$	$5,59 \cdot 10^{-8}$
<i>storativity</i>	[1]	0,55	0,53
S_s	[1]	1,0	1,0
S_r	[1]	0,37	0,37

Probe I, 10 cm, HYDRUS = LA 825, Zylinder 1

Probe I, 30-40 cm, HYDRUS = LA 806, Zylinder 21

Tab. 5.7: Übersicht zu den verwendeten Parametersätzen und Parametersatzkombinationen der van Genuchten/Mualem-Funktion

	<u>Parametersatz</u>	<u>Parametersatzkombination</u>
0 m bis 0,15 m Tiefe	Probe I, 10 cm, HYDRUS	Probe I, 10 cm, HYDRUS
0,15 m bis ∞	Probe I, 10 cm, HYDRUS	Probe I, 30-40 cm, HYDRUS
aus [Dechow 2002]	P1	PK1
neu ermittelt	P3	PK4

5.2.3.9 Parameterauswahl für den horizontal heterogenen Aquifer

Bei dieser Testreihe wird mittels drei unterschiedlicher Parametersätze bzw. Parametersatzkombinationen eine horizontale Heterogenität des Aquifers realisiert, die zu einer dreidimensionalen Strömung innerhalb des Modellgebietes führt. Es kommen dabei die Parametersätze P1 und P3 sowie PK4 zum Einsatz. Insbesondere die Parametersatzkombination PK4 sorgt wegen des geringeren Speichervermögens zur Ausbildung einer gewissen horizontalen Heterogenität zwischen den Teilgebieten des Modells. Da es bei diesem Szenario nicht auf eine realistische Abbildung des Untersuchungsgebietes ankommt, sondern vielmehr das VSC-Modul unter heterogenen Bedingungen erprobt werden soll, ist die genaue Wahl der Parametersätze an dieser Stelle von untergeordneter Bedeutung.

Die räumliche Zuordnung der Bodenparameter für die Testreihe mit dreidimensionaler Problemstellung ist Tabelle 5.8 zu entnehmen. Die dort genannten Teilgebiete beziehen sich auf die bereits in Abbildung 5.5 (Seite 84) dargestellte Aufteilung des Modellgebietes. Bei der Simulation mit dem VSC-Modul gehen die Parametersätze P1 und P3 als Parameter der van Genuchten/Mualem-Funktion ein, während die Parametersatzkombination PK4 über eine Wertetabelle der Intervallbreite 0,01 m realisiert wird.

Tab. 5.8: Räumliche Zuordnung der Parametersätze zu den Teilgebieten in der Testreihe mit horizontal heterogenem Aquifer

Teilgebiet	Parametersatz bzw. -kombination
1	P1
2	P3
3	PK4 = P3 bis 0,15 m und P4 tiefer 0,15 m

5.2.4 Simulierte Szenarien

In den Modellszenarien wird basierend auf Messdaten vom Standort Gragetopshof ein Grundwasseranstieg simuliert. Die Grundwasserstandmessungen liegen in stündlicher Auflösung vor, die des Niederschlags in halbstündlicher Auflösung. In Abbildung 5.11 sind die Messdaten des Grundwasserstandes und des korrigierten Niederschlags dargestellt, der für die Simulation nach Parametersatz P1 in Interzeption und Infiltration aufgeteilt ist. Die entsprechenden Darstellungen für den Parametersatz P3 sowie die Parametersatzkombinationen PK1 und PK4 befinden sich als Abbildung E.15 im Anhang (Seite 211). Von den in der Testreihe mit horizontal heterogenem Aquifer Anwendung findenden Parametersätzen weist die Kombination PK4 das geringste Speichervermögen auf. Um ein vollständiges Infiltrieren der vorgegebenen Wassermenge sicher zu stellen, wird daher für diese Problemstellung die mit PK4 ermittelte Infiltrationsmenge verwendet.

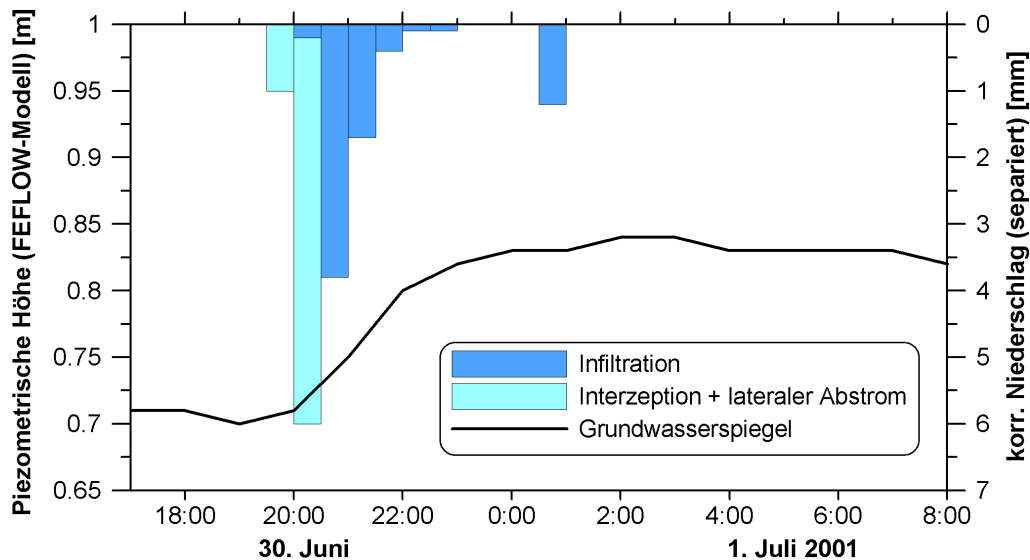


Abb. 5.11: Messwerte Grundwasserstand und korrigierter Niederschlag (mittels P1 separiert in Infiltration und Interzeption + lateralen Abstrom)

Für alle Szenarien wird das Niederschlagsereignis vom 30. Juni 2001 mit einer Gesamtsumme des korrigierten Niederschlags von 14,3 mm verwendet. Der Niederschlag ist zwischen 19:30 Uhr und 1:00 Uhr über einen Zeitraum von insgesamt vier Stunden (3,5 h + 0,5 h) verteilt gefallen. Der daraus resultierende Grundwasseranstieg am Messplatz A6 beträgt 0,14 m. Der Grundwasserspiegel steigt dabei von 0,3 m unter GOK (um 19:00 Uhr) bis zu einem maximalen Stand von 0,16 m unter GOK (um 2:00 Uhr) an. Im FEFLOW-Modell entspricht dies einem Anstieg der piezometrischen Höhe (in FEFLOW: Hydraulic Head) von 0,7 m auf 0,84 m, den es mit der Simulation nachzubilden gilt.

Das anschließende Absinken des Grundwasserspiegels infolge von einsetzender

Evapotranspiration und lateralem Abfluss bzw. Austauschprozessen zwischen den Porengrößenfraktionen wird im vereinfachten Standortmodell nicht berücksichtigt, da diese Größen nicht exakt quantifiziert werden können. Die Evapotranspirationsrate wird von Beginn des Niederschlags um 19:30 Uhr bis zum maximalen Grundwasseranstieg um 2:00 Uhr früh als vernachlässigbar gering angenommen. Ein möglicher Verlust durch lateralen Abfluss während des Grundwasseranstiegs wird in einem Summenparameter gemeinsam mit der Interzeption erfasst. In den Niederschlagsmesswerten besteht eine Datenlücke für das Messintervall von 0:30 Uhr bis 1:00 Uhr, die jedoch unter Nutzung von Daten zweier nahegelegener Messstationen mit dem Wert 0 mm geschlossen wird (näheres dazu in Kapitel 3.1.2.4, Seite 40).

In die Simulation mit FEFLOW geht der an der Bodenspeicheränderung beteiligte Anteil vom Niederschlag als Infiltration in Form einer zeitlich variablen, obere Randbedingung ein. Der Anteil der Infiltration am gemessenen Gesamtniederschlag wird jeweils über den ausgewählten Parametersatz des Torfes wie in Kapitel 5.2.3 beschrieben ermittelt. Wie bereits erwähnt, ist wegen der abflusslosen Randbedingungen in der Modellierung kein lateraler Abstrom möglich, sodass der Gesamtanteil des nicht zur Bodenspeicheränderung beitragenden Niederschlags als Interzeption behandelt wird. Um den zeitlichen Verlauf der Infiltration zu erhalten, wird die Interzeption zu Beginn des Niederschlagsereignisses von diesem abgezogen. Da für die Vegetation des Standortes keine präziseren Informationen zum zeitlichen Verlauf der Interzeption vorliegen, wird sich dieses vereinfachten Ansatzes bedient, der auf der Annahme beruht, dass zunächst der Interzeptionspeicher vollständig aufgefüllt wird, ehe Infiltration einsetzt.

Die Simulation erfolgt jeweils über einen Zeitraum von einem Tag, wobei das Infiltrationsereignis mit dem zweiten Viertel des Modell-Tages einsetzt. Der Modell-Tag beginnt am 30. Juni 2001 um 14:00 Uhr und endet entsprechend am Folgetag. Analog zu den gemessenen Niederschlagsdaten geht die Infiltration als Treppenfunktion in die Simulation ein. Die Evapotranspiration und die damit verbundene Absenkung des Grundwasserspiegels vor Beginn des Niederschlagsereignisses wird im Modell nicht abgebildet. Stattdessen wird für diesen Zeitraum der Grundwasserstandsmesswert von 19:00 Uhr verwendet.

5.2.5 Ergebnisse bei horizontal homogenem Aquifer

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse für den nicht horizontal in Teilgebiete gegliederten Aquifer vorgestellt. Dabei werden die Szenarien mit vertikal homogenem Aquifer und mit horizontal geschichtetem Aquifer getrennt voneinander behandelt.

5.2.5.1 Vertikal homogener Aquifer

Die repräsentativsten Simulationsergebnisse der Testreihe unter der Verwendung des Parametersatzes P1 sind in Abbildung 5.12 zusammengefasst und den Messwerten von Niederschlag und Grundwasser gegenübergestellt. Der Grundwasserstand ist auf das Höhensystem des FEFLOW-Modells bezogen. Das Niederschlagsereignis ist wie schon zuvor in Kapitel 5.2.4 beschrieben in Interzeption sowie Infiltration und lateralen Abfluss separiert.

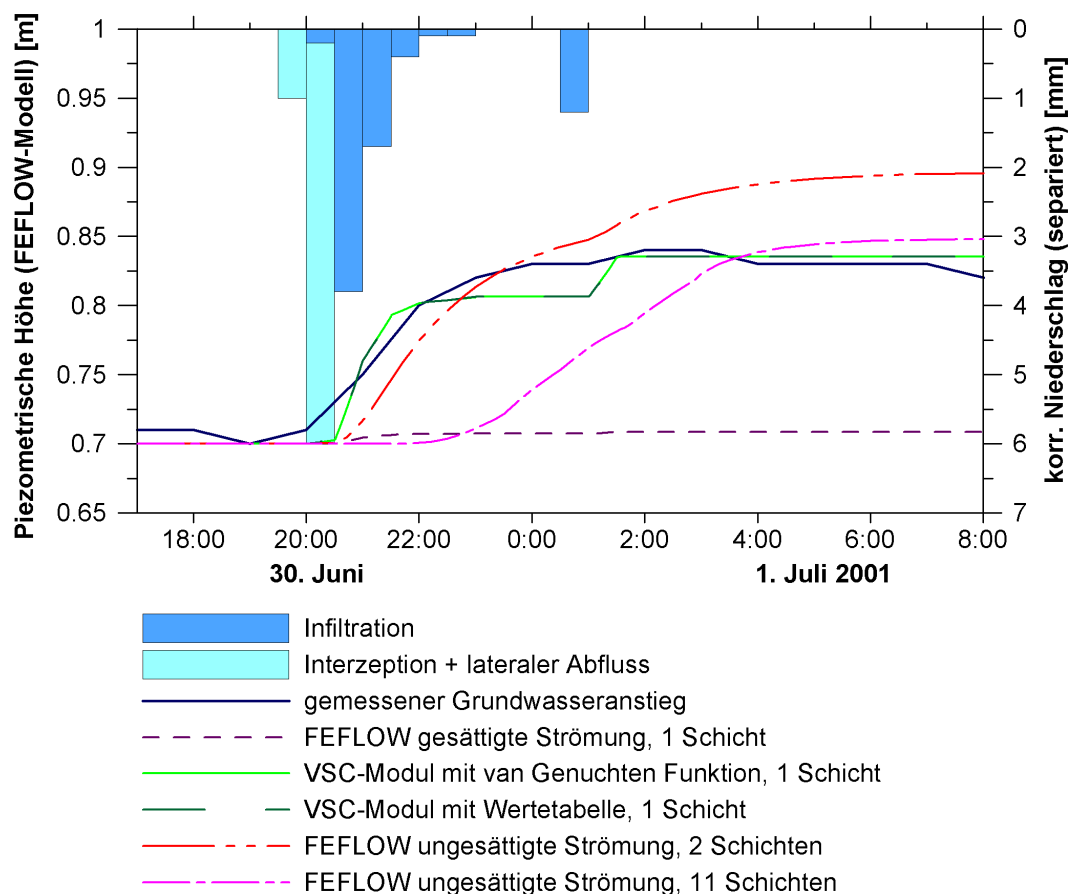


Abb. 5.12: Mit Parametersatz P1 erzielte, repräsentative Simulationsergebnisse des Grundwasserstandes gegenüber Messwerten und Eingangsdaten

Der Messwert des Grundwasserspiegels steigt bereits an, bevor die als Modell-eingabe dienende Infiltration beginnt. Dieser Sachverhalt ist auf die simple Separationsmethode zurückzuführen, bei der die Interzeption zu Beginn des Ereignisses vollständig vom Niederschlag abgezogen wird. Aus diesem Grund ist es nicht zu erwarten, dass die simulierten Grundwasserstandsganglinien den Verlauf des gemessenen Grundwasseranstiegs im Anstiegsbereich vollkommen realistisch nachbilden. Zur Beurteilung wird daher die Differenz zwischen dem Grundwasserstand zu Beginn und am Ende des Anstiegs herangezogen. Dabei handelt es sich um den auf das Modellsystem bezogenen Grundwasserspiegel von 0,7 m Höhe über der Aquifersohle um 7:00 Uhr früh und dem um 14:00 Uhr erfassten höchsten Grundwasserspiegel von 0,84 m. Die daran anschließende Grundwasserabsenkung ist als Folge von Evapotranspiration und lateralem Abfluss bzw. Austauschprozessen zwischen den Porengrößenfraktionen des Torfes zu interpretieren, die in dem vereinfachten Standortmodell nicht enthalten sind.

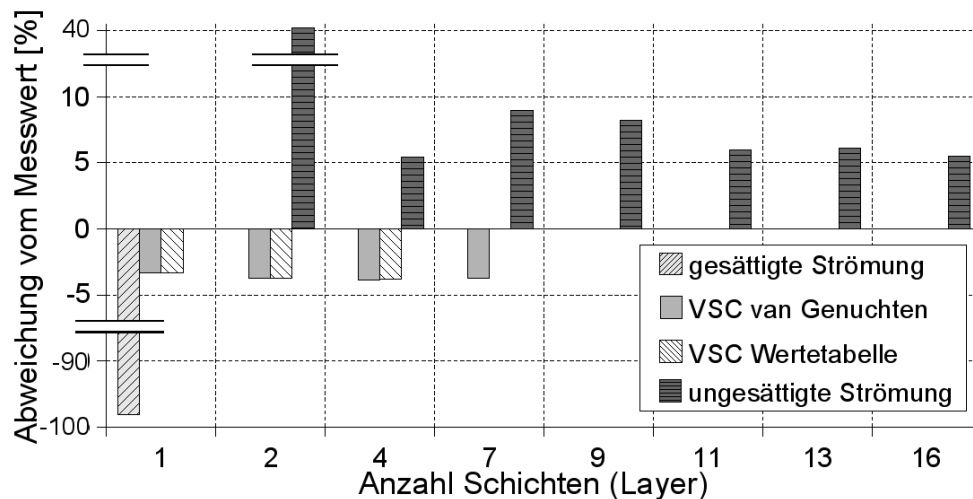


Abb. 5.13: Abweichungen der Simulationsergebnisse mit Parametersatz 1 vom gemessenen Grundwasserspiegel

Die Differenzen zwischen dem gemessenen Wasserspiegel und den Endergebnissen der Simulation nach dem Erreichen von stationären Verhältnissen sind als relative Abweichungen in Abbildung 5.13 dargestellt und in Tabelle 5.9 zusammen mit den benötigten Rechenzeiten aufgeführt.

Wie bereits in Abbildung 5.12 zu erkennen, erreicht die Simulationsvariante mit FEFLOW für gesättigte Strömung sehr bald stationäre Verhältnisse, unterschätzt jedoch den Grundwasseranstieg um fast 94 %. Die Verwendung des standardmäßig konstant und in der Größenordnung der verfügbaren Porosität angenommenen Speicherkoeffizienten führt wie in der vorhergehenden Prinzipfallstudie (5.1) offensichtlich zu einer deutlichen Überschätzung des aktuellen Speichervermögens des Bodens.

Die beiden in Abbildung 5.12 dargestellten Simulationsvarianten mit FEFLOW für ungesättigte Strömung zeigen eine signifikante Beeinflussung der Simulationsergebnisse durch die jeweilige, vertikale Diskretisierung. Die Variante mit nur einer Finite-Elemente-Schicht (Layer) begrenzt durch zwei Ebenen aus Berechnungsknoten ist an dieser Stelle nicht dargestellt, da die Ganglinien der piezometrischen Höhe der beiden Knotenebenen nicht innerhalb der Simulationszeit konvergieren, wie es bei den übrigen Varianten der Fall ist. Als Kriterium für das Konvergieren dient eine Differenz der piezometrischen Höhen von $< 0,01$ m.

Tab. 5.9: Rechenzeitbedarf und Ergebnisqualität der Simulation mit P1

Berechnungsvariante	Anzahl Schichten (Layer)	Rechenzeit [s]	Abweichung zum Messwert [%]
gesättigte Strömung	1	7	-93,77
gesättigte Strömung	1	9	-3,32
& VSC-Modul mit van Genuchten Funktion	2	16	-3,74
	4	31	-3,86
	7	53	-3,77
gesättigte Strömung	1	9	-3,30
& VSC-Modul mit Werte- tabelle, 1 cm Intervall	2	17	-3,72
	4	32	-3,84
5 cm Intervall	1	9	-3,26
10 cm Intervall	1	9	-3,17
20 cm Intervall	1	9	-2,71
ungesättigte Strömung	1	8	Erg. instationär ¹
	2	18	40,59
	4	376	5,45
	7	140	8,98
	9	192	8,20
	11	369	5,96
	13	419	6,14
	16	470	5,51

Während die Variante mit zwei Schichten den Sollwert noch mit gut 40 % übersteigt, nimmt die Ergebnisqualität mit zunehmender, vertikaler Diskretisierung bis zu einer Anzahl von 11 Schichten zu und bleibt dann bei einem Wert von ca. 6 % Überschreitung nahezu konstant (Abbildung 5.13). Eine Ausnahme bildet die bereits mit nur vier Schichten erzielte Ergebnisgenauigkeit von 5,5 % Abweichung, zu deren Erreichen jedoch eine größere Rechendauer benötigt wird als für die Variante mit 11 Schichten. Die Konstellation von Modellaufbau und zu

¹Ergebnisse instationär; die Differenz zwischen oberster und unterster Knotenebene ist am Ende der simulierten Zeit größer 0,01 m.

simulierendem Ereignis führt in diesem Fall bei automatischer Zeitschrittsteuerung speziell während des Modellzeitraumes, innerhalb dessen die piezometrische Höhe der obersten Knotenebene das Geländeniveau erreicht und teilweise geringfügig übersteigt, zu sehr kleinen Zeitschritten und vielen Iterationen.

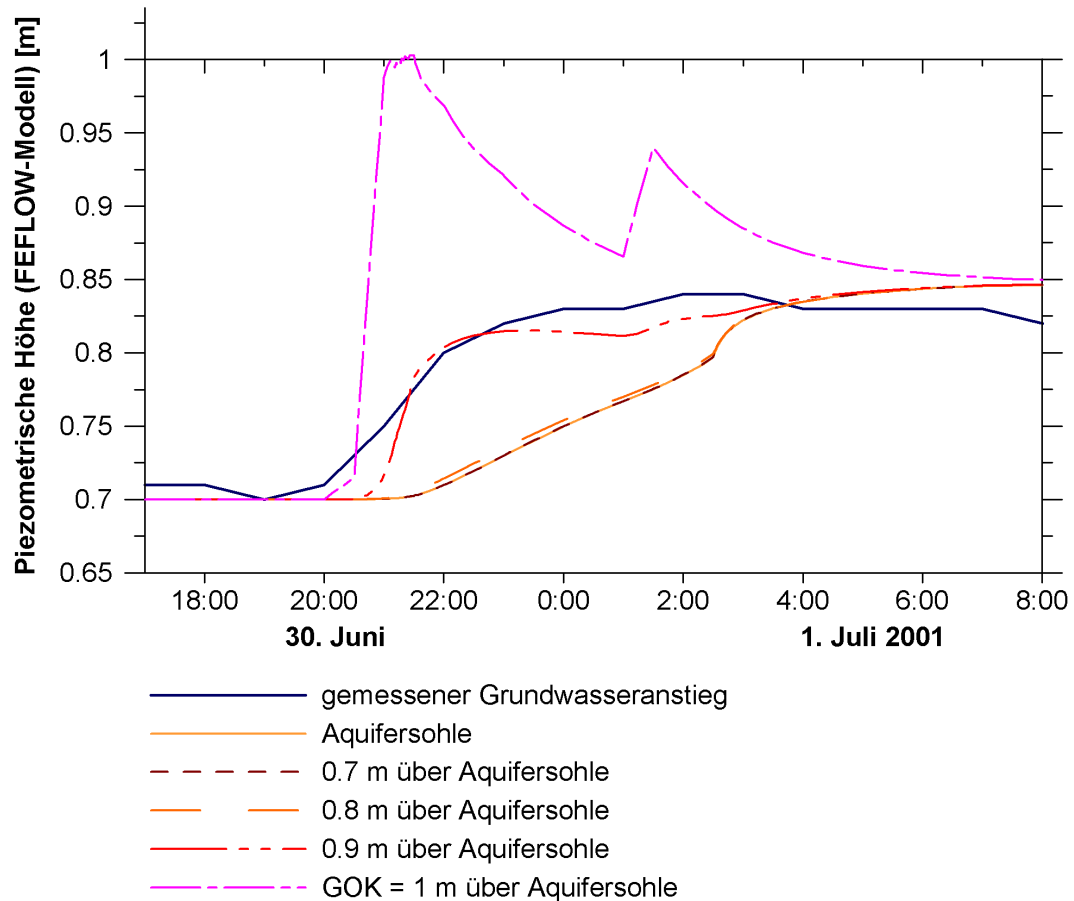


Abb. 5.14: Ergebnisse Grundwasserstand mit P1 FEFLOW ungesättigte Strömung mit 4 Schichten

Abbildung 5.14 zeigt den Verlauf der piezometrischen Höhen in allen fünf Knotenebenen der Variante mit vier Schichten. Bei den übrigen Varianten mit ungesättigter Strömung, die aus mehr als vier Schichten aufgebaut sind, übersteigt die piezometrische Höhe der obersten Knotenebene das Geländeniveau zeitweise um nahezu 0,3 m, was offensichtlich numerisch weniger problematisch ist als das knappe Erreichen der oberen Modellgrenze. Es wird davon ausgegangen, dass es sich bei der Variante mit vier Schichten um eine zufällige Ausnahme handelt, der für die weiteren Auswertungen keine größere Bedeutung beizumessen ist. Folglich werden die als gut einzuschätzenden simulierten Endwasserstände mit ca. 6 % Abweichung für die Variante mit ungesättigter Strömungsberechnung ab einer Mindestanzahl von 11 Schichten erreicht. Dabei ist jedoch zu beach-

ten, dass der Endwasserstand erst mit einer zeitlichen Verzögerung von ungefähr 2,5 Stunden gegenüber dem Messwert erreicht wird. Die Variante mit gesättigter Strömungsberechnung kombiniert mit dem VSC-Modul führt hingegen ohne nennenswerte zeitliche Verzögerung zum stationären Endergebnis, welches für alle Subvarianten weniger als 4 % Abweichung zum Messwert aufweist.

Trotz der schnellen Reaktion dieses Modells auf den gegebenen Impuls, weicht der simulierte Grundwasserstand während des Anstiegs durchaus vom Messwert ab. So wird der sich nach dem ersten und größeren Niederschlagsereignis einstellende Grundwasserstand bei der Simulation nicht ganz erreicht. Erst nach dem zweiten, kleineren Ereignis passt die Simulation zum Messwert. Hauptursache für dieses Verhalten ist in der eingangs genannten, sehr simplen Separation des Niederschlags in Infiltration und Interzeption mit lateralem Abfluss zu sehen. Insbesondere der Verlust aus lateralem Abfluss ist erst nach einer größeren Grundwasserstandsanhhebung zu erwarten und betrafe somit auch das zweite Teilereignis des Niederschlags. Es ist anzunehmen, dass ein zeitlich gleichmäßiger verteilter Abzug von Interzeption und lateralem Abfluss die Ergebnisqualität während der Anstiegsphase verbessern könnte. Da es jedoch nicht Gegenstand dieser Arbeit ist, diesen Sachverhalt eingehender zu klären, sei an dieser Stelle nur vermerkt, dass die hier zu beobachtenden Abweichungen weniger als Folge des Modells als vielmehr der Aufbereitung der Eingabedaten zu deuten sind.

Bei der Anwendung des VSC-Moduls sind keine signifikanten Unterschiede im Simulationsergebnis und der Rechenzeit zwischen der Verwendung von Funktionsparametern (van Genuchten) oder Tabellenwerten zu erkennen. Wie aus Tabelle 5.9 ersichtlich, wirkt sich die Verringerung der Intervallbreite zwischen den Stützwerten der Wasserretentionsbeziehung in der Wertetabelle nicht wie erwartet positiv auf das Simulationsergebnis aus, sondern führt bei geringerer Intervallbreite zu geringfügig größeren Abweichungen vom Sollwert als bei größerer Intervallbreite. Die hier festgestellten Unterschiede von bis zu 0,6 Prozentpunkten sind jedoch als vernachlässigbar gering einzustufen.

Die Erhöhung der vertikalen Diskretisierung bewirkt bei Verwendung des VSC-Moduls keine Verbesserung, sondern ebenfalls eine vernachlässigbar geringfügige Verschlechterung der Ergebnisqualität. Bei Anwendung des VSC-Moduls ist folglich eine einzige Modellschicht ausreichend. Um eine entsprechende Ergebnisqualität mit ungesättigter Strömungsberechnung und 11 Modellschichten zu erreichen, wird in diesem Fall das 41-fache an Rechenzeit benötigt, wobei zudem die Anforderungen an die für die Eingabe bereitzustellenden Daten sehr viel höher sind.

Die relativ große Zeitverzögerung bis zum Erreichen des Endwasserstandes bei der ungesättigten Strömungssimulation lässt darauf schließen, dass der Parametersatz P1 die Verhältnisse am Untersuchungsstandort nur unzureichend wiederzugeben in der Lage ist. Dies war Anlass für die in Kapitel 3.2 beschriebene, erneute Parameterermittlung und die Wiederholung einiger ausgewählter Simulationsvarianten mit dem neu ermittelten Parametersatz P3 analog zu den Modellvari-

anten mit P1. Die Ergebnisse der Simulation mit P3 sind in Tabelle 5.10 zusammengefasst und in Abbildung 5.15 auszugsweise dargestellt.

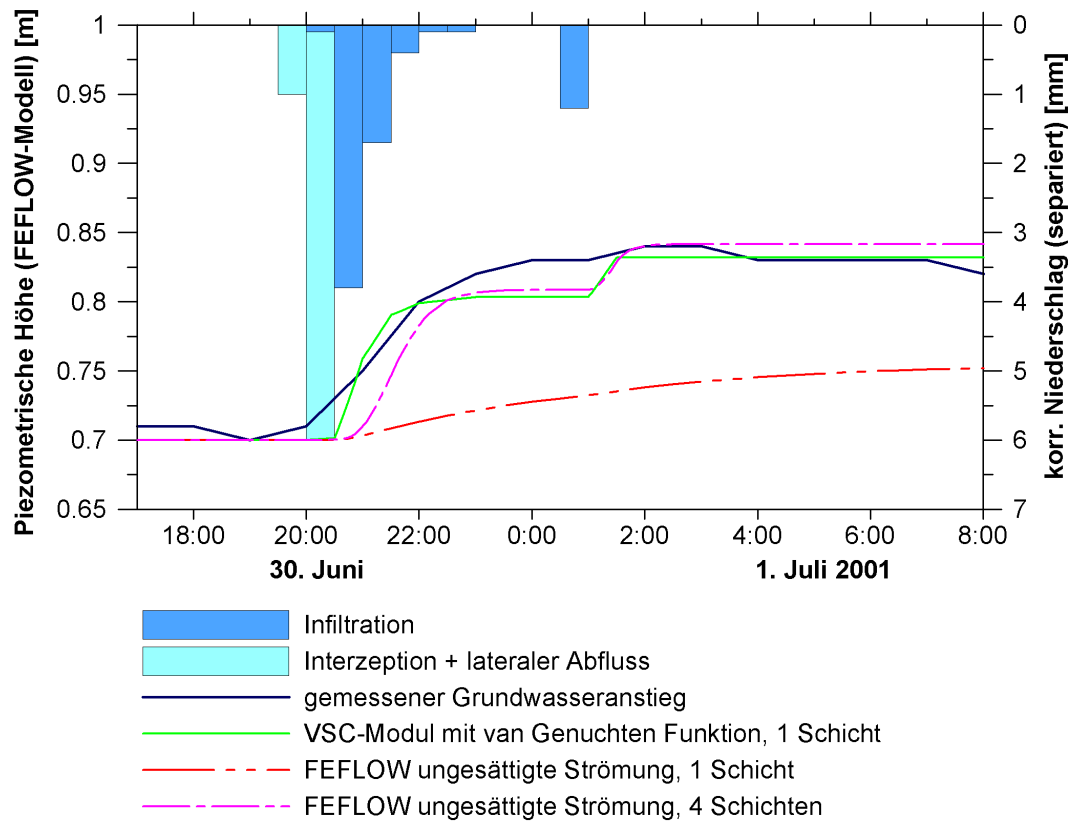


Abb. 5.15: Mit Parametersatz P3 erzielte, repräsentative Simulationsergebnisse des Grundwasserstandes gegenüber Messwerten und Eingangsdaten

Obwohl die Parametersätze P1 und P3 hinsichtlich ihres resultierenden Speichervermögens nahezu übereinstimmen (s. Kapitel 5.2.3), ergeben sich bei der ungesättigten Strömungsberechnung erhebliche Unterschiede. Selbst bei der Variante mit nur einer Schicht konvergieren die Ganglinien der piezometrischen Höhe der beiden Knotenebenen innerhalb der simulierten Zeit, wenn auch der erreichte Endwasserstand erheblich vom Messwert abweicht. Bei den übrigen Varianten mit zwei und mehr Schichten tritt das stationäre Endergebnis mit nahezu keinem Zeitverzug ein. Zudem erreicht der Grundwasserspiegel bei keiner der Varianten mit P3 die Geländeoberkante, wie Abbildung E.16 im Anhang E.6 am Beispiel für die Variante mit vier Schichten deutlich macht. Aus diesem Grund bleiben die in diesem Zusammenhang mit P1 aufgetretenen, numerischen Probleme aus, wodurch sich die benötigte Rechnerzeit erheblich verringert. Bereits die Variante mit vier Schichten liefert mit nur 1,2 % Abweichung ein sehr gutes Endergebnis.

Tab. 5.10: Rechenzeitbedarf und Ergebnisqualität der Simulation mit P3

Berechnungsvariante	Anzahl Schichten (Layer)	Rechenzeit [s]	Abweichung zum Messwert [%]
gesättigte Strömung & VSC-Modul mit van Genuchten Funktion	1	9	-5,6
ungesättigte Strömung	1	8	61,1
	2	20	31,0
	4	52	1,2

Für die Variante mit dem VSC-Modul ergeben sich nicht allzu große Unterschiede gegenüber der Verwendung von Parametersatz P1. Die benötigte Rechenzeit bleibt gleich, während das Endergebnis von P3 mit 5,6 % etwas stärker vom Messwert abweicht als zuvor bei P1, jedoch immer noch eine recht gute Genauigkeit aufweist.

Die Ergebnisse deuten darauf hin, dass das VSC-Modul offensichtlich robuster in Bezug auf die Genauigkeit der zu verwendenden Bodenparameter ist als die Lösung der Richards-Gleichung für die ungesättigte Strömungsberechnung.

5.2.5.2 Vertikal geschichteter Aquifer

Die Ergebnisse der Testreihe mit geschichtetem Aquifer unter Verwendung der Parametersatzkombination PK1 werden im folgenden analog der Ergebnisse mit homogenem Aquifer grafisch und tabellarisch dargestellt. Aufgrund der horizontalen Schichtung des Modellaquifers werden für die jeweilige Variante mit der geringsten vertikalen Diskretisierung bereits zwei Schichten und somit drei Knotenebenen benötigt. Wegen der unterschiedlichen hydraulischen Leitfähigkeit gilt dies auch für die Variante mit dem VSC-Modul, obwohl die geologische Schichtung für den Speicherkoeffizienten über die verwendete Wertetabelle realisiert wird.

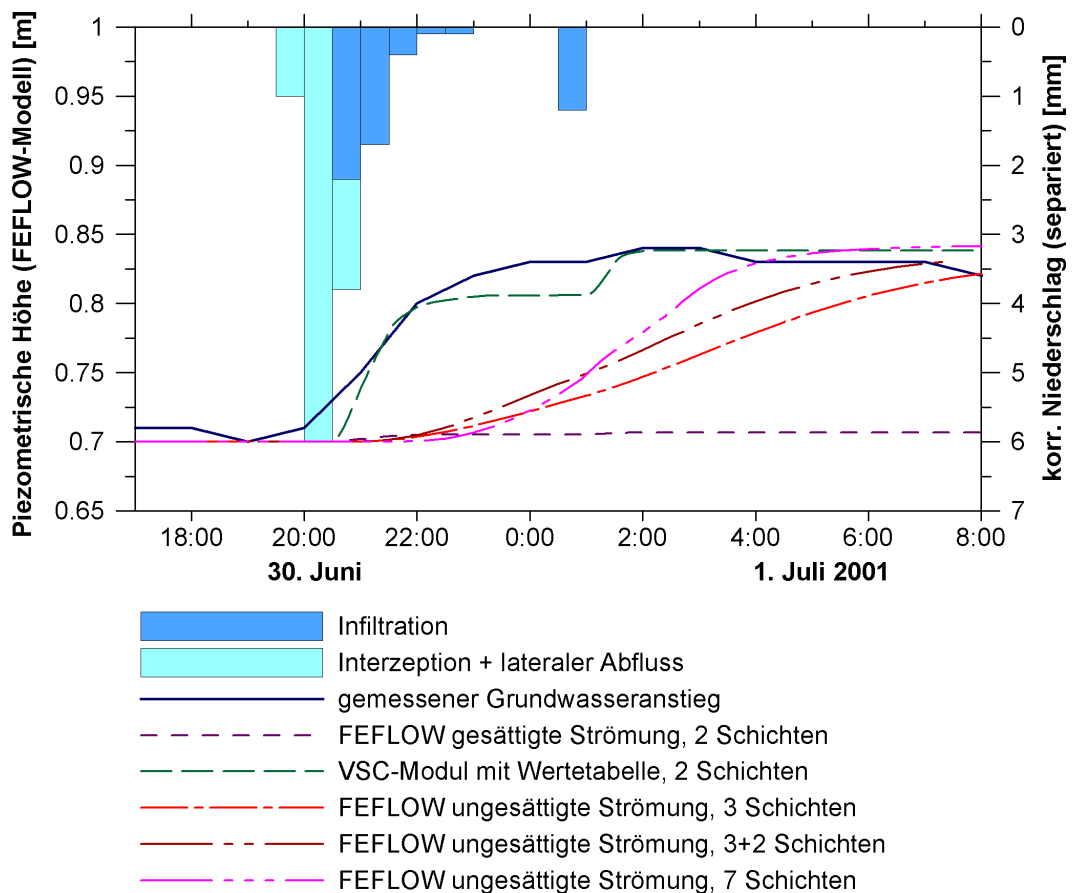


Abb. 5.16: Mit PK1 erzielte, repräsentative Simulationsergebnisse des Grundwasserstandes gegenüber Messwerten und Eingangsdaten

Wie aus den Abbildungen 5.16 und 5.17 sowie Tabelle 5.11 ersichtlich, ergibt sich für die Variante mit gesättigter Strömungsberechnung und konstantem Speicherkoeffizienten ein ähnliches Bild wie zuvor bei homogenem Aquifer unter Verwendung von P1. Die Ergebnisqualität bewegt sich mit 95 % Unterschreitung des

Messwertes in gleicher Größenordnung wie zuvor, lediglich die Rechenzeit nimmt wegen der zusätzlichen Knotenebene für die Horizontgrenze zu.

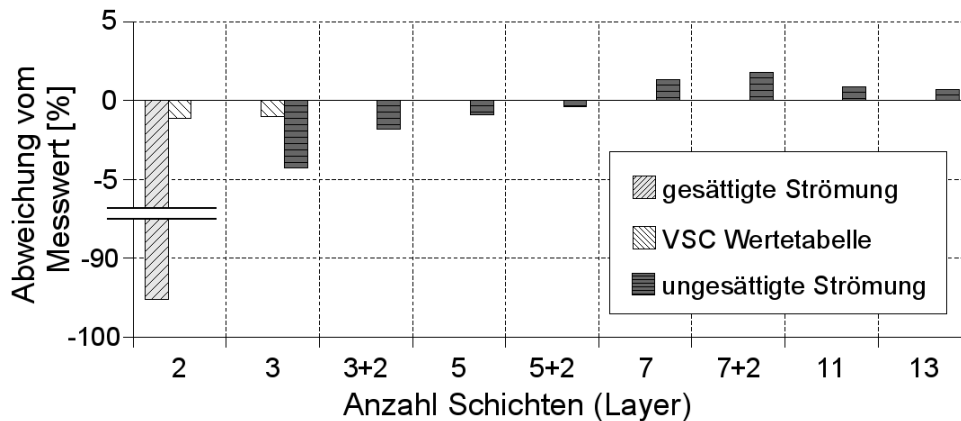


Abb. 5.17: Abweichungen der Simulationsergebnisse mit Parametersatzkombination PK1 vom gemessenen Grundwasserspiegel

Bei der Variante mit ungesättigter Strömungsberechnung konvergieren die piezometrischen Höhen der einzelnen Knotenebenen relativ langsam und bei der Subvariante mit nur zwei Schichten konvergieren sie nicht innerhalb des Modellzeitraumes. Die Subvariante mit 3 Schichten ergibt am Ende des Modelltages nur eine geringe Abweichung zum Sollwert des gemessenen Grundwasserstandes von kleiner 5 % (Abbildung 5.17 sowie Tabelle 5.11). Dabei zeichnet sich jedoch eine sehr viel größere, zeitliche Verzögerung ab, als zuvor bei den Varianten mit P1. Erst eine vertikale Diskretisierung von sieben Modellschichten führt zu einem vergleichbaren zeitlichen Versatz von 2,5 Stunden (Abbildungen 5.16).

Die Einführung von zusätzlichen Knotenebenen (Buffer-Slices) zeigt unterschiedliche Wirkungen. Für die Modellvariante mit drei Schichten führen die Buffer-Slices zwar zu einer Verbesserung der Ergebnisqualität, diese fällt jedoch geringer aus als bei der Variante mit fünf gleich großen Schichten. Für die Variante mit fünf Schichten plus zwei Buffer-Slices ergibt sich die beste Ergebnisqualität der gesamten Reihe. Das Einführen von Buffer-Slices zu der Variante mit sieben gleichmäßigen Schichten führt hingegen sogar zu einer geringfügigen Verschlechterung des Endergebnisses. Die genannten Verbesserungen bzw. Verschlechterungen der Ergebnisqualität bewegen sich jedoch in einem sehr geringen Rahmen und sind daher von untergeordneter Bedeutung. Es ist vielmehr festzustellen, dass in dem vorliegenden Fall auf zusätzliche Buffer-Slices verzichtet werden kann, da diese zu keiner generellen Verbesserung der Simulationsergebnisse führen. Dagegen wirkt sich die Anzahl der im Modell realisierten Schichten sehr viel stärker auf die Ergebnisqualität aus. Wie schon zuvor bei der Testreihe mit P1 gilt auch hier, dass mit zunehmender vertikaler Diskretisierung die Ergebnisqualität steigt.

Tab. 5.11: Rechenzeitbedarf und Ergebnisqualität der Simulation mit PK1

Berechnungsvariante	Anzahl Schichten (Layer)	Rechenzeit [s]	Abweichung zum Messwert [%]
gesättigte Strömung	2	12	-95.21
gesättigte Strömung	2	17	-1.12
& VSC-Modul mit Wertetabelle, 1 cm Intervall	3	26	-1.03
5 cm Intervall	3	26	-0.64
10 cm Intervall	3	26	0.62
20 cm Intervall	3	26	1.2
ungesättigte Strömung	2	20	Erg. instationär ²
	3	28	-4.26
	3+2	55	-1.79
	5	61	-0.88
	5+2	96	-0.38
	7	113	1.31
	7+2	145	1.80
	11	242	0.89
	13	286	0.68

Wie zuvor mit P1 wird bei der Variante mit VSC-Modul und Verwendung von PK1 bereits mit der geringstmöglichen Anzahl von Knotenebenen ohne zeitliche Verzögerung ein sehr gutes Ergebnis von nur ca. 1 % Abweichung erreicht. Die Variation in der Intervallbreite der Wertetabelle führt in diesem Fall zu einer geringfügigen Schwankung der simulierten Grundwasserstände um den gemessenen Sollwert herum. Es kann folglich zwar davon ausgegangen werden, dass die Intervallbreite der Wertetabelle einen Einfluss auf das Ergebnis der Simulation ausüben kann, dieser jedoch als relativ gering einzuschätzen ist. Zudem nimmt die Ergebnisqualität mit abnehmender Intervallbreite nicht generell zu- oder ab.

Im allgemeinen fallen in der Testreihe mit der Parameterkombination PK1 die Abweichungen der simulierten Endwasserstände der Variante mit VSC-Modul und mit ungesättigter Strömungsberechnung deutlich geringer aus als zuvor bei der Testreihe mit P1. Als Ursache dafür ist die geringere Infiltration zu Beginn des Ereignisses zu vermuten. Durch das geringere Speichervermögen der Parameterkombination PK1 gegenüber P1 reduziert sich die in die Simulation eingehende Infiltrationsmenge. Durch Abzug der gesamten nicht infiltrierenden Menge zu Beginn des Niederschlagsereignisses ergibt sich für das Zeitintervall von 20:30 bis 21:00 Uhr eine geringere Infiltrationsmenge und somit eine geringere Intensität. Da bei der numerischen Simulation die Größe der Berechnungsfehler im allge-

²Ergebnisse instationär; die Differenz zwischen oberster und unterster Knotenebene ist am Ende der simulierten Zeit größer 0,01 m.

meinen mit der Größe des räumlichen und zeitlichen Gradienten zunimmt, erscheint es plausibel, dass das Infiltrationsereignis mit geringerer Intensität auch die geringeren Abweichungen in den Endergebnissen ergibt.

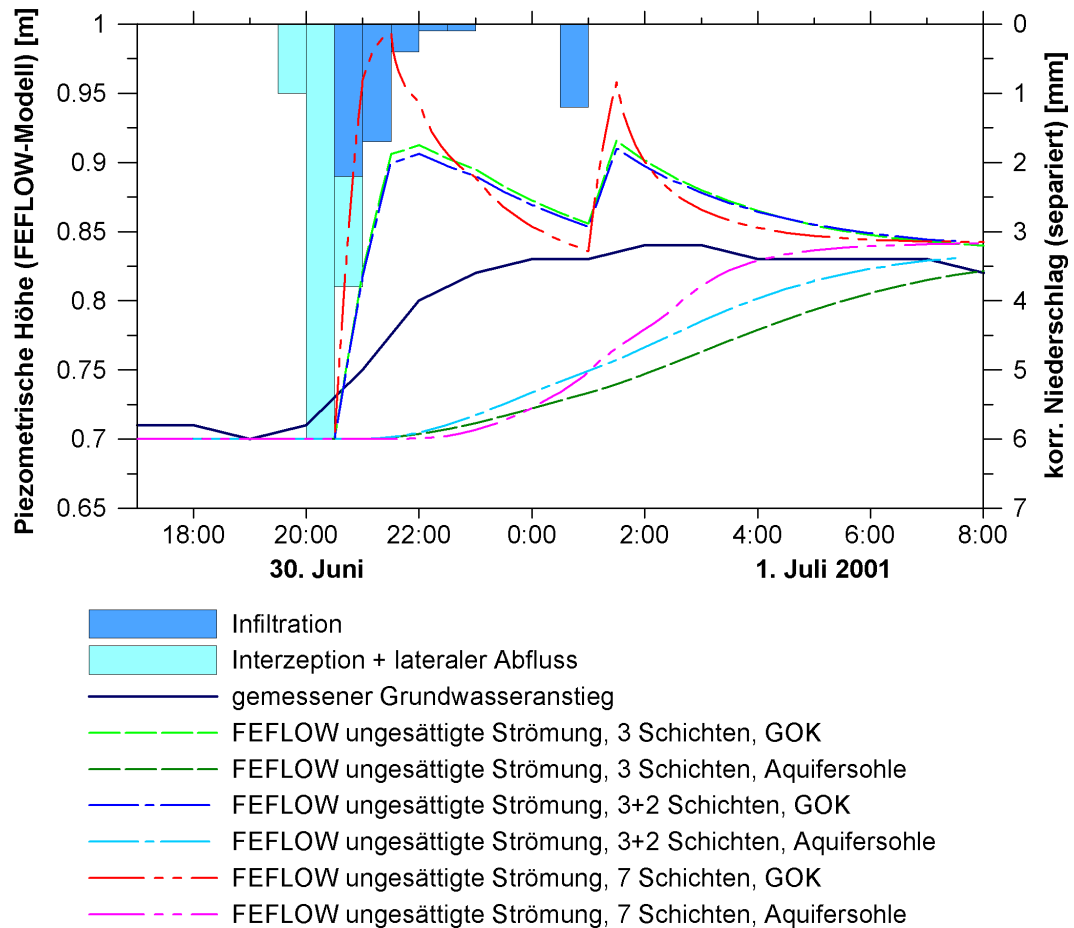


Abb. 5.18: Ausgewählte Simulationsergebnisse des Grundwasserstandes, die mit Parameterkombination PK1 für ungesättigte Strömung mit 3, 3+2 und 7 Modellschichten (Layer) erzielt werden

Die geringere Infiltrationsrate führt bei der Variante mit ungesättigter Strömungsberechnung zu mehr Stabilität, was sich in den geringeren Rechenzeiten widerspiegelt. Zudem ist aus Abbildung 5.18 ersichtlich, dass selbst bei der Subvariante mit 7 Modellschichten die piezometrische Höhe der obersten Knotenebene nicht das Geländeniveau erreicht oder gar übersteigt. Ein Übersteigen der Geländeoberkante scheidet folglich als weitere, mögliche Quelle numerischer Probleme gegenüber der Testreihe mit P1 aus.

Da bei der ungesättigten Strömungssimulation mit geschichtetem Aquifer unter Verwendung von PK1 ebenso wie zuvor beim homogenen Aquifer mit P1 relativ hohe zeitliche Verzögerungen bis zum Erreichen des Endwasserstandes eintreten,

werden in dieser Testreihe ebenfalls ausgewählte Simulationsvarianten mit der neuen Parametersatzkombination PK4 wiederholt. Die mit PK4 erzielten Ergebnisse sind in Tabelle 5.12 zusammengefasst und in Abbildung 5.19 auszugsweise dargestellt.

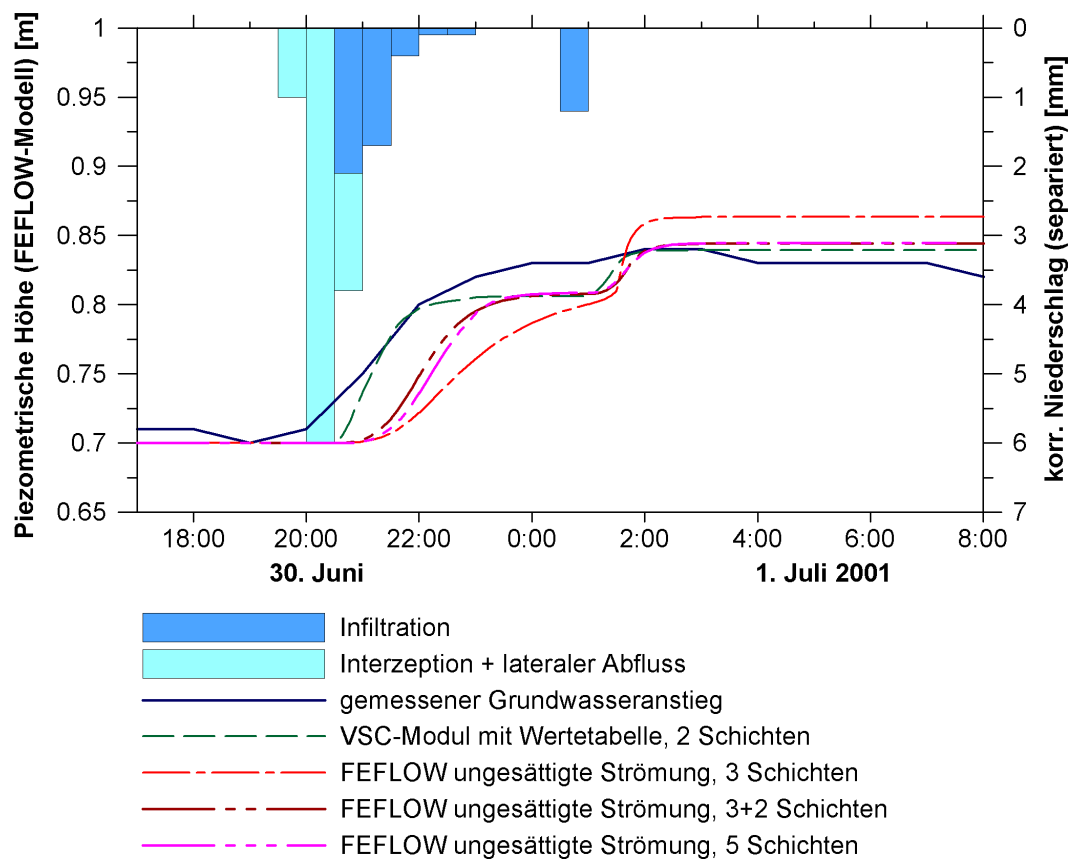


Abb. 5.19: Mit PK4 erzielte, repräsentative Simulationsergebnisse des Grundwasserstandes gegenüber Messwerten und Eingangsdaten

Die Verwendung der Parameterkombination PK4 führt wie bereits bei der Simulation des homogenen Aquifers mit P3 dazu, dass bei der Variante mit ungesättigter Strömungsberechnung der Endwasserstand sehr zügig erreicht wird. Die Abweichungen der Endergebnisse vom Messwert nehmen gegenüber den Varianten mit PK1 geringfügig zu, liegen jedoch mit Werten $< 4\%$ im Bereich einer guten Ergebnisqualität. Der sich mit PK4 relativ schnell einstellende Grundwasserspiegel bildet den Verlauf der Messwertganglinie sehr viel besser nach als dies unter Verwendung von PK1 der Fall ist.

³Ergebnisse instationär; die Differenz zwischen oberster und unterster Knotenebene ist am Ende der simulierten Zeit größer 0,01 m.

Tab. 5.12: Rechenzeitbedarf und Ergebnisqualität der Simulation mit PK4

Berechnungsvariante	Anzahl Schichten (Layer)	Rechenzeit [s]	Abweichung zum Messwert [%]
gesättigte Strömung & VSC-Modul mit Wertetabelle, 1 cm Intervall	2	17	-0,5
ungesättigte Strömung	2	29	Erg. instationär ³
	3	38	16,7
	3+2	69	3,0
	5	69	3,3
	7	112	3,1

Desweiteren reduziert sich die Anzahl der für eine gute Ergebnisgenauigkeit erforderlichen Modellschichten auf fünf gegenüber zuvor sieben mit PK1 und einem dabei verbleibenden Zeitverzug beim Erreichen des Endwasserstandes von 2,5 Stunden. Die Anordnung der Schichten, ob gleichmäßig verteilt oder als Buffer-Slices realisiert, spielt nur eine untergeordnete Rolle, wie die Kurvenverläufe in Abbildung 5.19 deutlich machen.

Auf die Ergebnisse der Variante mit dem VSC-Modul übt die neue Parametersatzkombination nahezu keine Wirkung aus. Die Rechenzeit bleibt unverändert und die Genauigkeit des sehr rasch erreichten Endergebnisses ist sehr gut.

5.2.5.3 Zusammenfassung für den horizontal homogenen Aquifer

Die standardmäßige Simulation der gesättigten Strömung allein reicht keinesfalls aus, um den Prozessen im flurnahen Grundwasserbereich des Standortes Grage-topshof gerecht zu werden. In Kombination mit dem VSC-Modul wird hingegen eine sehr gute Ergebnisqualität erreicht, wobei kein nennenswerter zeitlicher Versatz gegenüber den Messwerten auftritt. Es werden bei der Verwendung von Funktionsparametern und Wertetabelle nahezu identische Ergebnisse erzielt.

Die Simulation mit FEFLOW für ungesättigte Strömung führt bei ausreichend hoher vertikaler Diskretisierung ebenfalls zu guten Endergebnissen. Unter Verwendung der von [Dechow 2002] ermittelten Parametersätze P1 und P2 bzw. PK1 werden diese jedoch erst mit einem zeitlichen Verzug von mehr als 2 Stunden erreicht und erfordern aufgrund der hohen Anzahl an Berechnungsknoten ein mehrfaches (6-fache bis 41-fache) an Rechenzeit gegenüber der Variante mit dem VSC-Modul. Der Rechenaufwand erscheint dabei stärker von den Eingabedaten der Infiltrationsrate als der vertikalen Heterogenität des Aquifers abhängig zu sein.

Die neu ermittelten Parametersätze P3 und PK4 hingegen führen im Rahmen der durch die verwendeten Infiltrationsraten gegebenen Möglichkeiten zu einer sehr guten Abbildung der Messwertganglinie des Grundwasserstandes. Aus dem Vergleich der Ergebnisse mit P1 und P3 bzw. PK1 und PK4 wird deutlich, dass die Simulation der ungesättigten Strömung in sehr hohem Maße von der Anpassungsqualität der hydraulischen Parameter abhängt. Die Kombination von gesättigter Strömungsmodellierung mit dem VSC-Modul zeigt sich hingegen als sehr viel robuster gegenüber den vorliegenden Abweichungen der Bodenparameter. Die Ermittlung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit stellt sich somit nicht nur als aufwändiger gegenüber der Ermittlung einer (eventuell auch nur tabellarisch vorliegenden) Wasserretentionsbeziehung dar, sondern ist auch als sehr viel sensibler hinsichtlich möglicher Fehler in der Parameterermittlung einzustufen. Bei der Parameteranpassung können jedoch Fehler nie ganz ausgeschlossen werden, zumal man es bei der Beschreibung der bodenphysikalischen Zusammenhänge mit mathematisch empirischen Parameterfunktionen zu tun hat. Die Simulationsvariante mit dem VSC-Modul bietet daher einen weiteren, bedeutenden Vorteil gegenüber der aufwendigeren Lösung der Richards-Gleichung für die ungesättigte Strömung.

Das Einfügen von zusätzlichen Knotenebenen (Buffer-Slices) bewirkt bei den simulierten Modellvarianten keine eindeutige Verbesserung der Ergebnisse, sodass im folgenden bei der Studie mit horizontal heterogenem Aquifer auf dieses besonders scharfe Abbilden der Horizontgrenze verzichtet wird.

5.2.6 Ergebnisse bei horizontal heterogenem Aquifer

Die Unterschiede im Speicherkoeffizienten der drei Teilgebiete führen wie erwartet zu verschieden stark ausgeprägtem Anstieg des Grundwasserstandes und somit zu Gradienten zwischen den Gebieten. Da bei der ungesättigten Strömungsberechnung die Passage einer Feuchtefront durch die ungesättigte Zone simuliert wird und diese von den jeweiligen Bodeneigenschaften abhängt, stellen sich während der Simulation und in den verschiedenen Tiefen unterschiedliche piezometrische Höhen und entsprechende Gradienten zwischen den Teilgebieten ein. Bei den Varianten mit gesättigter Strömungsberechnung (mit und ohne VSC-Modul) kann der Grundwasseranstieg hingegen nur stetig verlaufen. Im Sinne der Vergleichbarkeit werden daher in Abbildung 5.20 jeweils die Endergebnisse der untersten Knotenebene für ausgewählte Simulationsvarianten dargestellt.

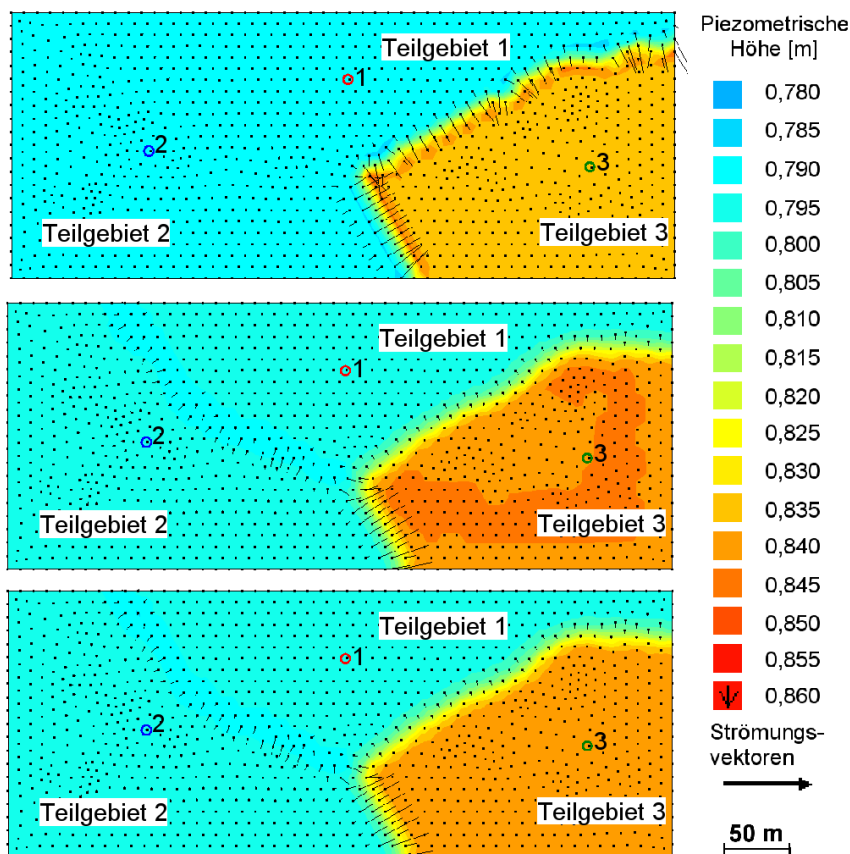


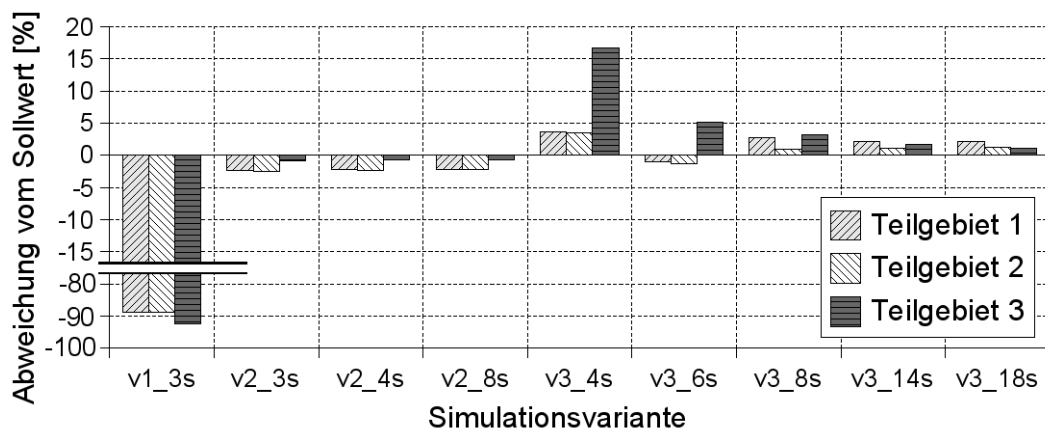
Abb. 5.20: Ausgewählte Endergebnisse der Simulation, jeweils unterste Knotenebene; oben: VSC-Modul, 2 Schichten (v2_3s); mitte: ungesättigte Strömung, 7 Schichten (v3_8s); unten: ungesättigte Strömung, 13 Schichten (v3_14s)

Wie aus Abbildung 5.20 ersichtlich, dominiert am Ende des simulierten Zeitraumes das Gefälle vom Teilgebiet 3 zu den anderen beiden Gebieten hin, welche

größere Speichervermögen und somit geringere Grundwasserstandsanstiege aufweisen. Zwischen den Teilgebieten 1 und 2 verbleibt am Ende der Simulation wegen des nahezu identischen Speichervermögens von P1 und P3 kaum ein Gradient.

Die auftretenden Ausgleichsströmungen zwischen den Teilgebieten erstrecken sich innerhalb der Grenzbereiche auf einer Breite von maximal 40 m. Die drei Beobachtungspunkte liegen offensichtlich ausreichend weit von den Teilgebietsgrenzen entfernt, um sie als unbeeinflusst von auftretenden Strömungen anzusehen. Eine Ausnahme bildet dabei der Beobachtungspunkt für das Teilgebiet 3 bei der Berechnungsvariante mit ungesättigter Strömung und 7 Schichten (v3_8s) (Abbildung 5.20 mitte). Die unterschiedlichen piezometrischen Höhen innerhalb des Teilgebiets 3 lassen darauf schließen, dass am Ende des Modelltages die Strömungsprozesse noch nicht im gleichen Maße abgeschlossen sind, wie es bei den anderen beiden dargestellten Varianten der Fall ist.

Die Ergebnisse der dreidimensionalen Testreihe werden im folgenden ähnlich wie die der eindimensionalen Problemstellungen dargestellt, wobei jedoch der Einteilung in drei Teilgebiete unterschiedlicher Bodenparameter Rechnung getragen wird, indem die entsprechenden Grafiken in dreifacher Ausfertigung erstellt werden. Anders als bisher erfolgt in Abbildung 5.21 bei der Darstellung der prozentualen Abweichung vom jeweiligen Sollwert eine Sortierung nach der Berechnungsvariante, innerhalb der in die Ergebnisse der drei Teilgebiete untergliedert wird.



v1 = FEFLOW gesättigte Strömung; v2 = mit VSC-Modul; v3 = FEFLOW ungesättigte Strömung.

Abb. 5.21: Abweichungen der Endergebnisse der simulierten Varianten vom jeweiligen Sollwert der drei Teilgebiete

Da das Infiltrationsereignis dieser Testreihe auf die Bodenparameter von Teilgebiet 3 abgestimmt ist, kann nur für dieses Teilgebiet in den Abbildungen 5.22

und 5.23 die Messwertganglinie des Grundwasserstandes als Sollwert herangezogen werden. Für die beiden anderen Teilgebiete wird der Sollwert des Endwasserstandes mittels Tabellenkalkulation ermittelt und als Gerade dargestellt. Auftretende Strömungen zwischen den Teilgebieten werden bei dieser Methode vernachlässigt.

Tab. 5.13: Rechenzeitbedarf und Ergebnisqualität für die drei Teilgebiete

Rechen- variante	Anzahl Schichten (Layer)	Rechenzeit [s]	Abweichung zu 0.795 m Teilgebiet 1 [%]	Abweichung zu 0.794 m Teilgebiet 2 [%]	Abweichung zu 0.840 m Teilgebiet 3 [%]
v1	2	13	-88,87	-88,80	-92,45
v2	2	17	-2,41	-2,47	-0,81
	3	26	-2,24	-2,30	-0,70
	7	61	-2,14	-2,19	-0,72
v3	2	26	Erg. inst. ⁴	-60,76	Erg. inst.
	3	38	3,61	3,57	16,65
	5	69	-1,04	-1,23	5,13
	7	113	2,72	0,98	3,13
	13	241	2,22	1,14	1,77
	17	324	2,12	1,21	1,12

v1 = FEFLOW gesättigte Strömung; v2 = mit VSC-Modul; v3 = FEFLOW ungesättigte Strömung.

Die Gegenüberstellung der Ergebnisse aller Simulationsvarianten in Abbildung 5.21 und Tabelle 5.13 zeigen deutlich, dass wie bereits bei den vorhergehenden, eindimensionalen Problemstellungen die Variante der gesättigten Strömungsberechnung mit konstantem Speicherkoeffizienten zu keinem befriedigenden Ergebnis führt. Sowohl die Kombination des VSC-Moduls mit der gesättigten Strömungsberechnung als auch die ungesättigte Strömungsberechnung führen hingegen zu sehr guten Endergebnissen, die weniger als 6 % von ihrem jeweiligen Sollwert abweichen. Die Varianten mit VSC-Modul erreichen aufgrund der Modellvereinfachung ihr jeweiliges Endergebnis sehr zügig und generell 0,5 Stunden vor dem Messwert (Abbildung 5.22). Da die Grundwasserstände jedoch nur in stündlicher Auflösung vorliegen, ist dies als sehr gute zeitliche Genauigkeit einzuschätzen.

Bei den Varianten mit ungesättigter Strömungsberechnung nähern sich die piezometrischen Höhen der obersten und untersten Knotenebene innerhalb der simulierten Zeit je nach verwendeten Bodenparametern mehr oder weniger zügig aneinander und den jeweiligen Sollwerten an. Wie bereits bei der Testreihe mit ho-

⁴Ergebnisse instationär; die Differenz zwischen oberster und unterster Knotenebene ist am Ende der simulierten Zeit größer 0,01 m.

horizontal homogenem Aquifer festgestellt, wird das stationäre Endergebnis in den Teilgebieten 2 und 3 mit den Parametersätzen P3 und PK4 sehr schnell erreicht, während sich im Teilgebiet 1 mit P1 im allgemeinen erst relativ spät Stationarität einstellt. Der daraus resultierende Zeitverzug bis zum Erreichen des stationären Endergebnisses variiert je nach der vertikalen Diskretisierung des Modells und dem Genauigkeitskriterium für das Erreichen des Zielwertes. Es gilt wieder die Regel, je höher die vertikale Diskretisierung, desto schneller konvergieren die Ergebnisse, wobei von der Variante mit 13 Schichten zu der mit 17 Schichten (v3_14s zu v3_18s) nahezu keine Veränderung feststellbar ist.

Legt man eine Abweichung von rund 0,01 m zum Zielwert zugrunde, beträgt der Zeitverzug für Teilgebiet 1 bei der Variante mit 13 Schichten (v3_14s) 6 Stunden, bei der Variante mit 17 Schichten (v3_18s) 5,5 Stunden. Dieses Genauigkeitskriterium von 0,01 m wird wie bei der Testreihe zuvor erst ab einer vertikalen Diskretisierung von drei Schichten (v3_4s) in allen drei Teilgebieten erreicht.

Für die Teilgebiete 2 und 3 ergeben sich keine erkennbaren Zeitverzögerungen gegenüber dem Messwert. Setzt man ein Genauigkeitskriterium von 0,02 m an, so ergibt sich im Teilgebiet 1 für die Varianten mit 7 und mit 13 Schichten ein Zeitversatz von 5 Stunden, für die Variante mit 17 Schichten (v3_18s) einer von 4,5 Stunden. Zum Erreichen der genannten Ergebnisgenauigkeit wird gegenüber der Variante mit VSC-Modul und 2 Schichten (v2_3s) das 14-fache bzw. 6,6-fache an Rechenzeit benötigt.

Aus der Abbildung 5.23 geht hervor, dass bei den Varianten mit höherer vertikaler Diskretisierung im Teilgebiet 1 die piezometrische Höhe in der obersten Knotenebene das Niveau der Geländeoberkante nahezu erreicht, diese jedoch nicht wie bei der eindimensionalen Problemstellung mit dem Parametersatz P1 in Kapitel 5.2.5.1 (Abbildung 5.14, Seite 108) übersteigt. Als Grund dafür, dass beim Szenario mit horizontal heterogenem Aquifer der Überstau im Teilgebiet 1 ausbleibt, ist vor allem die geringere Menge an infiltrierendem Niederschlag zu nennen, die auf das geringste Speichervermögen des gesamten Gebietes, also auf die Parametersatzkombination PK4, abgestimmt ist. Obwohl die Teilgebiete 1 und 2 nahezu das gleiche Speichervermögen für Bodenwasser aufweisen, steigt die piezometrische Höhe an der Geländeoberkante (GOK) im Teilgebiet 2 nicht annähernd so weit an wie im Teilgebiet 1 (Abbildung 5.23). Der Vergleich der Subvarianten mit 3, 5 und 13 Schichten weist darauf hin, dass neben der Infiltrationsrate und der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit ebenso die vertikale Diskretisierung des Modells ausschlaggebend für den Anstieg der piezometrischen Höhe an der Geländeoberkante ist.

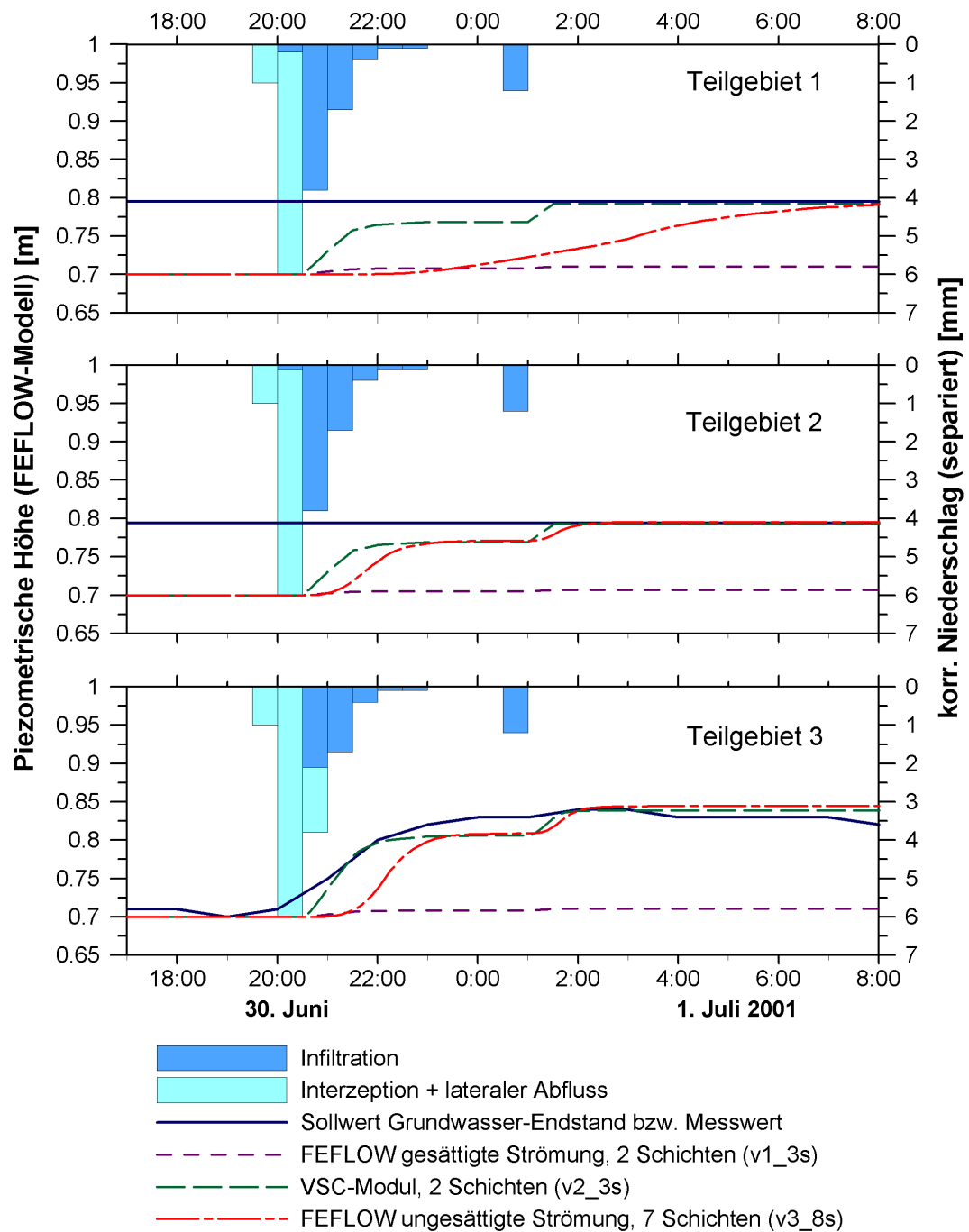


Abb. 5.22: Ausgewählte Ergebnisse des Grundwasserstands der drei Simulationsvarianten an den Beobachtungspunkten der Teilgebiete

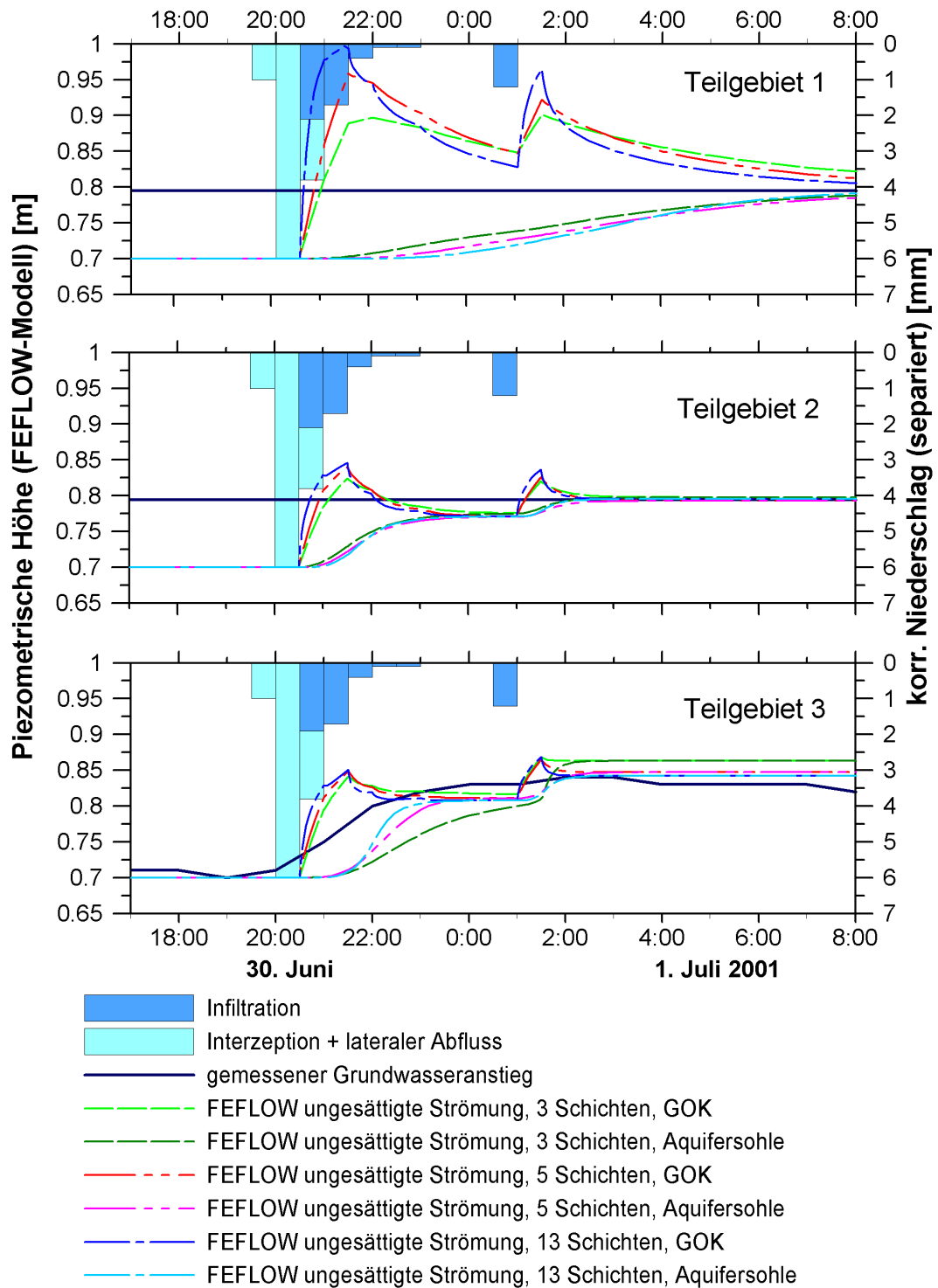


Abb. 5.23: Auswahl aus den mit FEFLOW für die ungesättigte Strömung simulierte Grundwasserstände an den drei Beobachtungspunkten der Teilgebiete

5.2.7 Zusammenfassung der Ergebnisse der vereinfachten Standortmodellierung

Mit den durchgeführten Tests am vereinfachten Standortmodell ist es gelungen, die Funktionsweise des VSC-Moduls erfolgreich zu erproben. Das VSC-Modul funktioniert nicht nur beim Szenario mit homogenem Aquifer sondern auch beim geschichteten Aquifer sowie dem Szenario mit horizontaler und vertikaler Heterogenität problemlos. Die Verwendung einer Wertetabelle für die Wasserretentionsbeziehung stellt sich dabei als gleichwertige Alternative zur Parameterfunktion heraus. Dies bestätigt den erwarteten Vorteil des VSC-Moduls gegenüber der ungesättigten Strömungsberechnung, dass auf diese Weise eine aufwändige Anpassung an eine Parameterfunktion entfällt.

Der Vergleich mit den in FEFLOW bereits implementierten Lösungen zeigt neben dem Vorteil der geringeren Anforderungen an die Eingabedaten gegenüber der ungesättigten Strömungsberechnung weitere positive Ergebnisse: Durch das VSC-Modul wird die Ergebnisgenauigkeit der gesättigten Strömungsberechnung enorm verbessert, ohne dass eine Parameterfunktion für die ungesättigte Leitfähigkeit benötigt wird. Die höhere numerische Stabilität der gesättigten Strömungsberechnung gegenüber der ungesättigten scheint durch die Kopplung mit dem VSC-Modul keine Einbußen zu erleiden.

Gegenüber der ungesättigten Strömungsberechnung ergibt sich für die vorgestellten Szenarien zudem eine Einsparung an Rechenzeit um das 6-fache bis 41-fache. Es wird je nach verwendeten Bodenparametern eine deutlich geringere Anzahl an Knotenebenen (Slices) im Modell benötigt, die somit einen geringeren Aufwand an Rechenkapazität bedeuten.

Als weiteres wichtiges Ergebnis der vereinfachten Standortmodellierung ist die unterschiedliche Reaktion der Modellvarianten auf die Anpassungsgüte der Bodenparameter zu nennen. Während mit dem VSC-Modul nahezu identische Simulationsergebnisse für die von [Dechow 2002] und die erneut angepassten Parametersätze zustande kommen, ergeben sich für die ungesättigte Strömungssimulation signifikante Veränderungen. Die beiden verwendeten van Genuchten/Mualem-Parametersätze P1 und P3 weisen dem Aquifer ein nahezu identisches Speichervermögen zu, unterscheiden sich jedoch erheblich in der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit, die sich wiederum auf die notwendige Anzahl Knotenebenen und die Qualität der Simulationsergebnisse bei der ungesättigten Strömung auswirkt. Die geringe Sensitivität gegenüber der Anpassungsgüte der Parameterfunktion ist demnach als weiterer Vorteil des VSC-Moduls zu nennen. Für Feuchtgebiete, an denen der Grundwasserspiegel derart schnell auf Niederschlagsereignisse reagiert, wie es am Standort Gragetopshof der Fall ist, erscheint der Fehler aus den für das VSC-Modul getroffenen Vereinfachungen gering gegenüber dem Fehlerpotential, welches die Parameteranpassung an empirische Parameterfunktionen in sich birgt.

5.3 Anwendungsgrenzen des VSC-Moduls

Übertragbarkeit auf einen weiteren Standort

Wie die Untersuchungen auf einem wiedervernässten Niedermoorstandort in den "Somerset Levels and Moors" (Süd-West-England) gezeigt haben, ist keine uneingeschränkte Übertragbarkeit des Modellansatzes auf andere Standorte gegeben [Trübger u. a. 2004]. Im Rahmen des EU-Projektes PROWATER ist der genannte Standort hinsichtlich seines Phosphor-Haushaltes untersucht worden. Für eine genauere Beschreibung des Standortes "Catcott Lows" und die dort durchgeführten Untersuchungen sei auf den Abschlussbericht in [Meissner 2004] verwiesen. Die eigenen Untersuchungen, die im Rahmen eines Studienaufenthaltes an der University of Reading durchgeführt worden sind, zielten auf die Anwendbarkeit des VSC-Moduls auf diesen englischen Standort.

Im Rahmen vorhergehender Meliorationsmaßnahmen ist der anstehende Niedermoorort sehr stark entwässert und zudem in einem 0,3 m mächtigen Pflughorizont mit Lehm vermischt worden, was letztendlich zu einer sehr starken Verdichtung geführt hat. Als Folge ergibt sich für den mittlerweile wiedervernässten Moorboden eine sehr geringe hydraulische Leitfähigkeit, die durch Auffüllversuche (Slug-Tests) qualitativ belegt werden konnte. Direkt nach Auffüllung der Piezometer sowie drei bis vier Stunden danach ist der Wasserspiegel in den Rohren abgelesen. Über die Absinkraten ist der für ein vollständiges Absinken notwendige Zeitraum ermittelt worden, der für alle Piezometer der Messtiefe 0,3 m in Abbildung 5.24 dargestellt ist. Die entsprechenden Darstellungen für die Messtiefen 0,6 m und 0,9 m befinden sich im Anhang (Abb. F.1).

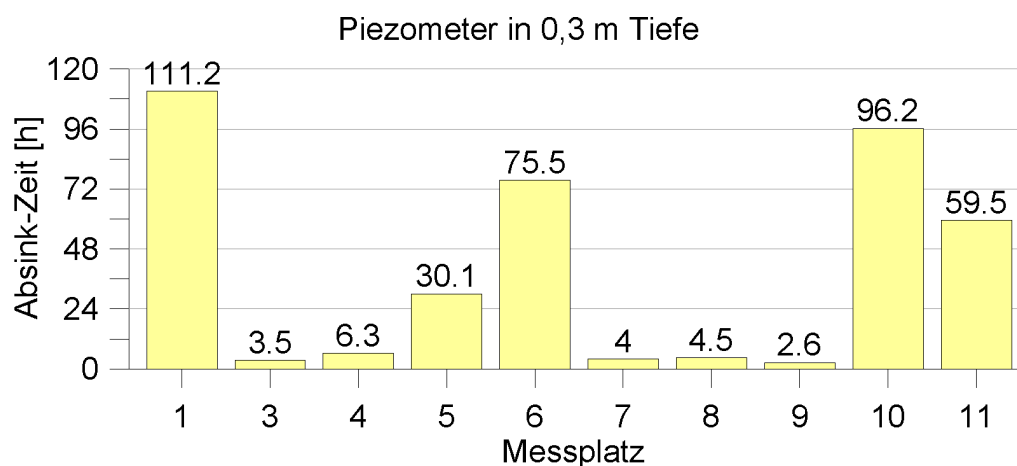


Abb. 5.24: Ergebnis der Auffüllversuche an den Piezometern in 0,3 m Tiefe am Standort "Catcott Lows", Süd-West-England

Aus Abbildung 5.24 geht hervor, dass selbst die relativ schnell reagierenden Piezometer eine zeitlich Verzögerung von mindestens 2,5 Stunden aufweisen. Größtenteils treten jedoch Absinkzeiträume von mehr als 24 Stunden auf. Insgesamt lassen die Ergebnisse auf eine sehr geringe, hydraulische Leitfähigkeit schließen, die sich auch dadurch bemerkbar macht, dass selbst bei Grundwasserflurabständen von nur 0,3 m zur Austrocknung des Bodens an der Geländeoberkante kommt. Demzufolge herrscht am Standort "Catcott Lows" ein grundlegend anderes Prozessgeschehen vor, welches eine weitaus geringere Dynamik der vertikalen Verlagerung von Infiltrationswasser aufweist. Es kann daher geschlussfolgert werden, dass bei signifikant degradierten Niedermoorstandorten das VSC-Modul nicht geeignet ist, das Prozessgeschehen adäquat abzubilden.

Erkenntnisse aus der Prinzipfallstudie und der Anwendung des VSC-Moduls als vereinfachtes Standortmodell

Wie die Prinzipfallstudie bereits teilweise gezeigt hat, ist der sinnvolle Anwendungsbereich des VSC-Moduls auf bestimmte Standortbedingungen beschränkt. Die Anwendungsgrenzen des VSC-Moduls ergeben sich aus den bei der Aufstellung des Modellansatzes getroffenen Annahmen, die in den Arbeitshypothesen formuliert sind (Seite 63). Die Annahme, dass sich die Feuchteverteilung oberhalb des Grundwasserspiegels entsprechend der Wasserretentionsbeziehung ausbildet, ist unter folgenden Bedingungen erfüllt: Entweder erfolgen die betrachteten Grundwasserspiegeländerungen sehr langsam, sodass die Mittel- und Feinporen nahezu zeitgleich mit den Grobporen be- bzw. entwässert werden, oder der Anteil an schnell be- und entwässerbaren Grobporen (Schrumpfrissen) überwiegt, sodass die langsameren Fließprozesse zwischen den feineren Porengrößenfraktionen mengenmäßig nicht ins Gewicht fallen.

Zudem spielt die Ausrichtung der mit der Modellierung zu beantwortenden Frage eine wichtige Rolle. Da mit dem VSC-Modul keine Strömungsprozesse durch die ungesättigte Bodenzone berechnet werden, können Fragen des Stofftransportes sowie Umsetzungsprozesse innerhalb der ungesättigten Bodenzone nicht beantwortet werden. Zielt die Fragestellung jedoch auf das stationäre Endergebnis für den Grundwasserstand, der sich in derart kurzer Zeit einstellt, dass eine Überlagerung mit anderen Prozessen am Standort wie beispielsweise Evapotranspiration und lateraler Zu- oder Abstrom auszuschließen ist, kann das VSC-Modul prinzipiell eingesetzt werden.

Die zur Passage der ungesättigten Bodenzone benötigte Zeit stellt wie bereits in Kapitel 5.1 diskutiert eine Funktion der hydraulischen Leitfähigkeit und des vorherrschenden hydraulischen Gradienten dar. Die Anwendbarkeit des VSC-Moduls ist somit nicht nur vom Standort, sondern zudem von den dort aktuell vorherrschenden Bedingungen abhängig. Übersteigt beispielsweise die Niederschlagsintensität eines Ereignisses die ungesättigte Leitfähigkeit an der Geländeober-

kante, so kommt es zu Oberflächenabfluss, der eine vollständige Infiltration des Niederschlags am Standort verhindert. Das VSC-Modul ist jedoch an die gesättigte Strömungsberechnung gekoppelt, bei der mit der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit gerechnet wird, die den Maximalwert für die von der Saugspannung abhängige, ungesättigte Leitfähigkeit darstellt und diese entsprechend mehr oder weniger deutlich übersteigt. Folglich ergibt sich eine unrealistisch hohe Infiltrationsrate und daher gegebenenfalls kein Überstau mit Oberflächenabfluss. Da Feuchtgebiete jedoch im allgemeinen ein sehr ebenes Geländeprofil aufweisen, kann davon ausgegangen werden, dass es in Realität nur in sehr eingeschränktem Maße zu Oberflächenabfluss kommt und somit die durch Verwendung des VSC-Moduls auftretenden Fehler vergleichsweise gering sind.

Desweiteren haben Proberechnungen auf der Basis der Prinzipfallstudie (Anhang, Abb. F.2) gezeigt, dass mit dem VSC-Modul die Simulation von Überstauereignissen problemlos möglich ist.

Eingrenzung des Gültigkeitsbereiches durch eine Sensitivitätsanalyse

Um den potentiellen Anwendungsbereich des VSC-Moduls weiter eingrenzen zu können, wird auf der Basis der Prinzipfallstudie eine Sensitivitätsanalyse mit variierenden Bodenparametern durchgeführt. Wie schon erwähnt, stellt die zeitliche Verzögerung bis zum Erreichen stationärer Verhältnisse einen entscheidenden Faktor für die Anwendbarkeit des VSC-Moduls dar. Um die Zeitverzögerung in Abhängigkeit der hydraulischen Leitfähigkeit erfassen zu können, wird bei der folgenden Simulationsreihe die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit K_S für die ungesättigte Strömungsberechnung mit FEFLOW variiert, während die übrigen van Genuchten/Mualem-Parameter aus der Prinzipfallstudie in Kapitel 5.1 beibehalten werden (Parametersatz P3, Tabelle 5.6, Seite 101).

Die Wahl der K_S -Werte ist an den Literaturwerten für Niedermoorstandorte orientiert, die in Tabelle 2.1 auf Seite 12 aufgeführt sind. Die verwendeten K_S -Werte erstrecken sich von 10^{-8} bis 10^{-4} ms^{-1} mit jeweils einer Zehnerpotenz Unterschied. Der K_S -Wert des ursprünglichen Parametersatzes ordnet sich diesbezüglich mit $4,73 \cdot 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ im Bereich höherer Leitfähigkeiten ein.

Wie zuvor in der Prinzipfallstudie werden sechs Szenarien mit jeweils unterschiedlichen Anfangswasserständen simuliert. Die Simulationszeit beträgt ebenfalls zwei Tage, wobei die Infiltration von 2 mm Niederschlag innerhalb einer Stunde nach 0,2 Tagen beginnt. Die Darstellung der Simulationsergebnisse erfolgt wie bei der Prinzipfallstudie in Kapitel 5.1 separat für jeden der sechs Anfangswasserstände, wobei die Ordinatenenteilung an den jeweiligen Grundwasseranstieg angepasst ist (Abbildung 5.25).

Wie erwartet verzögert sich das Erreichen des Endwasserstandes mit zunehmender Tiefe und abnehmender Leitfähigkeit. Bei dem Anfangswasserstand von 0,15 m unter Flur ist nur bei der Variante mit dem niedrigsten K_S -Wert von 10^{-8} ms^{-1}

eine deutliche Zeitverzögerung erkennbar, die sich auf mehr als 1,5 Tage erstreckt und daher gegen eine Verwendung des VSC-Moduls spricht. Mit zunehmender Tiefe des Anfangswasserstandes zeigt sich auch für die nächst höheren Leitfähigkeiten eine beträchtliche Zeitverzögerung. Nur die Variante mit der höchsten Leitfähigkeit von 10^{-4} ms^{-1} weist selbst bei einem Anfangswasserstand von 0,6 m kaum einen Zeitverzug auf.

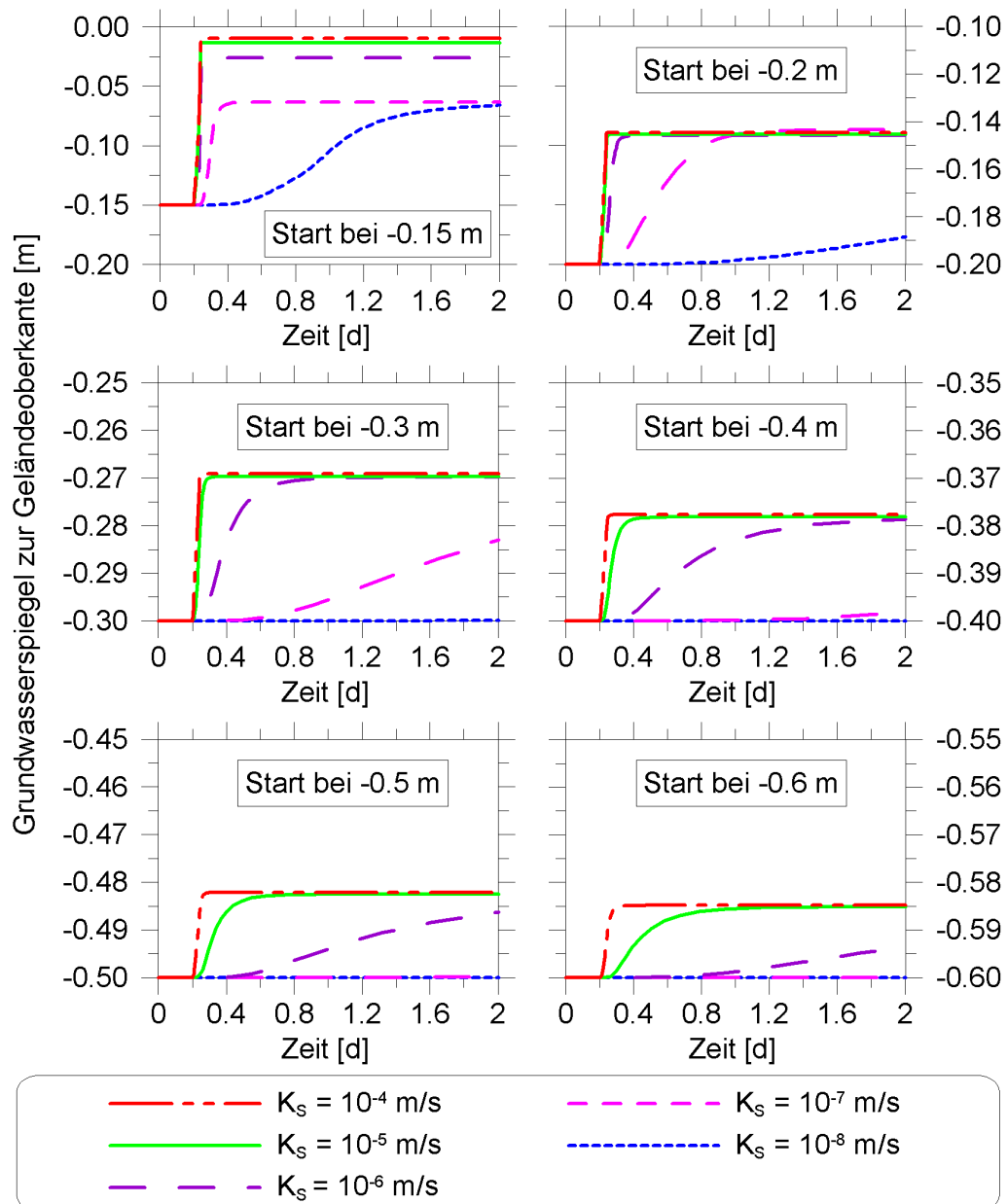


Abb. 5.25: Grundwasserstandsganglinien auf der Basis unterschiedlicher K_S -Werte und Anfangswasserstände, simuliert mit FEFLOW für ungesättigte Strömung

Für die hier untersuchten Varianten stellen die in Tabelle 5.14 aufgeführten Kombinationen aus Leitfähigkeit und Anfangswasserstand die Anwendungsgrenzen des VSC-Moduls dar, die nicht überschritten werden sollten.

Tab. 5.14: Aus dem Sensitivitätstest folgende Anwendungsgrenzen für das VSC-Modul

K_S [ms^{-1}]	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}
Anfangswasserstand [m]	tiefer -0,6	-0,5	-0,2	0,15

Desweiteren fällt auf, dass beim Szenario mit dem Anfangswasserstand von 0,15 m zwar alle Varianten einen stationären Endwasserstand erreichen, dieser jedoch unterschiedlich hoch ausfällt. Bei den Varianten mit niedrigerer Leitfähigkeiten steigt der Grundwasserspiegel weniger stark an als bei höheren Leitfähigkeiten. Dieses Phänomen beschränkt sich auf den Grundwasserflurabstand von 0,15 m, sodass für diesen in Abbildung 5.26 neben dem Verlauf des Drucks an der Aquifersohle, welcher dem Grundwasserspiegel entspricht, auch der Druckverlauf an der Geländeoberkante dargestellt wird.

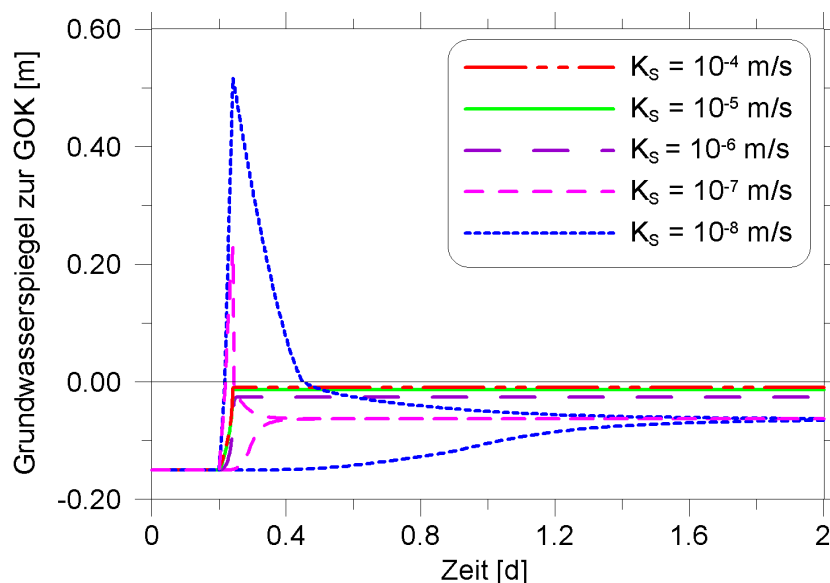


Abb. 5.26: Anfangswasserstand von 0,15 m unter Geländeoberkante, Druckhöhe jeweils an der Geländeoberkante und der Aquifersohle

Während bei den Varianten von $K_S = 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$ bis 10^{-6} ms^{-1} beide Ganglinien gut übereinstimmen, zeigen die Varianten mit $K_S = 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$ und 10^{-8} ms^{-1} deutliche Abweichungen. Bei letzteren übersteigt der Druck jeweils temporär die Geländeoberkante ($=0,00 \text{ m}$), was offensichtlich im Zusammenhang mit der insgesamt geringeren Anstiegshöhe des Grundwasserstandes steht.

Da mittels der Bilanzanalysen in FEFLOW (Budget Analyzer) keine Abweichungen in der gesuchten Größenordnung festgestellt werden können, liegt die Vermutung nahe, dass es sich bei den auftretenden Verlusten an infiltrierendem Wasser um Folgen numerischer Imbalancen handelt. Bei entsprechend ungünstigen Kombinationen aus hydraulischer Leitfähigkeit, Grundwasserflurabstand und Infiltrationsrate stößt selbst die sehr detaillierte Lösung der Richards-Gleichung an ihre Grenzen.

Bei der hier vorgestellten Sensitivitätsanalyse handelt es sich nur um eine Fallstudie, mit der keinesfalls ein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben werden kann. Wegen der hohen Komplexität der in Feuchtgebieten nebeneinander ablaufenden Prozesse und dem teilweise empirischen Charakter der Berechnungsansätze, können an dieser Stelle keine allgemeingültigen Grenzwerte angegeben werden, bei deren Überschreitung die Anwendung des VSC-Moduls nicht mehr zulässig ist. Es ist vielmehr jeder Modellanwender aufgefordert, die Anwendbarkeit des VSC-Moduls für die gegebenen Standortbedingungen und die zu lösende Problemstellung methodisch in ähnlicher Weise anhand der hier vorgeschlagenen Kriterien zu überprüfen.

Kapitel 6

Fazit und Ausblick

6.1 Beantwortung der Arbeitshypothesen

Die in dieser Arbeit vorgestellten Feldmessungen am wiedervernässten Niedermoorstandort Gragetopshof haben zu Erkenntnissen geführt, die entscheidend zur Entwicklung des VSC-Moduls beigetragen haben. Die für Feuchtgebiete charakteristischen, geringen Grundwasserflurabstände lassen vor dem Hintergrund der in der ungesättigten Bodenzone relevanten Saugspannungs-Sättigungs-Beziehung erwarten, dass die Vernachlässigung dieser Zone, wie sie in der klassischen Grundwassersimulation mit konstantem Speicherkoeffizienten erfolgt, bei der Feuchtgebietsmodellierung mit erheblichen Fehlern verbunden ist (Arbeitshypothese 1, Seite 63). Die Prinzipfallstudie in Kapitel 5.1 zielt unter anderem darauf ab, die Größenordnung der dabei auftretenden Fehler abzuschätzen. Es wird deutlich, dass die Wahl des Wertes für den konstanten Speicherkoeffizienten im Grundwassermodell maßgeblich über die Größe des auftretenden Fehlers im Vergleich zum allgemeingültigen Lösungsansatz der Richards-Gleichung entscheidet. Wird der Wert für den Speicherkoeffizienten, wie allgemein üblich, als Differenz von Sättigungswassergehalt und Residualfeuchte ermittelt, differiert der simulierte Grundwasseranstieg im untersuchten Prinzipfall um bis zu 97 % vom Sollwert, das heißt das Modell bildet nur 3 % des realen Anstiegs ab.

Wählt ein Modellanwender aus Kenntnis der am Standort vorherrschenden Grundwasserstände einen entsprechend geringeren Wert für den Speicherkoeffizienten, lassen sich die Fehler gegenüber der ungesättigten Strömungsberechnung deutlich reduzieren. Da die Bodenspeicherkennlinie jedoch gerade im Bereich flurnaher Grundwasserspiegel normalerweise eine sehr hohe Steigung aufweist, ist das Tiefenintervall des Grundwasserflurabstandes, für den ein konstanter Speicherkoeffizient gute Ergebnisse liefert, stark eingeschränkt. Weicht der Grundwasserspiegel (z. B. aufgrund größerer Schwankungen) vom Wertebereich ab, auf den der Speicherkoeffizient abgestimmt ist, können erhebliche Fehler auftreten. Eine geschickte Wahl des Speicherkoeffizienten ist daher nicht als Alternative zur Verwendung eines an den jeweiligen Grundwasserstand angepassten, variablen

Speicherkoeffizienten zu sehen, sondern sollte vielmehr als Mindestvariante für die Feuchtgebietsmodellierung betrachtet werden, falls keine andere Möglichkeit zur Verfügung steht.

Als eines der für diese Arbeit bedeutendsten Ergebnisse der Feldmessungen hat sich die relativ schnelle Reaktion des Grundwasserspiegels auf Niederschlagsereignisse herausgestellt. Insbesondere diese Beobachtung hat zu der Annahme geführt, dass die Strömungsprozesse durch die ungesättigte Bodenzone von ihrer vertikalen Komponente dominiert werden, wodurch eine zwei- oder dreidimensionale Modellierung der ungesättigten Bodenzone als nicht notwendig erscheint (Arbeitshypothese 2).

Desweiteren lassen die Messdaten der Tensiometer keinerlei Infiltrationsfront erkennen. Zusammen mit der hohen Fließgeschwindigkeit durch die ungesättigte Bodenzone bildet dies die Grundlage für den mit der 3. Arbeitshypothese formulierten Modellansatz für den variablen Speicherkoeffizienten, der mit dem VSC-Modul programmtechnisch realisiert ist. Es wird angenommen, dass der Prozess der ungesättigten Strömung nicht zwingend detailgetreu abgebildet werden muss, wenn nur der erreichte Endwasserstand von Interesse ist und dieser sehr zügig erreicht wird.

Die Ergebnisse der zur Überprüfung der aufgestellten Arbeitshypothesen durchgeführten Prinzipfallstudie und die vereinfachten Standortmodellierung bestätigen einerseits die getroffenen Annahmen, zeigen aber andererseits auch die Anwendungsgrenzen des Moduls auf (siehe unten). Unabhängig davon ergibt sich bei der Prinzipfallstudie unter Verwendung des VSC-Moduls nahezu der gleiche Grundwasseranstieg wie bei der ungesättigten Strömungssimulation. Die auftretenden Abweichungen lassen sich größtenteils darauf zurückführen, dass im VSC-Modul der Speicherkoeffizient für den aktuellen Grundwasserstand ermittelt und dem folgenden Zeitintervall der Simulation zugeordnet wird, in dem sich dieser jedoch infolge der Grundwasserspiegelbewegung verändert.

In der Studie mit dem vereinfachten Standortmodell stellt die Eingabe der Wasserretentionsbeziehung in das VSC-Modul in Form einer Wertetabelle eine gleichwertige Alternative zur Parameterfunktion dar. Selbst mit einer Intervallbreite von 0,2 m WS in der Wertetabelle beschränken sich bei den simulierten Szenarien die Abweichungen zum Sollwert auf maximal 4 %. Sie fallen teilweise geringer aus als bei der Variante mit Funktionsparametern. Für den Einsatz des VSC-Moduls ist folglich keine Parameteranpassung an eine empirische, mathematische Funktion notwendig, die sich zum einen arbeitsaufwendig gestaltet und zum anderen eine Fehlerquelle für die weitere Modellierung darstellt. Zudem lassen sich in Form einer Wertetabelle auch Parameterfunktionen verwenden, die sonst nicht in FEFLOW zur Verfügung stehen wie beispielsweise die duale Porosität nach [Durner 1994] (Gleichung 3.7, Seite 47).

Der erwartete, geringere Bedarf an Rechenkapazität durch weniger Modellebenen (Slices) und den weniger aufwendigen Berechnungsalgorithmus werden durch die grundsätzlich geringere Rechenzeit der Varianten mit dem VSC-Modul gegenüber

der Lösung der Richards-Gleichung bestätigt. Ebenso bleibt der Vorteil der höheren numerischen Stabilität der gesättigten Strömungsberechnung gegenüber der Lösung der Richards-Gleichung bei der Kopplung des VSC-Moduls erhalten.

Soweit die Ergebnisse der vereinfachten Standortmodellierung eine Beurteilung erlauben, gibt das VSC-Modul die Vorgänge am Standort Gragetopshof auch in zeitlicher Hinsicht gut wieder. Es tritt bei den simulierten Szenarien kein nennenswerter zeitlicher Versatz gegenüber den Messwerten auf.

Desweiteren zeigt sich das VSC-Modul in der Standortmodellierung als robuster gegenüber einer fehlerhaften Parameteranpassung der van Genuchten/Mualem-Funktion als die ungesättigte Strömungsberechnung mittels der Richard-Gleichung, welche sich als in hohem Maße von der Anpassungsgüte der hydraulischen Parameter abhängig erweist.

Bei der Modellerprobung in der Prinzipfallstudie sowie der vereinfachten Standortmodellierung haben sich bereits einige Anwendungsgrenzen des VSC-Moduls herausgestellt. Möglicherweise auftretende Zeitverzögerungen bis zum Erreichen des stationären Endergebnisses, die sich aus dem Durchströmen der ungesättigten Bodenzone ergeben und mittels der Richards-Gleichung abgebildet werden, können mit dem VSC-Modul nicht simuliert werden. Bei Standortverhältnissen, die einen relativ hohen zeitlichen Verzug bewirken, ist das VSC-Modul folglich nicht anzuwenden. Mittels einer Sensitivitätsanalyse werden für einen ausgewählten van Genuchten-Parametersatz unterschiedliche Werte für die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit bei variierenden Grundwasserflurabständen getestet und auf diese Weise Wertekombinationen ermittelt, die unter den gegebenen Bedingungen als Anwendungsgrenzen angesehen werden können.

Eine generelle Aussage darüber, für welche Standorte die Anwendung des VSC-Moduls zulässig ist, kann jedoch aufgrund der Komplexität der in Feuchtgebieten nebeneinander ablaufenden Prozesse, ihrer Abhängigkeit von den Standortparametern und dem teilweise empirischen Charakter der Berechnungsansätze (van Genuchten) nicht abschließend getroffen werden. Für jeden Standort ist individuell zu prüfen, ob die dem Modellansatz zugrundeliegenden Vereinfachungen zulässig sind und die Ergebnisse der gesättigten Strömungsberechnung ausreichen, um die verfolgte Fragestellung zu beantworten. Ausschlaggebend sind diesbezüglich die Lage und Fluktuation des Grundwasserspiegels, die Gestalt der Wasserretentionsbeziehung bzw. der grundwasserstandsabhängigen Bodenspeicherkennlinie und die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des anstehenden Substrats.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass das VSC-Modul bei den Szenarien mit horizontal homogenem Aquifer sowie vertikal geschichtetem und horizontal heterogenem Aquifer sehr gute Ergebnisse liefert. Es stellt daher innerhalb seiner Anwendungsgrenzen eine gute Alternative zur sehr viel aufwendigeren Lösung der Richards-Gleichung dar.

6.2 Ausblick

Im Verlauf der Bearbeitung hat sich weiterer Klärungsbedarf ergeben, der sich einerseits auf die programmtechnische Umsetzung des Modellansatzes sowie andererseits auf die bodenhydraulischen Eigenschaften von Niedermoortorfen unterschiedlicher Zersetzungsgrade und deren Parametrisierung bezieht. Daneben sollte geklärt werden, ob sich der aus der Verwendung des VSC-Moduls ergebende Fehler bei der Simulation längerer Zeitreihen mit mehreren Phasen des Grundwasseranstiegs und -absinkens erhöht oder weiterhin in einem vertretbaren Rahmen bewegt.

Hinsichtlich der Programmierung des VSC-Moduls stellt sich die Frage nach einer Erweiterung des Moduls, mittels der die Richtung der vertikalen Grundwasserbewegung während der Simulation erfasst und der Wert für den Speicherkoeffizient entsprechend über eine Anstiegs- bzw. Absink-Kurve ermittelt werden kann. Für eine derartige Erweiterung spräche die damit verbundene Möglichkeit, den Prozess der Hysterese mit dem VSC-Modul berücksichtigen zu können. Ob es am Standort Gragetopshof zu Hysterese-Effekten in nennenswertem Ausmaß kommt, wie sie beispielsweise [Schwärzel 2000] im Untersuchungsgebiet "Oberes Rhinluch" festgestellt hat, ist jedoch zuvor anhand ergänzender Feldmessungen zu klären. Unabhängig davon und im Sinne einer Übertragbarkeit des Moduls auf andere Standorte könnte mittels einer Prinzipfallstudie ermittelt werden, in welchem Maße sich durch Berücksichtigung der Hysterese im Modell die Simulationsergebnisse signifikant verbessern lassen.

Wie schon im Kapitel 5.2.5.1 genannt, ist die in der vereinfachten Standortmodellierung realisierte, zeitliche Verteilung der Interzeption fehlerbehaftet. Für spätere Standortmodellierungen sollte daher die Interzeption nicht vollständig zu Beginn des Niederschlagsereignisses angesetzt sondern zeitlich weiter über das Niederschlagsereignis verteilt werden. Neben einer verbesserten Berücksichtigung der Interzeption und der Einbeziehung der Entwässerungsgräben wäre es für einen umfangreicheren Anwendungstest des VSC-Moduls auf den Standort Gragetopshof wünschenswert, längere Zeiträume zu simulieren, die sowohl Überflutungen des Gebietes sowie Verdunstungsperioden beinhalten. Eine wichtige Voraussetzung dafür stellt die verlässliche Abschätzung der realen Evapotranspiration am Standort dar, die mit der Arbeit von [Frahm 2006] in Kürze gegeben sein wird.

Ebenso erscheint es angebracht, die bodenphysikalischen Eigenschaften des anstehenden Torfsubstrates genauer zu untersuchen und dabei die Vorteile der verschiedenen Mess- und Auswertverfahren miteinander zu kombinieren. Die Feldmessmethode mit dem Tensionsinfiltrimeter bietet den Vorteil der zerstörungsfreien Messung unter Feldbedingungen. Dabei ist jedoch zu beachten, dass der zu erfassende Wertebereich sowie die Messtiefe eingeschränkt sind, da nur oberhalb des Grundwasserspiegels gemessen werden kann. Zudem liefert die Messung Wertepaare von Saugspannung und ungesättigter hydraulischer Leitfähigkeit, die nur indirekt durch Anpassung an eine Parameterfunktion Auskunft über die Wasser-

retentionsbeziehung des Bodens geben.

Zur direkten Ermittlung von Stützstellen der Wasserretentionsbeziehung für beliebige Bodenhorizonte bietet sich in diesem Zusammenhang der Verdunstungsversuch nach [Schindler 1980] bzw. dessen in [Schindler und Müller 1995] vorgestellte Weiterentwicklung an. Mit letzterer ist die Möglichkeit gegeben, den niedrigen Saugspannungsbereich nahe der Sättigung genauer zu erfassen. Laborverfahren können andererseits nicht zerstörungsfrei durchgeführt werden. Sie bergen das Risiko, mit der entnommenen Probe nicht das für den Standort repräsentative Elementarvolumen zu erfassen. Dies gilt insbesondere für die hydraulische Leitfähigkeit, die von der Konnektivität der Poren abhängt, welche durch die Entnahme möglicherweise in starkem Maße verändert wird.

Alles in allem ist deshalb der Einsatz beider Methoden an einem Standort, d. h. der Kombination von Feld- und Labormethode, zu empfehlen. Er bietet die Möglichkeit, bei der Versuchsauswertung die Informationen des jeweils anderen Messverfahrens miteinfließen zu lassen.

In dieser Arbeit konnten die Anwendungsgrenzen des vorgestellten Modellansatzes anhand eines weiteren Standortes sowie theoretisch durch eine Sensitivitätsanalyse untersucht werden. Um eine noch fundiertere Aussage zur Übertragbarkeit des VSC-Moduls treffen zu können, wären Modellanwendungen für weitere Feuchtgebietsstandorte wünschenswert.

Literaturverzeichnis

- [Allen u. a. 1994] ALLEN, R. G. ; SMITH, A. ; PERRIER, A. ; PEREIRA, L. S.: An update for definition of reference evapotranspiration. In: *ICID Bulletin* 43 (1994), Nr. 2, S. 1–34
- [Allerup und Madsen 1979] ALLERUP, P. ; MADSEN, P.: Accuracy of point precipitation measurements / Danish Meteorology Institute. 1979 (5). – Forschungsbericht. Climatology Paper
- [Baird 1997] BAIRD, Andrew J.: Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. In: *Hydrological processes: an intern. journal* 11 (1997), S. 287–295
- [Bayer und Schweiger 1969] BAYER, W. ; SCHWEIGER, K. H.: Zur Bestimmung des entwässerbaren Porenanteils der Grundwasserleiter. In: *WWT, Wasserwirtschaft, Wassertechnik* 19 (1969), S. 57–60
- [Busch u. a. 1993] BUSCH, Karl-Franz ; LUCKNER, Ludwig ; TIEMER, Klaus ; MATTHESS, Prof. Dr. G. (Hrsg.): *Lehrbuch der Hydrogeologie*. Bd. 3: *Geohydraulik*. 3. Berlin, Stuttgart : Gebrüder Borntraeger., 1993
- [Böhm 2001] BÖHM, Gunnar: *Die reale Evapotranspiration von Niedermoorgebieten - Ermittlung und Parametrisierung nach dem Penman-Monteith-Konzept*. Berlin, Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin, Dissertation, 2001
- [van Dam u. a. 1997] DAM, J. C. ; HUYGEN, J. ; WESSELING, J. G. ; FEDDES, R. A. ; KABAT, P. ; WALSUM, P. E. V. ; GROENENDIJK, P. ; DIEPEN, C. A.: *SWAP version 2.0 Theory. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Air-Plant environment*. Technical Document 45, Report 71. Wageningen, the Netherlands: DLO Winand Staring Centre, Department Water Resources, Wageningen Agricultural University, 1997
- [Darcy 1856] DARCY, Henri: *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*. Paris : Victor Dalmont, 1856. – u. a. zitiert in [Busch u. a. 1993]

- [Dechow 2002] DECHOW, R.: *Modellierung des Wasserhaushaltes für die Moorwiesen bei Gragetoptshof*. Rostock, Institut für Kulturtechnik und Siedlungswasserwirtschaft, Universität Rostock, Diplomarbeit, 2002
- [DHI 2000] DHI: *MIKE SHE Water Movement*. Horsholm, Dänemark: DHI Water & Environment, 2000. – User Manuel
- [Diersch 1998] DIERSCH, H.-J. G.: *FEFLOW Reference Manual*. Berlin: WASY GmbH, 1998. – Reference Manual FEFLOW
- [Diersch 2004] DIERSCH, H.-J. G.: *FEFLOW 5.1 User's Manual*. Berlin: WASY GmbH, 2004. – User's Manual FEFLOW
- [DIN 1996] DIN, 211 ; DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E. V. (Hrsg.): *Wasserwesen Begriffe Normen*. 3. Berlin : Beuth Verlag GmbH, 1996 (DIN Taschenbuch 211)
- [Durner 1994] DURNER, Wolfgang: Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. In: *Water Resources Research* 30 (1994), Nr. 2, S. 211–223
- [DVWK 1996] DVWK, 238 ; DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU E. V. (Hrsg.): *Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen*. Bonn : Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, 1996 (DVWK Merkblatt 238)
- [EU 2000] EU: *EU-Wasserrahmenrichtlinie, Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates*. Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften L 327/9. 22. Dezember 2000. – DE
- [F&C 2000] F&C: *Technische Information Agrarwetterstation DALOS 535-WA*. 11.2000. Boldebrucker Weg 1, D-18276 Gülzow, fundc@t-online.de: Forschungstechnik und Computersysteme Gülzow, November 2000
- [Frahm 2005] FRAHM, Enrico: *Dritter Jahresbericht zum Stand der Dissertation*. 2005. – unveröffentlicht
- [Frahm 2006] FRAHM, Enrico: *Untersuchungen zu Verdunstungsraten von natürlichen Weiden und Schilfbeständen in flussbegleitenden Talmoorkomplexen*. Rostock, Institut für Umweltingenieurwesen, Universität Rostock, Dissertation, 2006. – in Arbeit
- [van Genuchten 1980] GENUCHTEN, M. T.: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. In: *Soil Science Society of American Journal* 44 (1980), S. 892–898

- [van Genuchten u. a. 1991] GENUCHTEN, M. T. ; LEIJ, F. J. ; YATES, S. R.: The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils / U.S. Salinity Laboratory, U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service. Riverside, California, 1991. – Forschungsbericht
- [Großklaus 1996] GROSSKLAUS, M.: Niederschlagsmessung auf dem Ozean von fahrenden Schiffen / Christian-Albrechts-Universität Kiel. 1996 (278). – Berichte aus dem Institut für Meereskunde
- [Hanschke 2003] HANSCHKE, T.: *Untersuchungen zur Hydrologie des Warnowtalmoores usw.* Rostock, Institut für Kulturtechnik und Siedlungswasserwirtschaft, Universität Rostock, unveröffentlichte Unterlagen, 2003. – eingereicht im September 2003
- [Hanschke 1996] HANSCHKE, Thomas.: *Erfassung und Bewertung der hydrologischen Verhältnisse im Niedermoor bei Gragetopshof.* Rostock, Institut für Kulturtechnik und Siedlungswasserwirtschaft, Universität Rostock, Diplomarbeit, 1996
- [Hanschke 1998] HANSCHKE, Thomas: Warnow, Warnowtalmoor und mineralische Umgebung. In: SIEDLUNGSWASSERWIRTSCHAFT, Institut für Kulturtechnik u. (Hrsg.): *Wissenschaftliche Beiträge von Mitarbeitern des Instituts*, 1998, S. 78–92
- [Hellie 2004] HELLIE, Frank: *Experimentelle Untersuchung und Modellierung des Interzeptions- und Stammspeicher von landwirtschaftlichen Kulturen und Fichtenwald und Charakterisierung ihres Einflusses auf den Gebietswasserhaushalt.* Zittau, Internationales Hochschulinstitut Zittau, Dissertation, 2004
- [IMKO 1996] IMKO: *TRIME[®] Produktkatalog.* Im Stöck 2, D-7625 Ettlingen: IMKO Micromodultechnik GmbH, Juli 1996
- [IMKO 2002a] IMKO: *Theorie der Material- und Bodenfeuchtemessung mit der TRIME[®]-Methode.* Im Stöck 2, D-7625 Ettlingen: IMKO Micromodultechnik GmbH, Juni 2002a. – PDF-Datei von www.imko.de heruntergeladen am 3.11.2005
- [IMKO 2002b] IMKO: *Was an TRIME[®] besser ist!* Im Stöck 2, D-7625 Ettlingen: IMKO Micromodultechnik GmbH, Mai 2002b. – PDF-Datei von www.imko.de heruntergeladen am 3.11.2005
- [Jensen 1983] JENSEN, K. H.: *Simulation of water flow in the unsaturated zone including the root zone.* Lungby, Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering, Technical University of Denmark, Series Paper No. 33, 1983

- [Jeschke 2003] JESCHKE, Lebrecht ; UMWELTMINISTERIUM MECKLENBURG-VORPOMMERN (Hrsg.): *Die Naturschutzgebiete in Mecklenburg-Vorpommern*. Schwerin : Demmler Verlag, 2003
- [Kinzelbach und Rausch 1995] KINZELBACH, W. ; RAUSCH, R.: *Grundwassermodellierung - Eine Einführung mit Übungen*. 1. Berlin, Stuttgart : Gebrüder Bornträger, 1995
- [Kovar u. a. 1992] KOVAR, K. ; LEIJNSE, A. ; GAN, J.B.S.: *Groundwater model for Netherlands Mathematical Model Development and User's Guide*. report no. 7143050002. Bilthoven, the Netherlands: RIVM, 1992
- [Langguth und Voigt 2004] LANGGUTH, Horst R. ; VOIGT, Rudolf: *Hydrogeologische Methoden*. 2. Berlin Heidelberg New York : Springer Verlag, 2004. – erweiterte und überarbeitete Auflage
- [Loxham u. a. 1986] Kap. Saturated and Unsaturated Permeabilities of North German Peats In: LOXHAM, Michael ; BURGHARDT, Wolfgang ; FUCHSMAN, C. H.: *Peat and Water*. Elsevier Applied Science Publishers Ltd., 1986
- [Luckner u. a. 1989] LUCKNER, L. ; GENUCHTEN, M. T. ; NIELSEN, D. R.: A Consistent Set of Parametric Models for the Two-Phase Flow of Immiscible Fluids in the Subsurface. In: *Water Resources Research* 25 (1989), October, Nr. 10, S. 2187–2193
- [Meissner 2004] MEISSNER, R.: PROWATER: prevention of diffuse water pollution with phosphorus from degraded and rewetted peat soils Final Report of an European Research Project / UFZ HalleLeipzig. HalleLeipzig, 2004 (5). – UFZ Bericht
- [Miegel u. a. 1999] MIEGEL, Konrad ; WENZEL, Dirk ; ECKSTÄDT, Hartmut ; STIELE, Ute: Bestimmung des Abflusses im rückgestauten Bereich der Warnow. In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung (HW)* 43 (1999), Nr. 5, S. 241–249
- [Mualem 1976] MUALEM, Yechezkel: A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. In: *Water Resources Research* 12 (1976), June, Nr. 3, S. 513–522
- [Mull und Holländer 2002] MULL, Rolf ; HOLLÄNDER, Hartmut: *Grundwasserhydraulik und -hydrologie*. Berlin Heidelberg New York : Springer Verlag, 2002
- [Müller u. a. 2000] MÜLLER, L. ; FRIELINGHAUS, M. ; SCHINDLER, U. ; BEHRENDT, A. ; SCHMIDT, W.: Bodenschutz auf Standorten der Flussniederungen und Niedermoore. In: *Arch. Acker-, Pfl. Boden*. 45 (2000), S. 239–262

- [Oleszczuk u. a. 2004] OLESZCZUK, R. ; BRANDYK, T ; GNATOWSKI, T. ; SZATYLOWICZ, J.: Calibration of TDR for moisture determination in peat deposits. In: *Int. Agrophysics* 18 (2004), S. 145–151
- [OTT-Hydrometrie 1998] OTT-HYDROMETRIE: *Betriebsanleitung Datensammler nach dem Einperlprinzip Orphimedes*. Ludwigstr. 16, D-87437 Kempten, <http://www.ott-hydrometry.de>: OTT Messtechnik GmbH & Co. KG, März 1998. – Dokumentennummer 55.510.001.B.D 01-0298
- [Pastoors 1992] PASTOORS, M.J.H.: *Landelijk Groundwater Model conceptuele modelbeschrijving*. report no. 7143050004. Bilthoven, the Netherlands: RIVM, 1992
- [Pastoors u. a. 2004] PASTOORS, M.J.H. ; KOVAR, K. ; STOPPELENBURG, F.J. ; TIKTAK, A. ; LEIJNSE, A.: Interactions between transient saturated and unsaturated groundwater flow: off-line iterative coupling of LGM and SWAP. In: *Posterpräsentation auf der Int. Conf. FEM_MODFLOW*. Karlovy Vary, Czech Republic, September 2004
- [PTB 2004] PTB, Physikalisch-Technische Bundesanstalt: *Leitfaden für den Gebrauch des internationalen Einheitensystems*. 1. Auflage, PDF-Datei von www.ptb.de. Oktober 2004. – heruntergeladen April 2006
- [Renger 1992] RENGGER, Manfred: Bestimmung der Grundwasserneubildung und Evapotranspiration in Abhängigkeit von Standorteigenschaften und Nutzung. In: *Workshop der Abteilung Wasser der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg am 15. Mai 1992 in Karlsruhe zum Thema Grundwasserneubildung aus Niederschlägen*, Ministerium für Umwelt Baden-Württemberg, Mai 1992, S. 19–39
- [Renger und Bartels 1976] RENGGER, Manfred ; BARTELS, Rüdiger: Kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser und Infiltration in Moorböden. In: *Geologisches Jahrbuch* Bd. 3. Hannover : Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter des Bundesrepublik Deutschland, 1976, S. 9–51
- [Richards 1931] RICHARDS, L. A.: Capillary conduction of liquids in porous mediums. In: *Physics* 1 (1931), S. 318–333. – u. a. zitiert in [Busch u. a. 1993]
- [Richter 1995] RICHTER, Dieter: Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers / Deutscher Wetterdienst. Offenbach am Main, 1995 (194). – Bericht des Deutschen Wetterdienstes

- [Scheffer und Schachtschabel 1992] SCHEFFER, Fritz ; SCHACHTSCHABEL, P.: *Lehrbuch der Bodenkunde*. 13. Stuttgart : Ferdinand Enke Verlag, 1992
- [Schindler 1980] SCHINDLER, U.: Ein Schnellverfahren zur Messung der Wasserleitfähigkeit im teilgesättigten Boden. In: *Archiv für Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde* 24 (1980), S. 1–7
- [Schindler 1983] SCHINDLER, U.: Untersuchungen zum entwässerbaren Porenvolumen und zur nutzbaren Wasserkapazität grundwasserbeeinflusster Auenböden und Hinweise zur Regulierung des Wasserhaushaltes im Frühjahr. In: *Archiv für Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde* 27 (1983), Nr. 6, S. 351–360
- [Schindler 1993] SCHINDLER, U.: Methodische Aspekte zur Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit mit einem Verdunstungsverfahren. In: *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 71 (1993), S. 177–180
- [Schindler und Dietrich 1998] SCHINDLER, U. ; DIETRICH, O.: Quantifizierung des Wasserspeichers einer wiedervernässten Niedermoorfläche. In: *Archiv für Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde* 43 (1998), S. 1–16
- [Schindler und Müller 1995] SCHINDLER, U. ; MÜLLER, L.: Ein kombiniertes Verfahren zur Messung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit an Stechzylinderproben. In: *Archiv für Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde* 39 (1995), S. 189–196
- [Schlichting 2004] SCHLICHTING, A.: *Phosphorstatus und -umsetzung in degradierten und wiedervernässten Niedermooren*, Agrar- und Umweltwissenschaftliche Fakultät der Universität Rostock, Dissertation, Mai 2004
- [Schmidt 1995] SCHMIDT, W.: Einfluß der Wiedervernässung auf physikalische Eigenschaften des Moorkörpers der Friedländer Großen Wiese. In: *Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung* 36 (1995), S. 107–112
- [Schwärzel 2000] SCHWÄRZEL, K.: *Dynamik des Wasserhaushaltes in Niedermooren*, Fachbereich 7 Umwelt und Gesellschaft der Technischen Universität Berlin, Dissertation, Juli 2000
- [Simunek u. a. 1998] SIMUNEK, J. ; SEJNA, M. ; GENUCHTEN, M. T.: *HYDRUS-1D - Simulating Water Flow, Heat and Solute Transport in One-Dimensional Variably Saturated Media*. Riverside, California: U. S. Salinity Laboratory, U. S. Department of Agriculture, Oktober 1998
- [Simunek u. a. 1999] SIMUNEK, J. ; SEJNA, M. ; GENUCHTEN, M. T.: *HYDRUS-2D - Simulating Water Flow, Heat and Solute Transport in Two-Dimensional Variably Saturated Media*. Riverside, California: U. S. Salinity Laboratory, U. S. Department of Agriculture, April 1999

- [Stoppelenburg u. a. 2005] STOPPELENBURG, F. J. ; KOVAR, K. ; PASTOORS, M. J. H. ; TIKTAK, A.: Modelling the interactions between transient saturated and unsaturated groundwater flow / RIVM Rijksinstituut voor Volksgezondheid en Milieu. Bilthoven, The Netherlands, 2005 (500026001). – RIVM Report
- [Stoppelenburg u. a. 2002] STOPPELENBURG, F. J. ; KOVAR, K. ; PASTOORS, M. J. H. ; TIKTAK, A. ; LEIJNSE, A.: Two-way coupling of 1-D unsaturated-saturated flow model SWAP with 3-D saturated regional groundwater flow model LGM: Time-average coupling approach. In: KOVAR, K. (Hrsg.) ; HRKAL, Z. (Hrsg.): *ModelCARE 2002 Proceedings of the 4th International Conference on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling* Bd. 2. Prague : Karlova Univerzite, 2002, S. 575–580
- [Succow 1988] SUCCOW, Michael: *Landschaftsökologische Moorkunde*. Jena : Fischer Verlag, 1988 (Reine Ökologie)
- [Succow und Joosten 2001] SUCCOW, Michael ; JOOSTEN, Hans: *Landschaftsökologische Moorkunde*. Stuttgart : Schweizenbart'sche Verlagsbuchhandlung, 2001
- [Tamari 1988] TAMARI, S.: Comparison of two procedures for the determination of soil hydraulic properties: An instantaneous profile method and a nonlinear parameter estimation method / Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding. Wageningen, The Netherlands, 1988 (Part 1: Theory). – Nota ICW
- [Topp u. a. 1980] TOPP, G. C. ; DAVIS, J. L. ; ANNAN, A. P.: Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. In: *Water Resources Research* (1980), Nr. 16, S. 574–582
- [Trübger u. a. 2004] TRÜBGER, E.-R. ; MIEGEL, K. ; SALZMANN, Th. ; ROBINSON, J. S.: Development of a practical orientated hydrological wetland model. In: *7thINTECOL International Wetlands Conference Conference Abstracts*. Utrecht, The Netherlands : Utrecht University, 2004. – oral presentation, S. 323
- [Trübger u. a. 2002] TRÜBGER, E.-R. ; SALZMANN, Th. ; MIEGEL, K.: Measurement and modelling of the saturated and unsaturated flow at wetlands. In: KOVAR, K. (Hrsg.) ; HRKAL, Z. (Hrsg.): *ModelCARE 2002 Proceedings of the 4th International Conference on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling* Bd. 2. Prague : Karlova Univerzite, 2002, S. 585–588
- [Tsuboya u. a. 2001] TSUBOYA, Taro ; TAKAGI, Kentaro ; TAKAHASHI, Hidenori ; KURASHIGE, Yoshimasa ; TASE, Norio: Effect of pore structure on redis-

- tribution of subsurface water in Sarobetsu Mire, northern Japan. In: *Journal of Hydrology* (2001), Nr. 252, S. 100–115
- [Uebigau 1996] UEBIGAU, M.: *Aufbau und derzeitiger Zustand einiger Niedermoore der Umgebung Rostocks*. Rostock, Institut für Kulturtechnik und Siedlungswasserwirtschaft, Universität Rostock, Diplomarbeit, 1996
- [UMS 2000] UMS: *Produktbeschreibung für das Druckaufnehmer-Tensiometer T6*. Gmunder Str. 37, D-81379 München, <http://www.ums-muc.de>: UMS Umweltanalytische Mess-Systeme GmbH, Juni 2000. – von der Homepage heruntergeladen am 19.06.2000
- [Vermulst und De Lange 1999] VERMULST, J. A. P. H. ; DE LANGE, W. J.: An analytic-based approach for coupling models for unsaturated and saturated groundwater flow at different scales. In: *Journal of Hydrology* 226 (1999), S. 262–273
- [Zeitz 1991] ZEITZ, Jutta: Untersuchungen über Filtrationseigenschaften von Niedermoorböden mit Hilfe verschiedener Methoden unter Berücksichtigung der Bodenentwicklung. In: *Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung* 32 (1991), S. 227–234
- [Zeitz 1992] ZEITZ, Jutta: Bodenphysikalischen Eigenschaften von Substrat-Horizont-Gruppen in landwirtschaftlich genutzten Niedermooren. In: *Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung* 33 (1992), S. 301–307

Anhang A

Nomenklatur

A.1 Geohydrologische Fachbegriffe

effektive Porosität speichernutzbarer Hohlraumanteil; Quotient aus dem Volumen der bei Höhenänderung der Grundwasseroberfläche entleerbaren oder auffüllbaren Hohlräume eines Gesteinskörpers und dessen Gesamtvolumen. [DIN 1996]¹ Differenz zwischen der Gesamtporosität und der Feldkapazität. [Busch u. a. 1993]

effektive Sättigung siehe Sättigung

entwässerbare Porosität siehe effektive Porosität. Symbol ϕ_e

Feldkapazität residualer Wassergehalt; gibt den maximalen Bodenwassergehalt an, der nicht an den Fließvorgängen beteiligt ist, sondern aufgrund fehlender Konnektivität zu den Fließpfaden oder starker Adsorption im Boden gehalten wird. Abkürzung FK. [van Genuchten u. a. 1991, Busch u. a. 1993]

Feuchtgebiet unabhängig vom anstehenden Bodensubstrat.

Gesamtporosität siehe Porosität.

Gesamtpotential die Summe aller durch die verschiedenen im Boden auftretenden Kräfte hervorgerufenen Teilpotentiale. Symbol Ψ . [Scheffer und Schachtschabel 1992]

¹*Gesteinskörper* aus DIN 4049 im Sinne von *Bodenkörper*, schließt organische Böden ein.

hydraulische Höhe = Druckhöhe; ergibt sich aus dem Überdruck an einem Ort, der Dichte der Flüssigkeit und der Erdbeschleunigung nach:

$$h = \frac{p}{\rho g} = \frac{p_{abs} - p_{atm}}{\rho g} \quad (\text{A.1})$$

mit Druckhöhe h ; Überdruck zur Atmosphäre p ; Druck gegenüber dem Druck Null im leeren Raum p_{abs} ; in der Atmosphäre herrschender Luftdruck p_{atm} ; Dichte der Flüssigkeit ρ ; Erdbeschleunigung g . [DIN 1996]

Matrixpotential = Saugspannung; negativer hydrostatischer Druck, der durch die kapillare Beschaffenheit der Bodenmatrix das Bodenwasser gegen die Gravitation hält. Symbol Ψ_m . [Scheffer und Schachtschabel 1992]

piezometrische Höhe = Standrohrspiegelhöhe; in FEFLOW Hydraulic Head; setzt sich aus der hydraulischen und geodätischen Höhe zusammen:

$$h_p = h + z \quad (\text{A.2})$$

mit piezometrische Höhe h_p ; Druckhöhe h ; geodätische Höhe z . [DIN 1996]

Potential die Arbeit, die notwendig ist, um eine Einheitsmenge (Volumen, Masse oder Gewicht) Wasser von einem gegebenen Punkt eines Kraftfeldes zu einem Bezugspunkt zu transportieren. [Scheffer und Schachtschabel 1992]

Porosität Hohlraumanteil; Gesamtporosität; Quotient aus der Differenz von Gesamtvolumen und Feststoffvolumen des Untergrundes und dessen Gesamtvolumen. Symbol ϕ . [Busch u. a. 1993]

residualer Wassergehalt siehe Feldkapazität. Symbol Θ_r .

Residualfeuchte siehe Feldkapazität. Symbol Θ_r .

Saugspannung (oder auch Wasserspannung) = Matrixpotential; Spannung, die durch die Wechselwirkungen zwischen Gestein² und Wasser im Sickerraum hervorgerufen wird. Symbol Ψ_m . [DIN 1996]

²Gestein im Sinne von Matrix

Sättigung (oder auch Sättigungsgrad) drückt das Volumen des Porenwassers V_w zum gesamten Porenvolumen aus bzw. das des aktuellen Wassergehaltes Θ_a zum maximalen Wassergehalt Θ_s . Symbol S_a

$$S_a = \frac{V_w}{\phi_e} = \frac{\Theta_a}{\Theta_s} \quad (\text{A.3})$$

Sättigung, effektive Differenz zwischen volumetrischem Wassergehalt und Residualfeuchte dividiert durch die entwässerbare Porosität. Symbol S_e [Mualem 1976]

$$S_e = \frac{\Theta - \Theta_r}{\phi_e} = \frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} \quad (\text{A.4})$$

Sättigungsfeuchte siehe Sättigungswassergehalt. Symbol Θ_s .

Sättigungswassergehalt Maximaler volumetrischer Wassergehalt eines Bodens unter Feldbedingungen. Dieser kann aufgrund gelöster oder (temporär) eingeschlossener Luft allgemein 5 bis 10 % geringer als die Porosität ausfallen. Symbol Θ_s . [van Genuchten u. a. 1991]

Speicherkoeffizient Integral des spezifischen Speicherkoeffizienten über die Grundwassermächtigkeit. Symbol S . [DIN 1996]

spezifischer Speicherkoeffizient Änderung des gespeicherten Wasservolumens je Volumeneinheit des Grundwasserraumes bei Änderung der Standrohrspiegelhöhe um 1 m. Symbol S_o . [DIN 1996]

Wassergehalt, volumetrischer Anteil der wässrigen Phase im Poren- und Kapillarraum des Bodenkörpers. Symbol Θ .

A.2 Glossar zu FEFLOW und rechtechnischen Begriffen

API steht für "Application Programming Interface", siehe IFM API.

Callback Einstiegsfunktion; regelt die Positionierung der externen Befehle innerhalb der Laufzeit von FEFLOW.

DAC-file ist die vollständige FEFLOW Ergebnisdatei; zusätzlich zu den Eingabedaten sind die Berechnungsergebnisse für ausgewählte Simulationsschritte und Beobachtungspunkte des Modells enthalten.

DAR-file ist die reduzierte Form der FEFLOW Ergebnisdatei, nur die Ergebnisse der Beobachtungspunkte (**Observation points**) des Modells sind enthalten.

FEFLOW steht für Finite Element Subsurface FLOW system und ist ein interaktives, grafisch-basiertes finite Elemente Simulationssystem für zwei- und dreidimensionale, gesättigte und ungesättigte Fließ- und Transportprozesse im Boden.

FEM-file ist die FEFLOW Eingabedatei zur Speicherung des **FE Problem** vor der Simulation.

FEM steht für "Finite-Element Method", sprich der Finite-Elemente-Methode.

FE Problem kürzt "Finite-Element Modelling Problem" ab und meint damit die Umsetzung der Problemstellung im Finiten-Elemente-Modell von FEFLOW.

Finite Element Mesh Finite Element Netz; auch Titel des Fensters, in dem das Finite Elemente Netz des Modells während der Simulation als Gebietsübersicht dargestellt wird.

fixed Eigenschaft der obersten Knotenebene im Strömungsmodell; die oberste Knotenebene des Gitternetzes bleibt fest in ihrer zuvor zugewiesenen Höhe.

Flow Simulation iterative Strömungsberechnung in FEFLOW.

free&movable Eigenschaft der obersten Knotenebene im gesättigten Strömungsmodell; die oberste Knotenebene des Gitternetzes ist während der Simulation vertikal beweglich und passt sich dem aktuellen Grundwasserstand an.

IFM Der Interface Manager dient der Verwaltung und Erstellung von **IFM-Modulen** und wird über das gleichnamige Menü aufgerufen.

IFM API Zusammenstellung der IFM-Funktionen, mittels derer der Zugriff auf die Daten und Methoden von FEFLOW innerhalb der vorgegebenen **Call-back**-Funktionen realisiert wird.

IFM-Modul externes Programm-Modul, welches

Hydraulic Head Standrohrspiegelhöhe oder auch piezometrische Höhe; auch Titel des Fensters, in dem die aktuellen, piezometrischen Höhen der Simulation dargestellt werden.

Layer Modell-Schicht zwischen zwei Knotenebenen (**Slices**) des **FE Problem**.

Legend Titel des Fensters, in dem die Legende zu der aktuellen Darstellung des FE Problems gegeben ist.

Log Messages Nachrichtenfenster, in dem Unregelmäßigkeiten protokolliert werden, die während der Anwendung von FEFLOW auftreten.

Node Berechnungsknoten des **FEM**.

Observation point Beobachtungspunkt zur Aufzeichnung der Simulationsergebnisse in einem Knotenpunkt (**Node**) des **FE Problem**.

Postprocessor Menü zur Darstellung und Auswertung der Simulationsergebnisse.

Problem Editor Menü zur Eingabe der Modelldaten.

Reference data Vergleichsdaten, die zusätzlich zu den für die Simulation notwendigen Daten im **Fem-file** abgelegt werden können, z. B. Messwerte oder weitere Simulationsergebnisse.

Reference distribution räumlich verteilte **Reference data**.

Simulator Run ist das Menü zur Konfiguration und Durchführung der Simulation.

Slice Knotenebene des **FE Problem**; Schichtgrenze.

Time Step History Nachrichtenfenster, in dem die Zeitschrittweiten der Simulation graphisch protokolliert werden.

Anhang B

Formeln

B.1 Penman Monteith Formel

$$ET_a = \frac{1}{L^*} \frac{s (Rn - G) + \frac{\rho_L c_P}{r_a} (e_s(T) - e)}{s + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (\text{B.1})$$

mit

L^*	spezifische Verdunstungswärme in W s kg^{-1}
s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve mit der Temperatur in hPa K^{-1}
Rn	Nettostrahlung (Strahlungsbilanz) in W m^{-2}
G	Bodenwärmestrom in W m^{-2}
$(Rn-G)$	effektive Strahlungsbilanz in W m^{-2}
ρ_L	Luftdichte in kg m^{-3}
c_P	spezifische Wärmekapazität der Luft bei konst. Luftdruck ($=1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
e_s	Sättigungsdampfdruck in hPa
e	Dampfdruck in hPa
T	Temperatur (der Luft) in K
$(e_s(T)-e)$	Sättigungsdefizit der Luft in hPa
γ	Psychrometerkonstante $\approx 0,67 \text{ hPa K}^{-1}$
r_a	aerodynamischer Widerstand in s m^{-1}
r_s	Stomatawiderstand in s m^{-1}

Quelle [DVWK 1996]

Anhang C

Feldmessungen Gragetopshof

C.1 Messgeräte und -zeiträume

Tab. C.1: Bei den kontinuierlichen Messungen eingesetzte Geräte

Messgröße	Messprinzip	Gerät	Hersteller / Vertrieb
Bodenwassergehalt [%]	TDR (Time Domain Reflectometry)	TRIME-EZ TRIME P2	IMKO Micromodul- technik GmbH
Bodensaugspannung [hPa] Bodentemperatur [°C]	Diaphragma, Wasser und Druckumformer	Tensiometer T6	UMS GmbH
Wassersäule ü. Ausperltopf [m WS]	Abgabe von Druckluft	Orphimedes	OTT Messtechnik GmbH & Co. KG
Windgeschwindigkeit Windrichtung [Grad] Lufttemperatur [°C] Bodentemperatur [°C] Niederschlag [mm] Luftfeuchte [%]	Impulsgeber Ringschleifwiderstand Halbleitersensor Halbleitersensor Kippschale Polymer-Messelement	Schalenkreuz -Anemometer Windfahne Pt100 Pt100 Hygrometer	F&C Forschungs- technik und Computersysteme GmbH
Bodenwärmestrom [W m ⁻²]	Wärmefluss-Platte	HFP01	Hukseflux Thermal Sensors (NL)

Tab. C.2: Messbereiche und -unsicherheiten bzw. Auflösung der Messwerte

Messgröße bzw. -gerät	Messbereich	Messunsicherheit bzw. Auflösung
TDR TRIME	0...40%	+1%
	40...95%	+2%
Tensiometer T6	0...850 hPa = pF 2,9	+5 hPa
	-40...+60 °C	
Orphimedes	13 m WS	0,01 m WS
Windgeschwindigkeit	0...35 m s ⁻¹	
Windrichtung	0...360°	
Lufttemperatur	-30...+70 °C (max 105 °C)	<0,5K im Bereich 0...+70 °C
Bodentemperatur	-30...+70 °C (max 105 °C)	<0,5K im Bereich 0...+70 °C
Niederschlag	0...10 mm min ⁻¹	0,1 mm
Luftfeuchte	0...100 % rel. Feuchte	
Bodenwärmestrom	-2000...+2000 W m ⁻²	< 0,1 pro 1 K

Tab. C.3: Von der Verfasserin erhobene, kontinuierliche Messungen

Messgröße	Messwertdichte	Messzeiträume
<i>Geohydrologie (über 2 Messprofile)</i>		
Bodenwassergehalt	halbstündlich	2000 und 2001
Bodensaugspannung und -temperatur		jeweils Apr. - Nov.
Grundwasserstand automatisch, 7 Orphimedes Sonden	stündlich	2000 und 2001 jeweils Apr. - Nov.
Grundwasserstand manuell, Lichtlot, ca. 50 Grundwasserrohre	wöchentlich	2000 und 2001
<i>Meteorologie</i>		
Niederschlag	halbstündlich	Apr. - Nov. 2000, ab Mai 2001
Lufttemperatur und -feuchte Windgeschwindigkeit und -richtung Bodentemperatur in 5 cm Tiefe Bodenwärmestrom (2x)	halbstündlich	ab Mai 2001

C.2 Grundwasserstand

C.2.1 Grundwasserstände 2000 und 2001

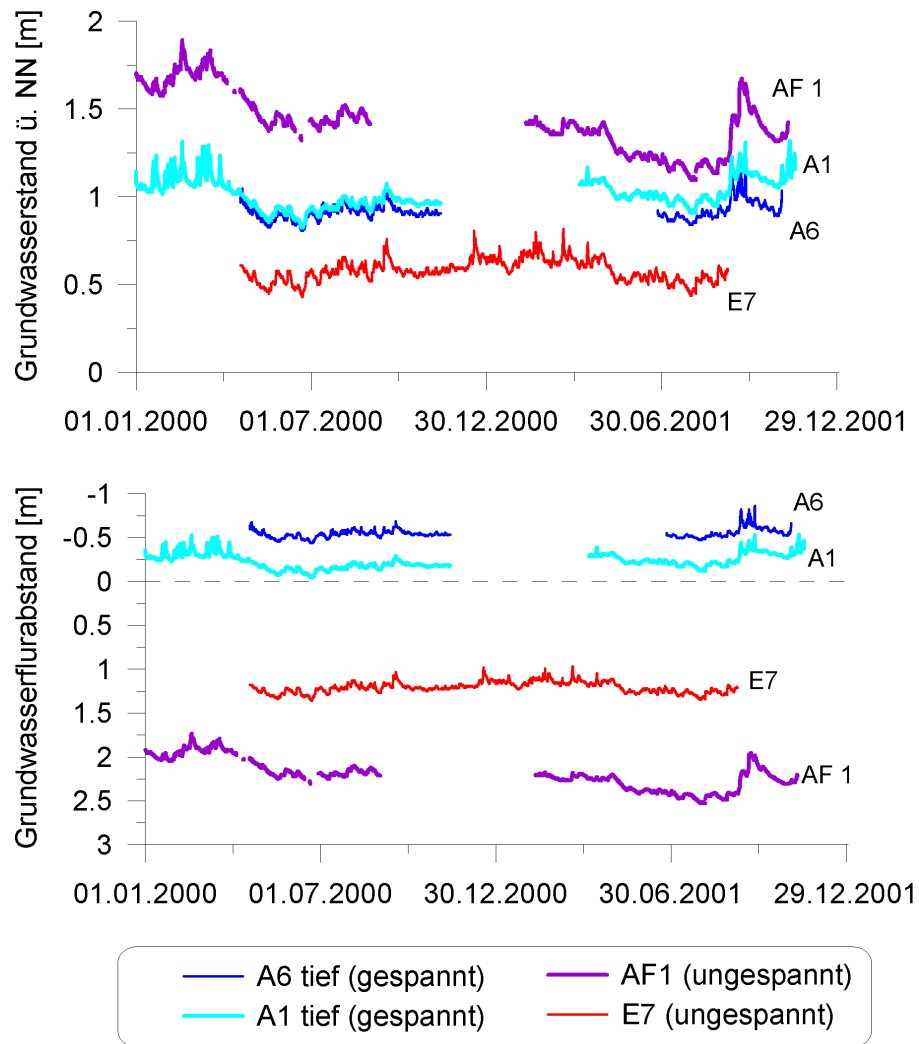


Abb. C.1: Messung des Grundwasserstandes unter Geländeoberkante mittels Orphimedes Datensammlern im mineralischen Aquifer an den Messplätzen AF1, A1, A6 und E7 (siehe Lageplan Seite 25)

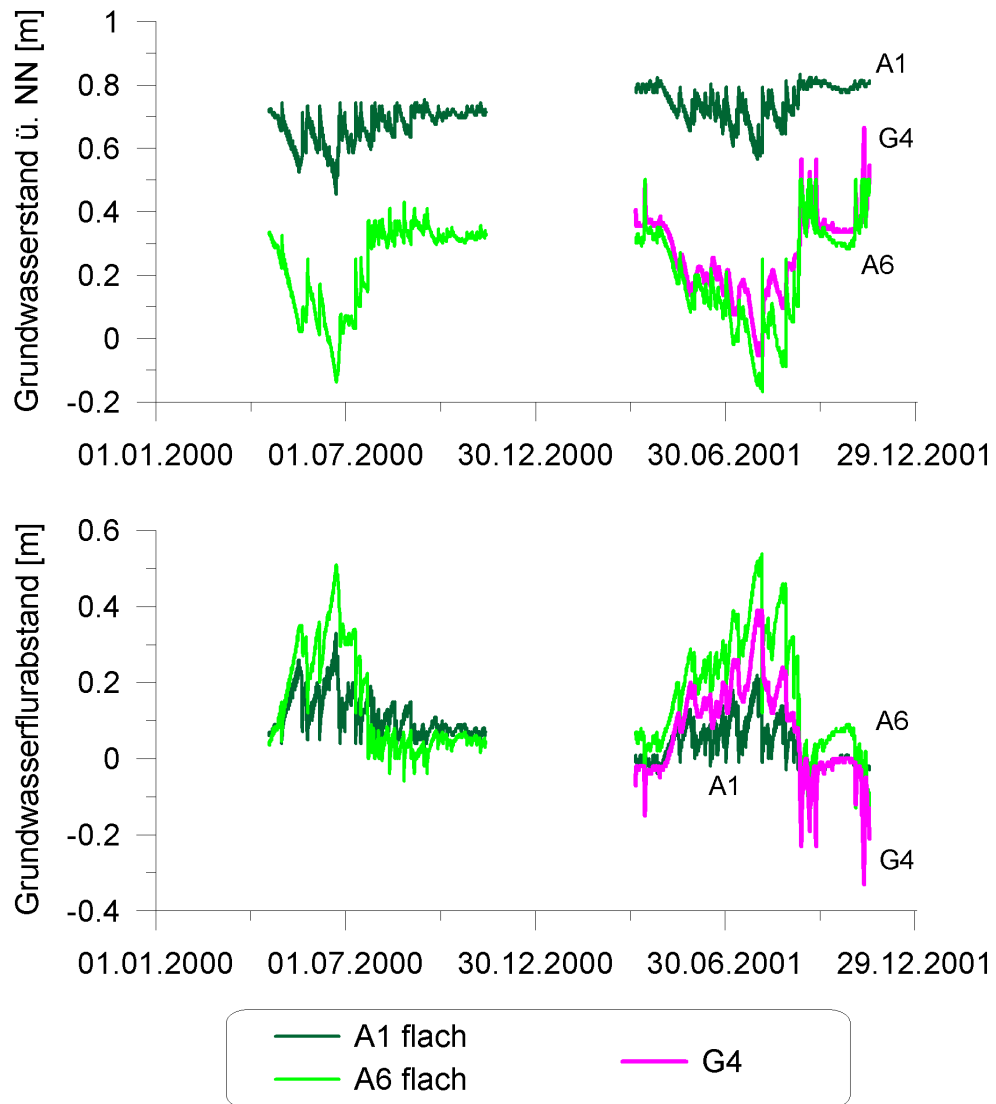


Abb. C.2: Messung des Grundwasserstandes unter Geländeoberkante mittels Orphimedes Datensammlern im Torf-Aquifer an den Messplätzen A1, A6 und G4 (siehe Lageplan Seite 25)

C.3 TDR-TRIME

C.3.1 Wassergehalt 2000

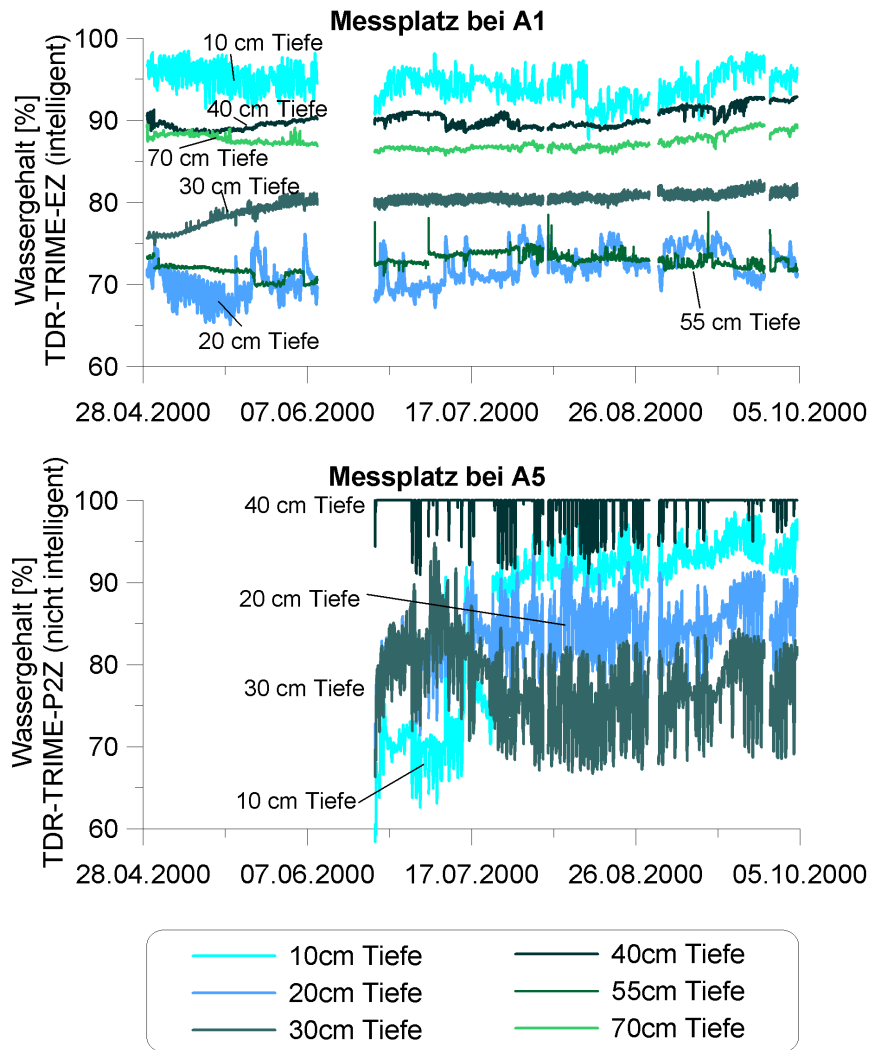


Abb. C.3: Messung des Bodenwassergehaltes mittels TDR-TRIME-Sonden im Jahr 2000; oben: Messplatz A1; unten: Messplatz A5 (siehe Lageplan Seite 25)

C.3.2 Wassergehalt 2001

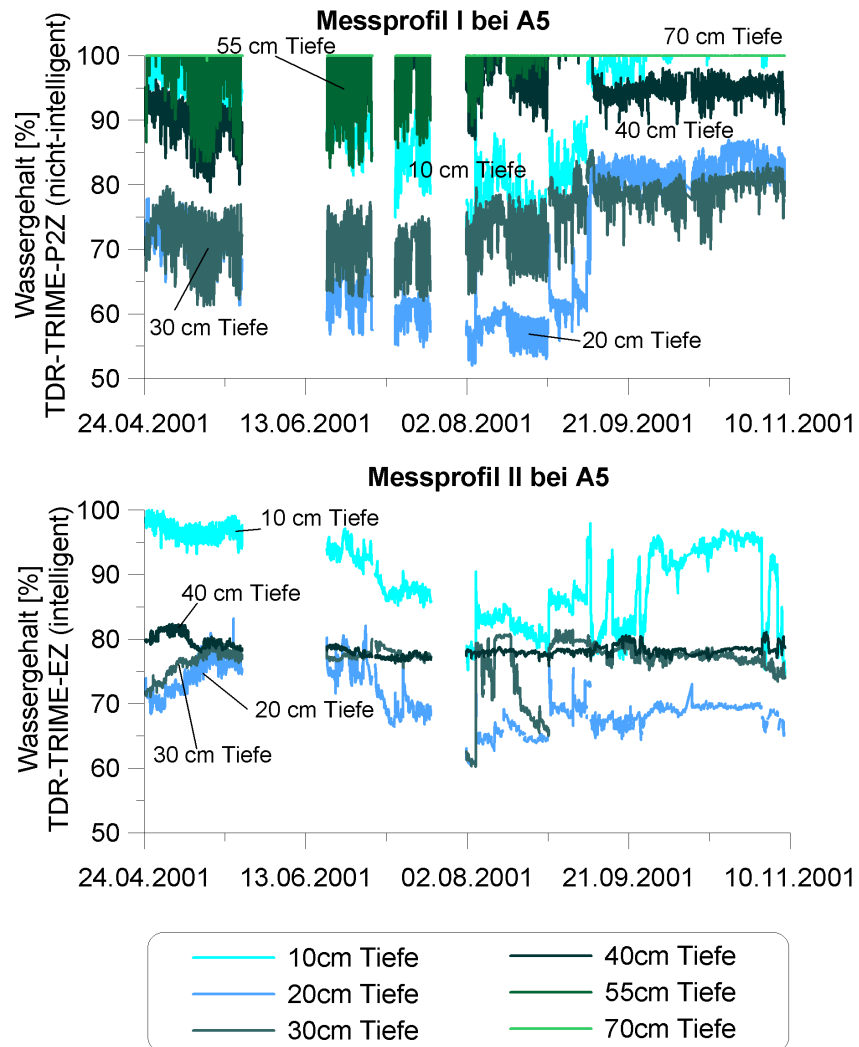


Abb. C.4: Messung des Bodenwassergehaltes mittels TDR-TRIME-Sonden im Jahr 2001; oben: Messprofil I bei A5; unten: Messprofil II bei A5 (siehe auch Skizze Seite 33)

C.4 Tensiometer - Bodentemperatur und -saugspannung

C.4.1 Temperatur 2000

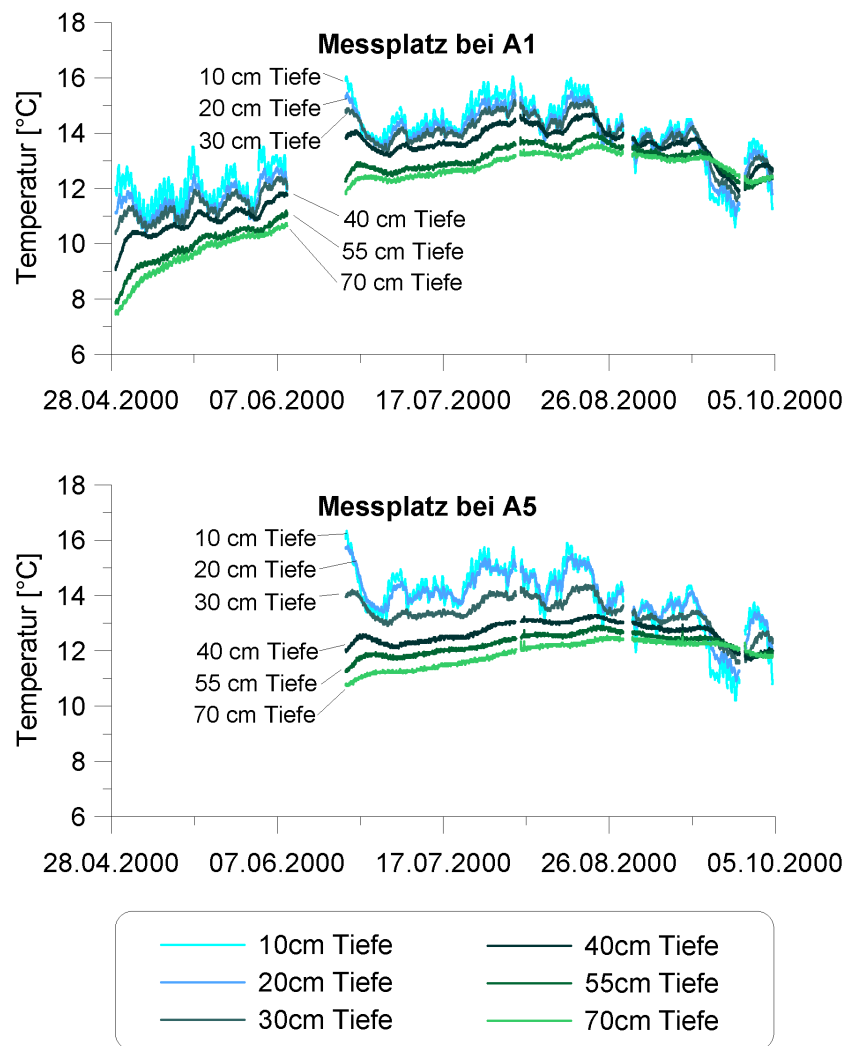


Abb. C.5: Bodentemperatur an den Messplätzen A1 und A5 in verschiedenen Tiefen im Jahr 2000 (siehe Lageplan Seite 25)

C.4.2 Temperatur 2001

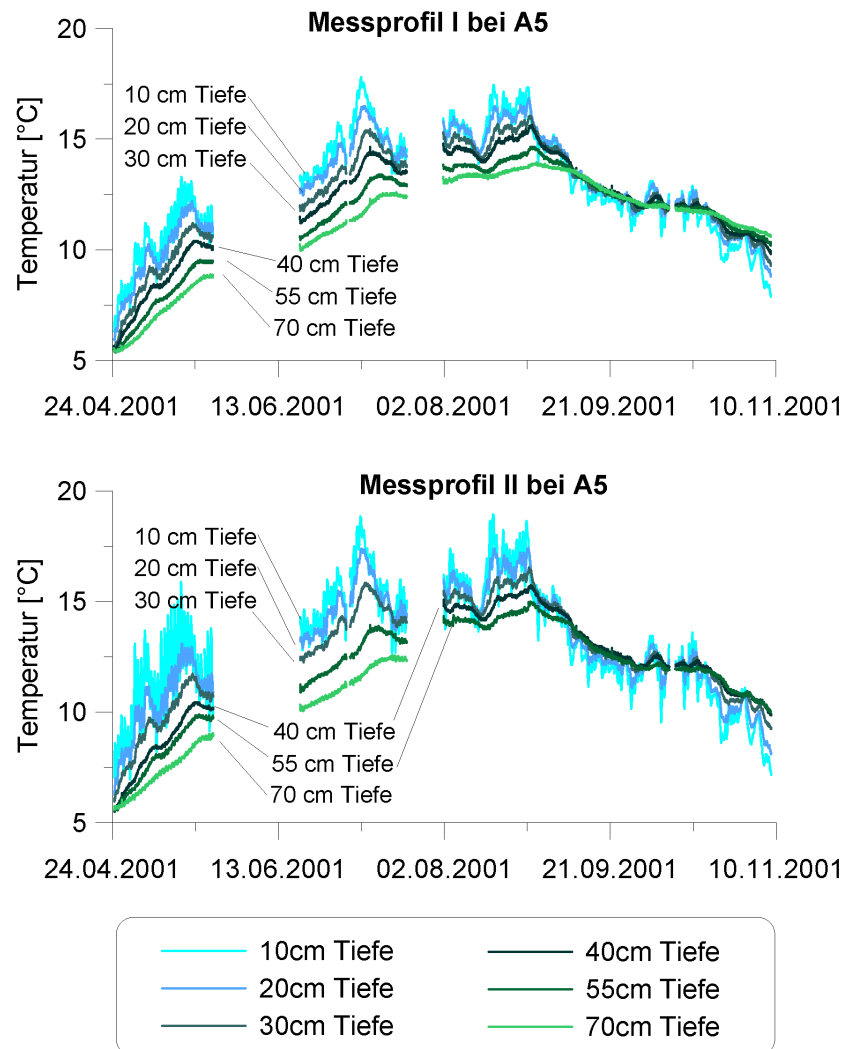


Abb. C.6: Bodentemperatur der Messprofile I und II bei Messplatz A5 im Jahr 2001 (siehe auch Skizze Seite 33)

C.4.3 Tension 2000

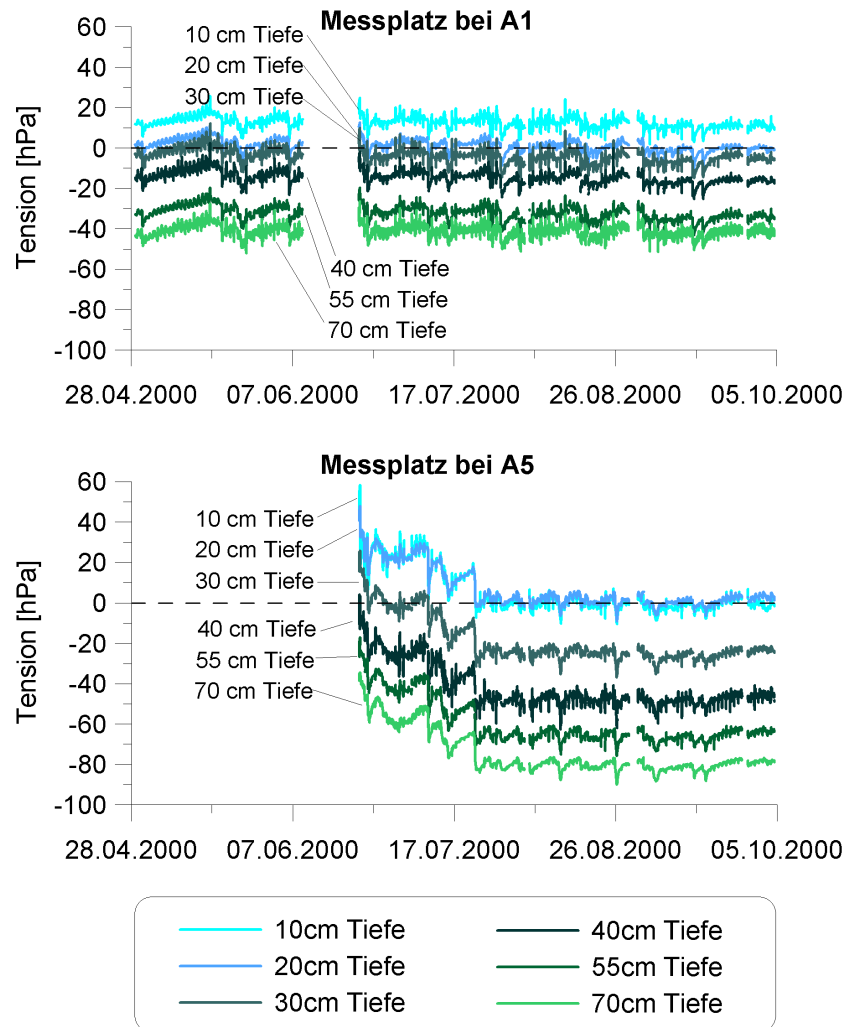


Abb. C.7: Unkorrigierte Messdaten der Bodensaugspannung (Tension) an den Messplätzen A1 und A5 in verschiedenen Tiefen im Jahr 2000 (siehe Lageplan Seite 25)

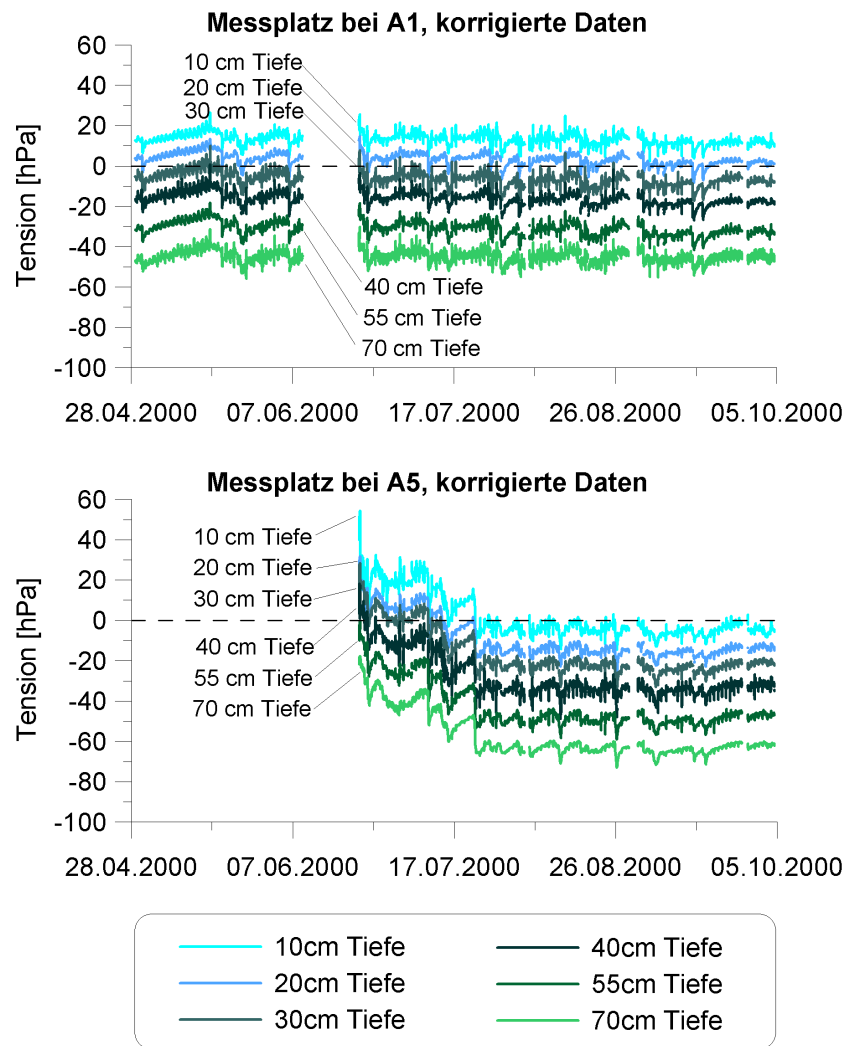


Abb. C.8: Korrigierte Messdaten der Bodensaugspannung (Tension) an den Messplätzen A1 und A5 in verschiedenen Tiefen im Jahr 2000 (siehe Lageplan Seite 25)

C.4.4 Tension 2001

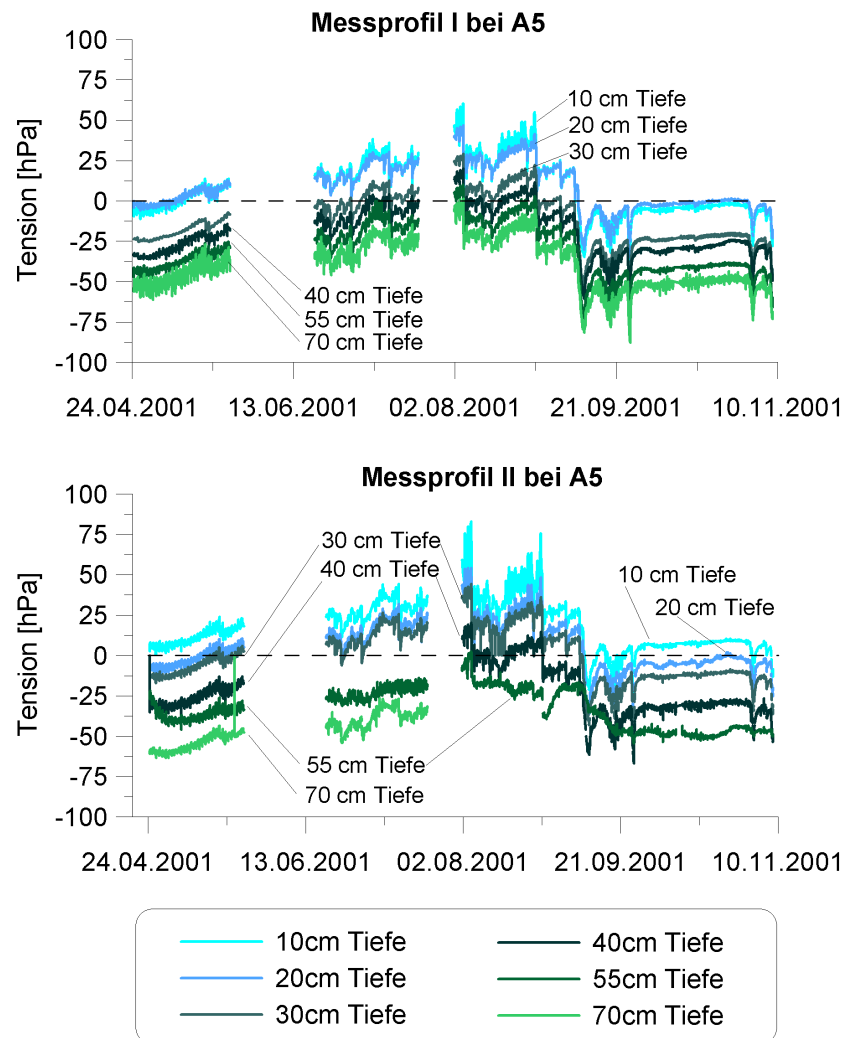


Abb. C.9: Unkorrigierte Messdaten der Bodensaugspannung (Tension) der Messprofile I und II am Messplatz A5 im Jahr 2001 (siehe auch Skizze Seite 33)

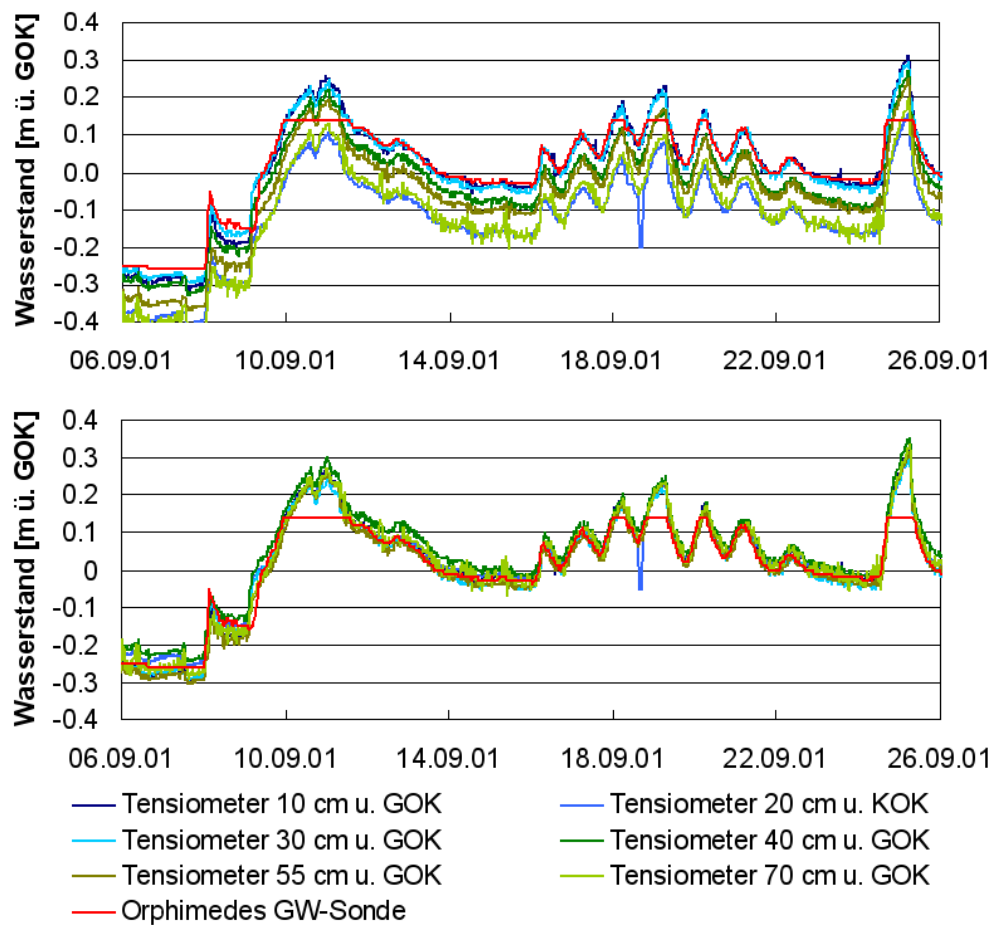


Abb. C.10: Ausschnitt aus den gemessenen (oben) und anhand des Wasserstands am 21.9.2001 höhenkorrigierten (unten) Ganglinien der Tensiometer (als Totalpotential auf GOK bezogen und in m WS ausgedrückt) bei A5 **Messprofil I** und der Grundwasser-Sonde Orphimedes an A6 (verändert nach [Dechow 2002])

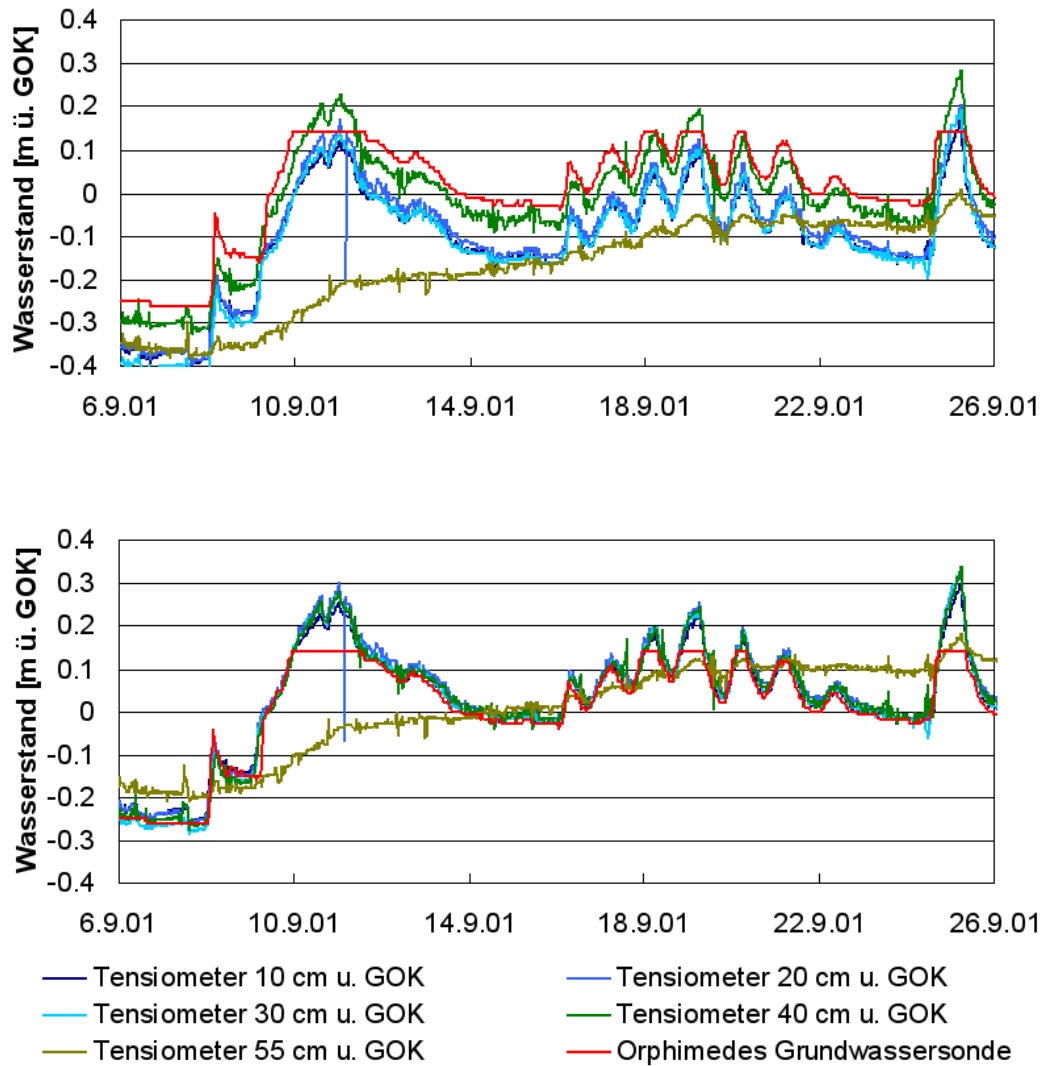


Abb. C.11: Ausschnitt aus den gemessenen (oben) und höhenkorrigierten (unten) Ganglinien der Tensiometer (als Totalpotential auf GOK bezogen und in m WS ausgedrückt) bei A5 **Messprofil II** und dem Grundwasser-Sonde Orphimedes an A6 (verändert nach [Dechow 2002])

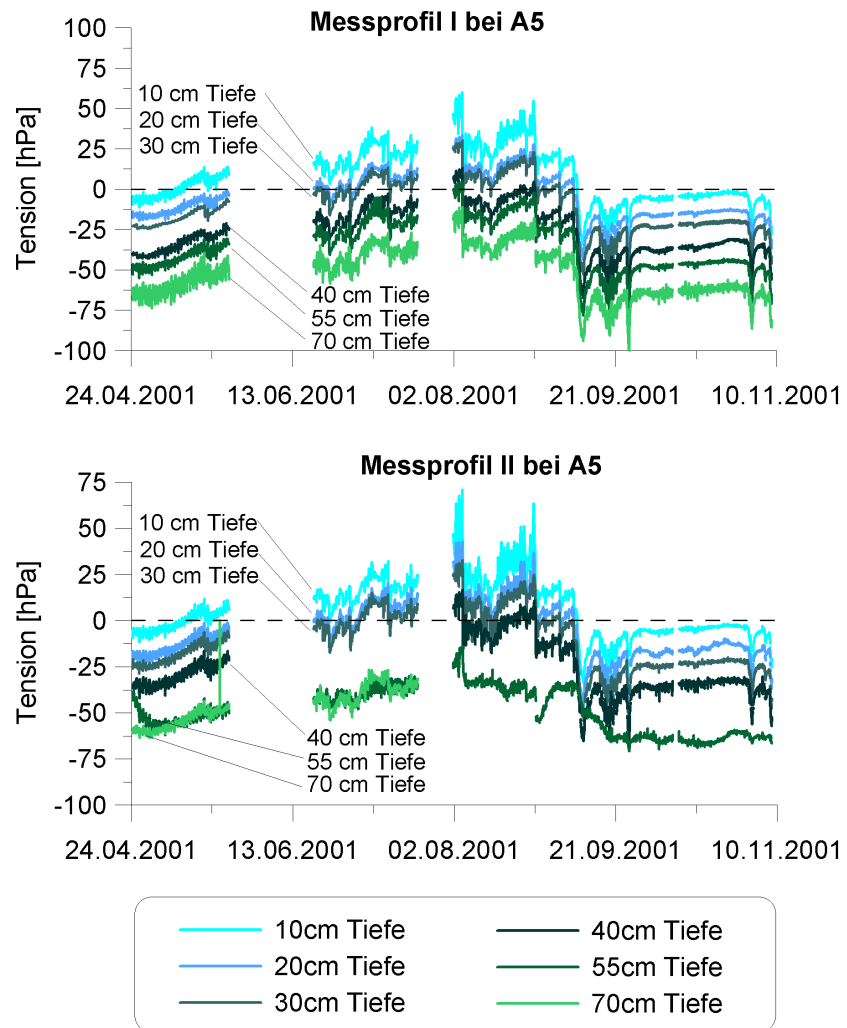


Abb. C.12: Korrigierte Messdaten der Bodensaugspannung (Tension) in den Messprofilen I und II am Messplatz A5 im Jahr 2001 (siehe auch Skizze Seite 33)

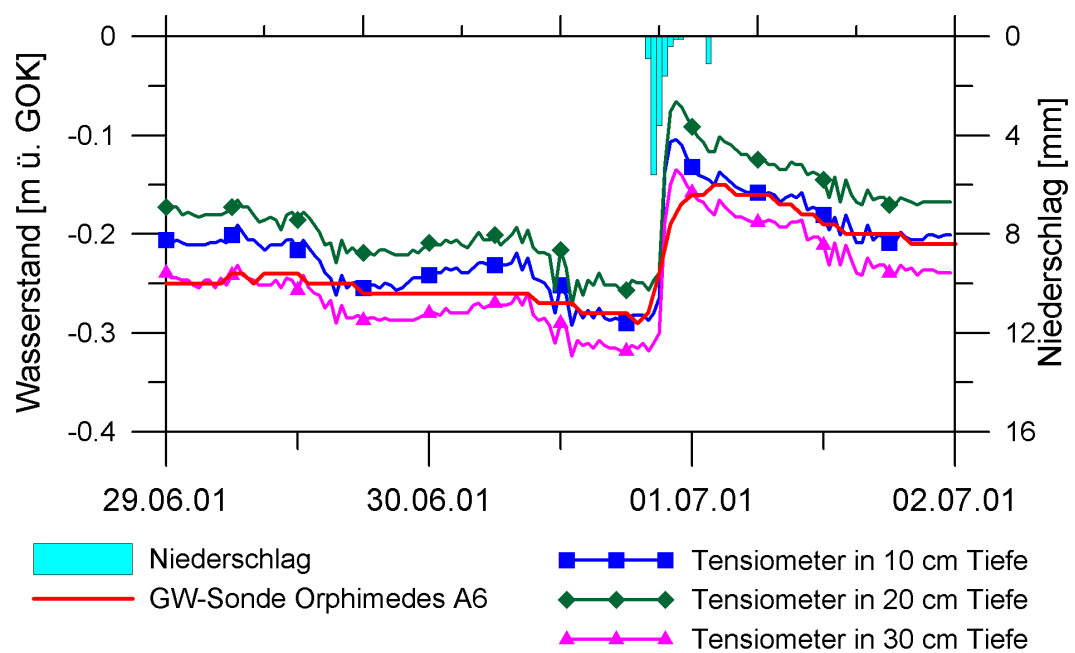


Abb. C.13: Ausschnitt aus den Ganglinien der höhenkorrigierten Tensiometer (als Totalpotential auf GOK bezogen und in m WS ausgedrückt) des Messprofil II bei A5, der Messwerten der Grundwasser-Sonde Orphimedes an A6 und des Niederschlags

C.5 Meteorologische Größen

C.5.1 Niederschlag 2000 und 2001

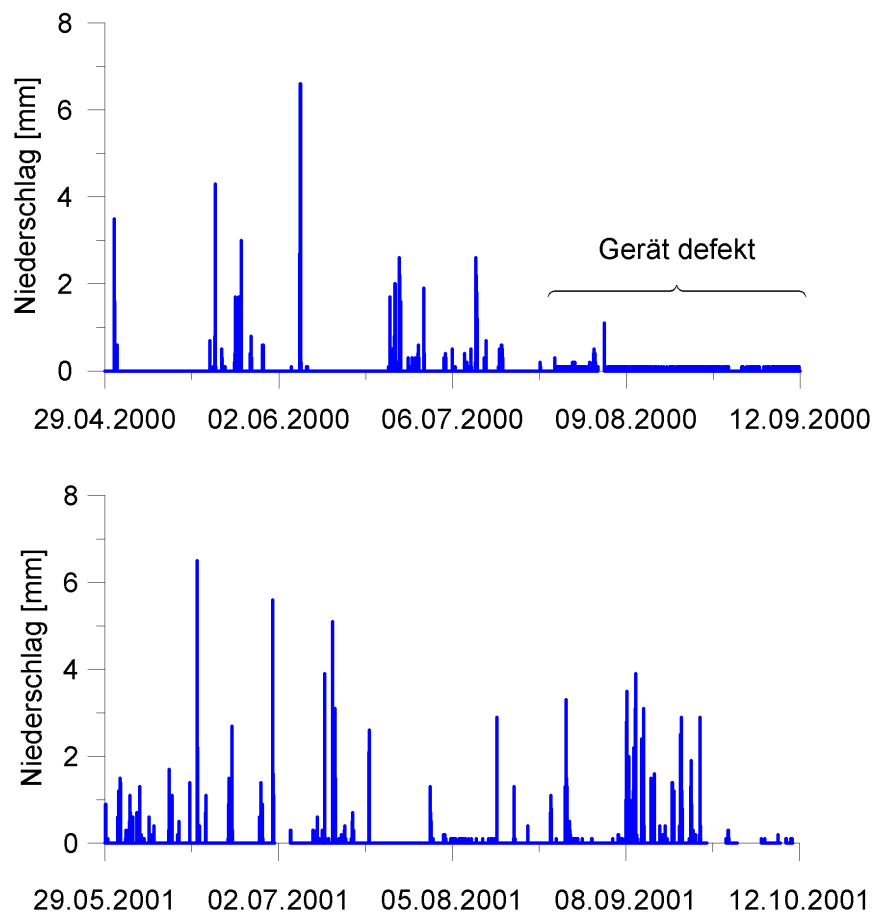


Abb. C.14: Unkorrigierte Niederschlagsdaten der Kippschalenmessgeräte; oben: 2000 auf der Mess-Insel; unten: 2001 mit der Agrarmeteorologischen Station

C.5.2 Windgeschwindigkeit, Temperatur und Luftfeuchte 2001

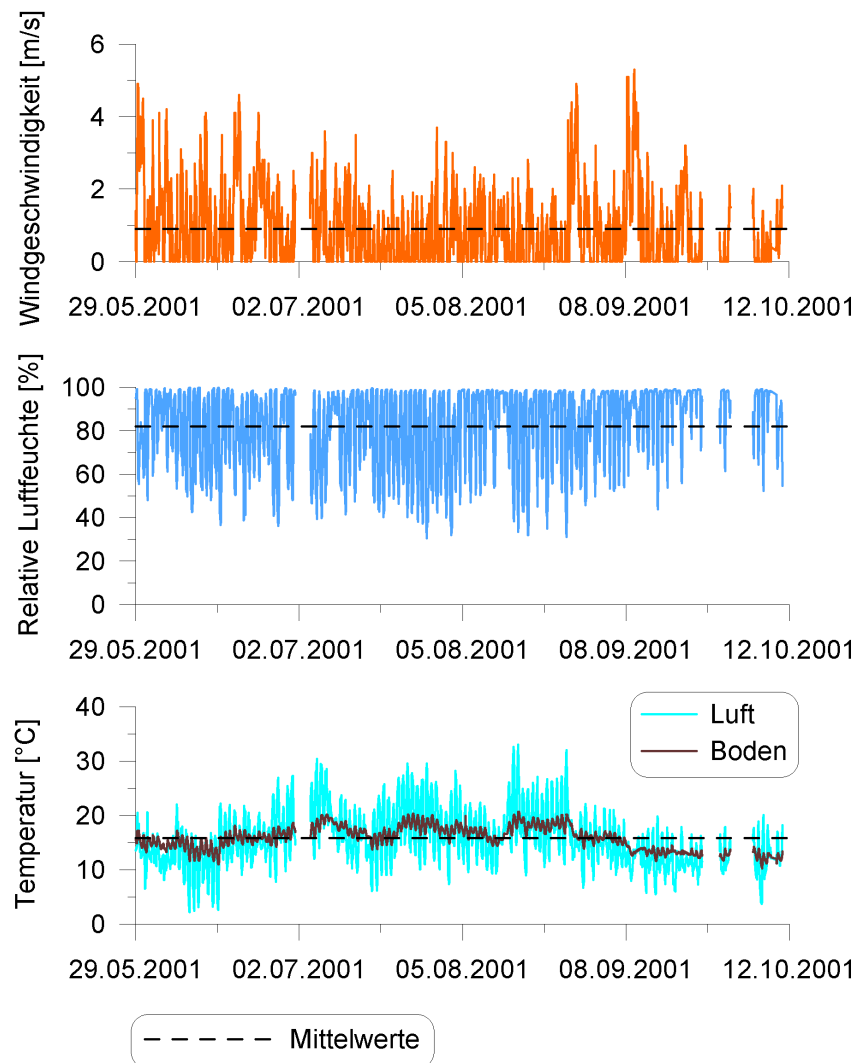


Abb. C.15: Messdaten der Agrarmeteorologischen Station; oben: Windgeschwindigkeit; Mitte: relative Luftfeuchte; unten: Lufttemperatur in 2m Höhe und Bodentemperatur in 0,05 m Tiefe

C.5.3 Bodenwärmestrom 2001

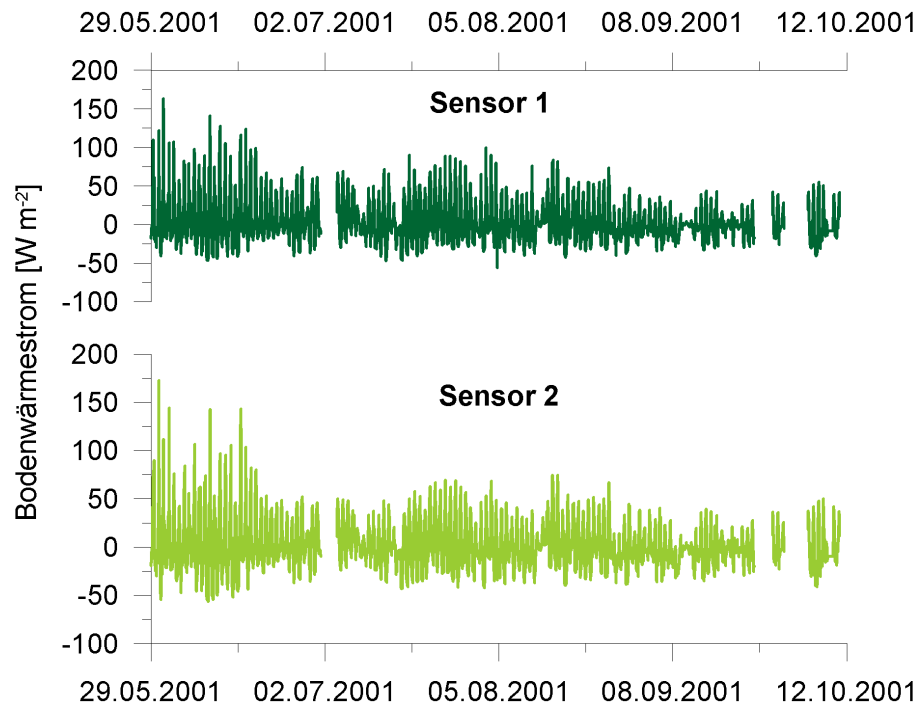


Abb. C.16: Messdaten der zwei Bodenwärmestromplatten an der Agrarmeteorologischen Station

C.6 Bodenparameter

Parameter	Methode nach Elrick&Reynolds	mit DISC ermittelt	erweitert nach Vogel&Cislerova
Θ_r [1]	0,62	0,40	0,60
Θ_s [1]	0,82	0,83	0,83
α [m^{-1}]	6,74	1,6	0,5
n [1]	4,075	1,6	1,5
m [1]	0,755	0,375	0,33
K_s [$m s^{-1}$]	$2,64 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$8,56 \cdot 10^{-2}$
Θ_a [1]			0,6
Θ_m [1]			0,83
Θ_k [1]			0,8296
K_k [$m s^{-1}$]			$2,55 \cdot 10^{-3}$

Tab. C.4: An die Messergebnisse mit dem Tensionsinfiltrimeter angepasste Parametersätze der van Genuchten/Mualem- bzw. der von Vogel&Cislerova erweiterten van Genuchten/Mualem-Funktion (aus [Dechow 2002])

Das Verfahren von Elrick&Reynolds ist wie in [Baird 1997] zitiert angewendet. Die erweiterte van Genuchten/Mualem-Funktion nach Vogel&Cislerova wird im Handbuch zu HYDRUS-2D [Simunek u. a. 1999] näher erläutert, sodass hier im folgenden nur die zugehörigen Formeln aufgeführt werden.

$$\Theta(h) = \begin{cases} \Theta_a + \frac{\Theta_m - \Theta_a}{(1 + \alpha|h|^n)^m} & h < h_s \\ \Theta_s & h \geq h_s \end{cases} \quad (C.1)$$

bzw.

$$K(h) = \begin{cases} K_s K_r(h) & h \leq h_k \\ K_k + \frac{(h - h_k)(K_s - K_k)}{h_s - h_k} & h_k < h < h_s \\ K_s & h \geq h_s \end{cases} \quad (C.2)$$

mit

$$K_r = \frac{K_k}{K_s} \left(\frac{S_e}{S_{ek}} \right) \left[\frac{F(\Theta_r) - F(\Theta)}{F(\Theta_r) - F(\Theta_{kr})} \right]^2 \quad (\text{C.3})$$

$$F(\Theta) = \left[1 - \left(\frac{\Theta - \Theta_a}{\Theta_m - \Theta_a} \right)^{\frac{1}{m}} \right]^m \quad (\text{C.4})$$

$$S_{ek} = \frac{\Theta_k - \Theta_a}{\Theta_s - \Theta_r} \quad (\text{C.5})$$

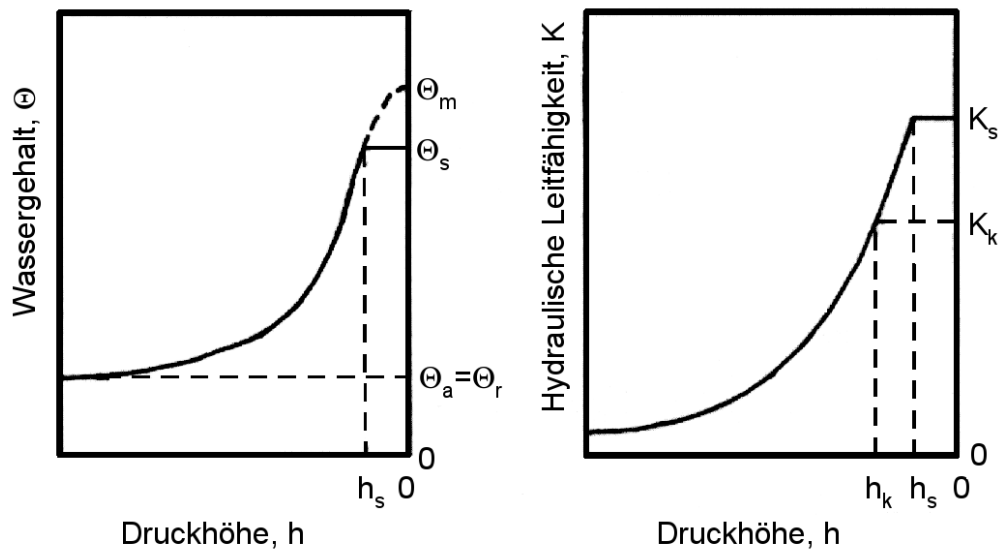


Abb. C.17: Schema der Funktionen für die Wasserretention und hydraulische Leitfähigkeit nach Vogel & Cislerova (aus [Simunek u. a. 1999]) zur Erläuterung der Gleichungen C.1 bis C.5

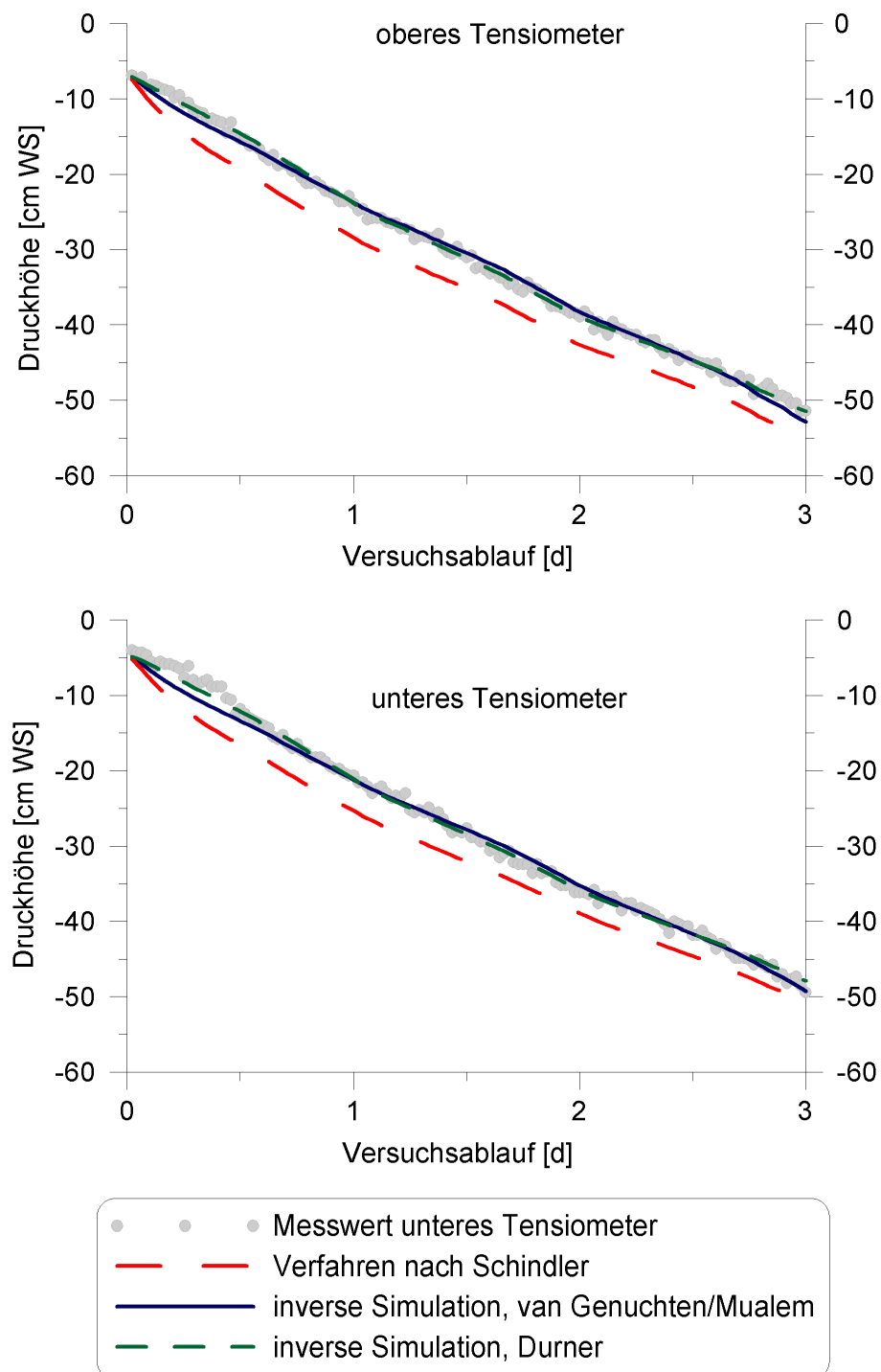


Abb. C.18: Gemessener und mit HYDRUS-1D simulierte Saugspannungsverläufe für den unteren Messhorizont des Verdunstungsversuchs der Probe I, vertikal aus 10 cm Tiefe entnommen [nach [Dechow 2002]]

Tab. C.5: Von Dechow aus den Verdunstungsversuchen von Hanschke ermittelte Parametersätze der van Genuchten/Mualem-Funktion sowie der nach Durner erweiterten van Genuchten/Mualem-Funktion [Dechow 2002]

Aus der Probenahme nahe Messplatz A6, 10 cm Tiefe, vertikal

Parameter	Probe I Schindler	Probe I HYDRUS	Probe II Schindler
Θ_s [1]	0,86	0,86	0,9
Θ_r [1]	0	0	0,22
α [m^{-1}]	1,2	1,78	1,47
n [1]	1,565	1,31	1,68
m [1]	0,36	0,236	0,406
Ks [$m s^{-1}$]	$1,25 \cdot 10^{-7}$	$7,4 \cdot 10^{-7}$	$2,6 \cdot 10^{-7}$

Aus der Probenahme nahe Messplatz A6, 30-40 cm Tiefe, vertikal

Parameter	Probe I Schindler	Probe I HYDRUS	Probe II Schindler	Probe II HYDRUS	Probe III Schindler	Probe III HYDRUS
Θ_s [1]	0,85	0,85	0,83	0,83	0,84	0,84
Θ_r [1]	0	0	0,39	0,39	0,42	0,42
α [m^{-1}]	0,41	0,59	0,67	0,51	0,40	0,56
n [1]	1,41	1,51	1,61	1,54	2,24	1,89
m [1]	0,290	0,338	0,378	0,351	0,554	0,471
Ks [$m s^{-1}$]	$5,7 \cdot 10^{-8}$	$6,5 \cdot 10^{-8}$	$1,4 \cdot 10^{-7}$	$1,1 \cdot 10^{-7}$	$4,8 \cdot 10^{-8}$	$7,4 \cdot 10^{-8}$

Parametersätze für duale Porosität nach Durner aus Verdunstungsversuchen der Proben I und II aus 10 cm Tiefe sowie aus weiterer Modellkalibrierung mit HYDRUS-1D (P II ab 15 cm Tiefe)

Parameter	Probe I = Durner P II bis 15cm Tiefe	Probe II 10 cm Tiefe	Durner P II ab 15 cm Tiefe
Θ_s [1]	0,86	0,86	0,9
Θ_r [1]	0,6	0,22	0,4
α [m^{-1}]	2,27	1,73	0,6
n [1]	2,55	3,95	1,8
m [1]	0,608	0,747	0,440
Ks [$m s^{-1}$]	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$3,9 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-5}$
w_1 [1]	0,765	0,25	0,796
w_2 [1]	0,235	0,75	0,205
α_2 [m^{-1}]	0,38	12,1	0,39
n_2 [1]	1,81	1,09	1,20
m_2 [1]	0,44	0,01	0,17

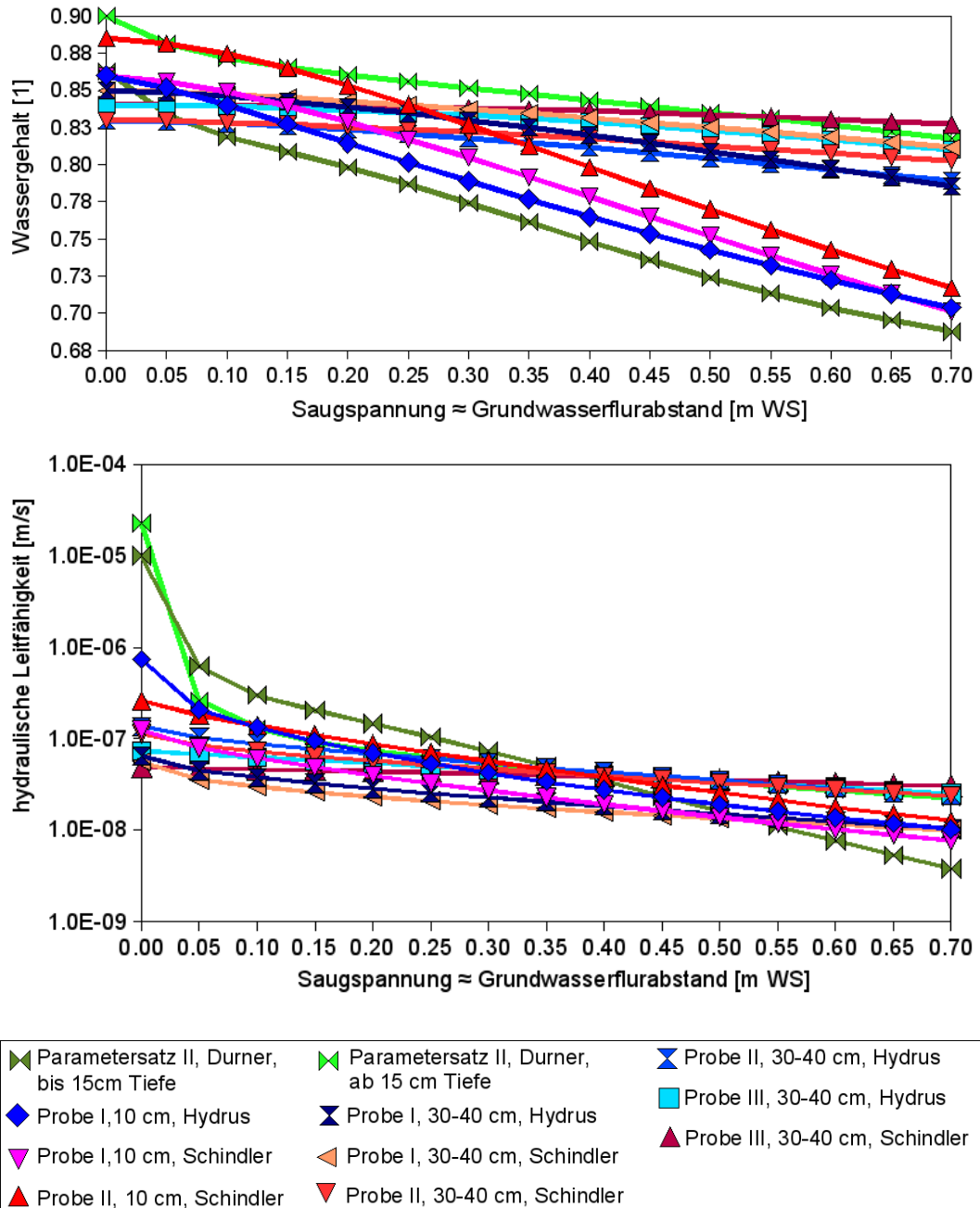


Abb. C.19: Wasserretentionsfunktionen (oben) und hydraulische Leitfähigkeiten (unten) zu den in Tabellen C.5 aufgeführten Parametersätzen aus [Dechow 2002]

Tab. C.6: Durch erneute Auswertung der Verdunstungsversuche von [Hanschke 2003] ermittelte Parametersätze der van Genuchten/Mualem-Funktion sowie der nach Durner erweiterten van Genuchten/Mualem-Funktion

Aus der Probenahme nahe Messplatz A6, 10 cm Tiefe, vertikal,
Laborauftrag 825, Zylinder 1

Parameter	HYDRUS	Durner I	Durner II
Θ_s [1]	0,87	0,90	0,89
Θ_r [1]	0,32	0,32	0,32
α [m^{-1}]	2,229	1,431	1,290
n [1]	1,463	1,930	2,217
m [1]	0,317	0,482	0,549
K_s [m s^{-1}]	$4,83 \cdot 10^{-6}$	$4,73 \cdot 10^{-6}$	$1,78 \cdot 10^{-6}$
w_1 [1]		0,90	0,88
w_2 [1]		0,10	0,12
α_2 [m^{-1}]		40,0	20,9
n_2 [1]		2,107	1,758
m_2 [1]		0,525	0,431

Aus der Probenahme nahe Messplatz A6, 30-40 cm Tiefe, vertikal,
Laborauftrag 806, Zylinder 21 und 30

Parameter	Probe I (= Zyl. 21) Schindler	Probe I (= Zyl. 21) HYDRUS	Probe III (= Zyl. 30) Schindler
Θ_s [1]	0,84	0,84	0,85
Θ_r [1]	0,36	0,31	0,63
α [m^{-1}]	0,578	0,469	0,674
n [1]	1,548	1,633	3,204
m [1]	0,354	0,388	0,688
K_s [m s^{-1}]	$1,04 \cdot 10^{-7}$	$5,59 \cdot 10^{-8}$	$1,96 \cdot 10^{-7}$

Tab. C.7: Van Genuchten Parametersätze der aus Feldmessdaten der Tensiometer und TDR-TRIME-Sonden ermittelten Retentionsfunktionen [Dechow 2002]

Messtiefe	2000			2001		
	0,1 m	0,2 m	0,3 m	0,1 m	0,2 m	0,3 m
Θ_s [1]	0,9	0,9	0,83	0,74	0,79	0,81
Θ_r [1]	0,2	0,62	0,2	0	0,53	0,56
α [m^{-1}]	0,372	0,066	0,026	0,037	0,046	0,322
n [1]	1,181	1,407	1,855	1,320	2,745	1,559

mit $m = 1 - \frac{1}{n}$ [1]

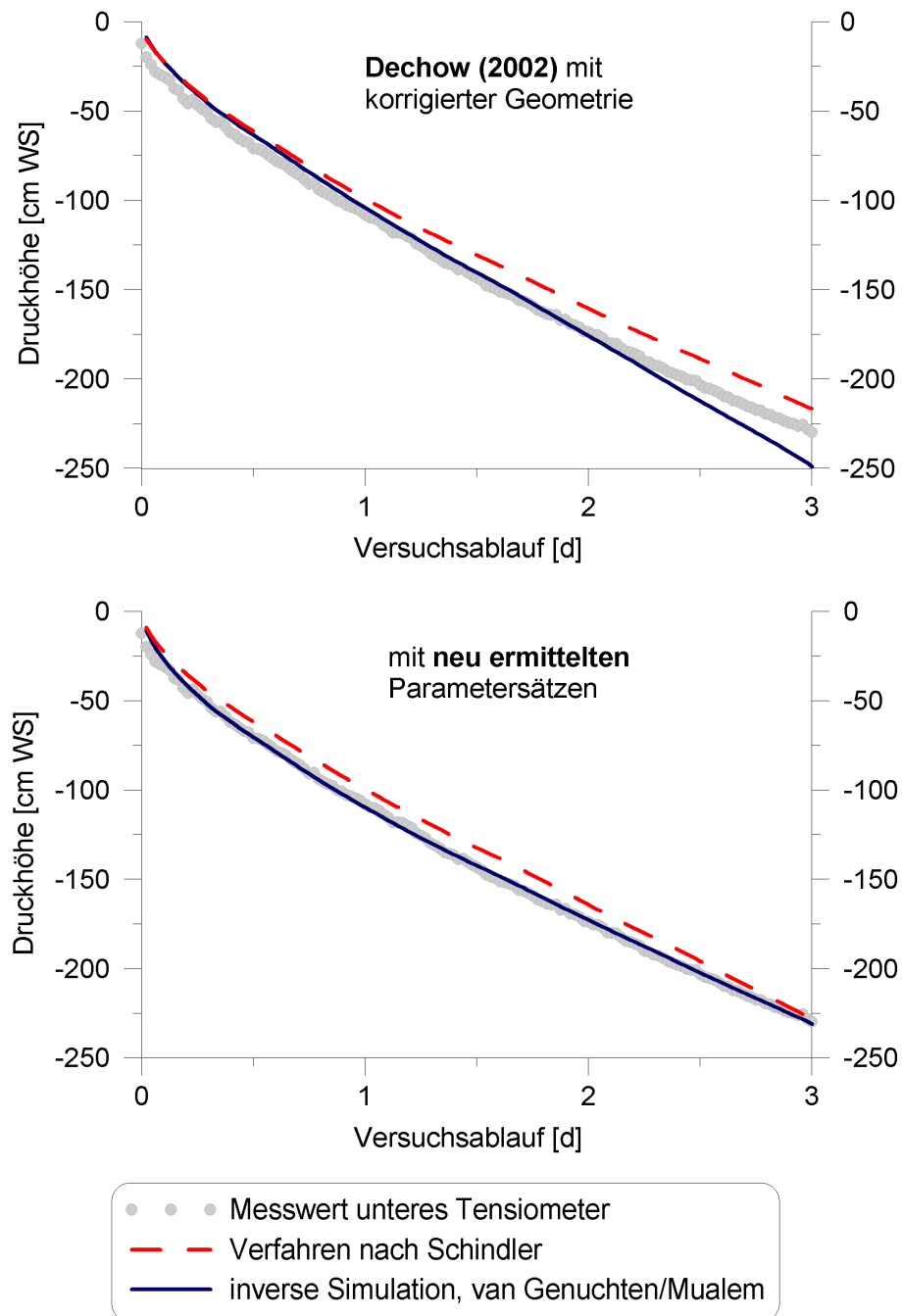


Abb. C.20: Gemessener und mit HYDRUS-1D simulierte Saugspannungsverläufe für den oberen Messhorizont des Verdunstungsversuchs der Probe I, vertikal aus 30 - 40 cm Tiefe entnommen; oben: mit Parametern aus [Dechow 2002]; unten: neu ermittelte Parameter

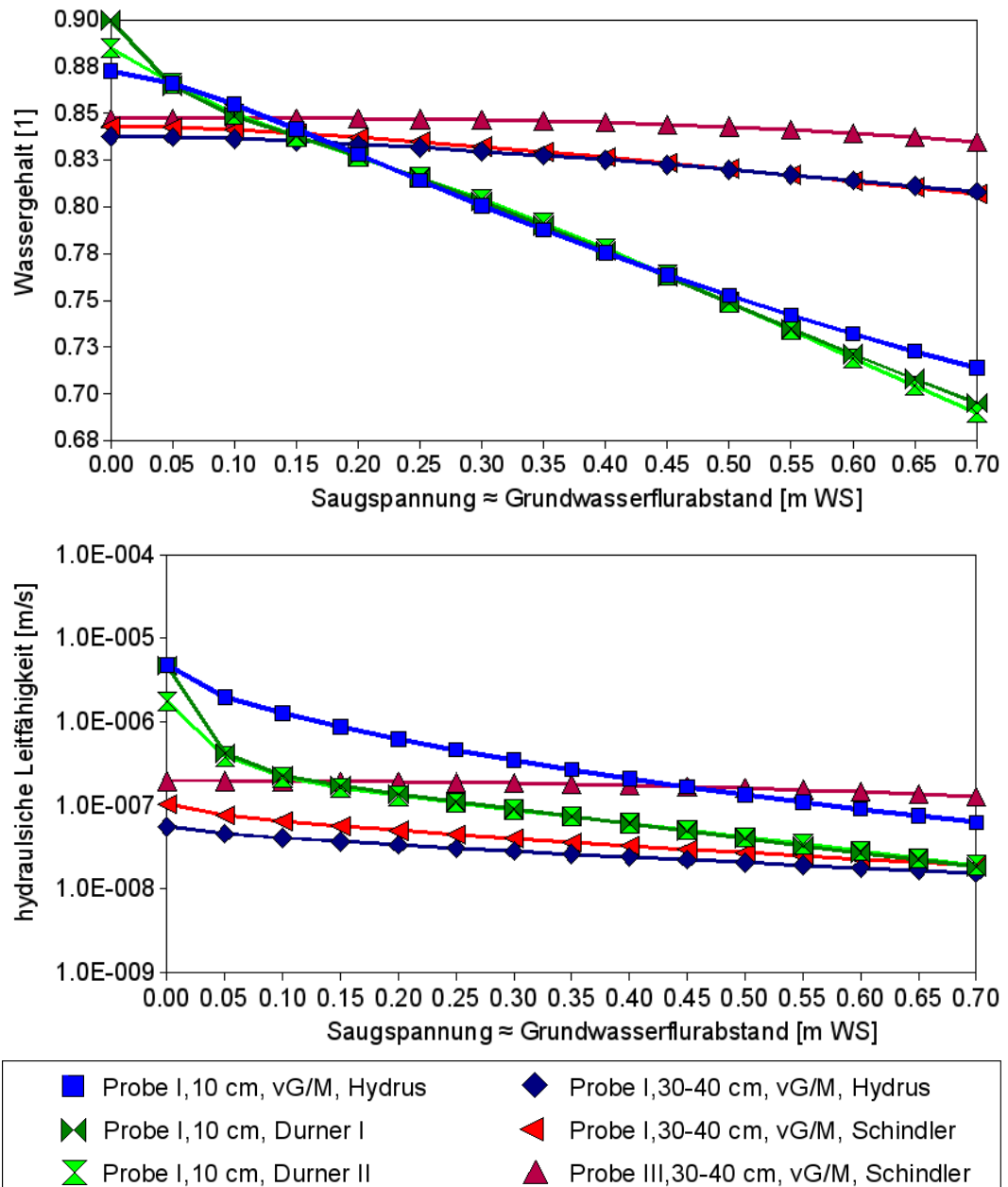


Abb. C.21: Wasserretentionsfunktionen zu den in Tabelle C.6 aufgeführten Parametersätzen aus der erneuten Auswertung der Verdunstungsversuche

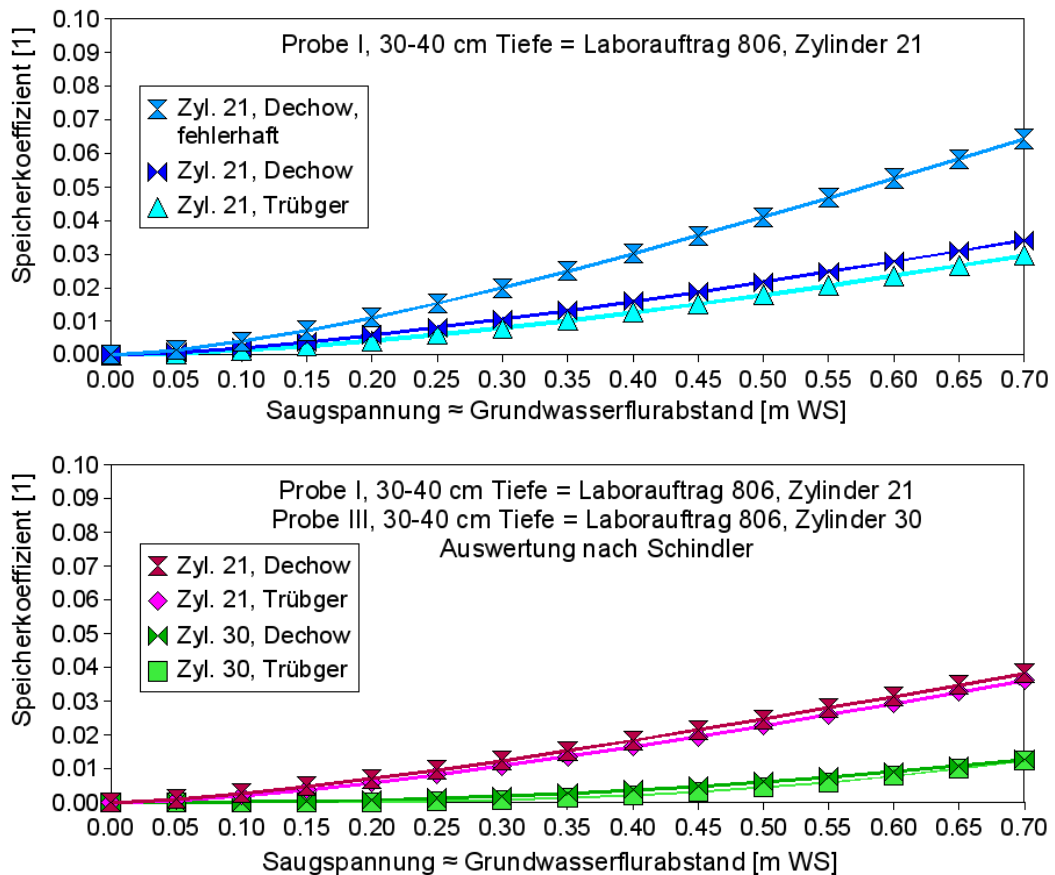


Abb. C.22: Gegenüberstellung der Speicherfunktionen aus der erneuten Parameteranpassung durch inverse Simulation mit Hydrus 1D mit denen aus [Dechow 2002] für Proben aus 30-40 cm Tiefe

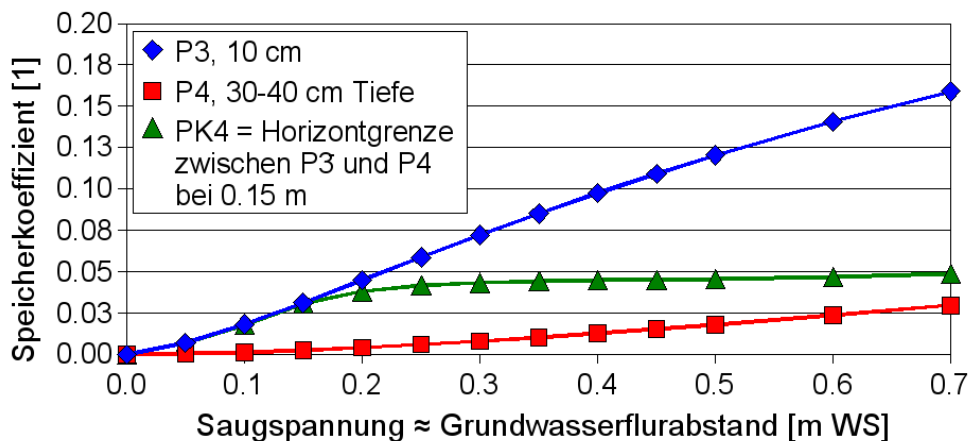


Abb. C.23: Speicherfunktionen zu den Parametersätzen P3 und P4 sowie der Kombination PK4, die in den Prinzipfallstudien verwendet werden (Kapitel 5.2).

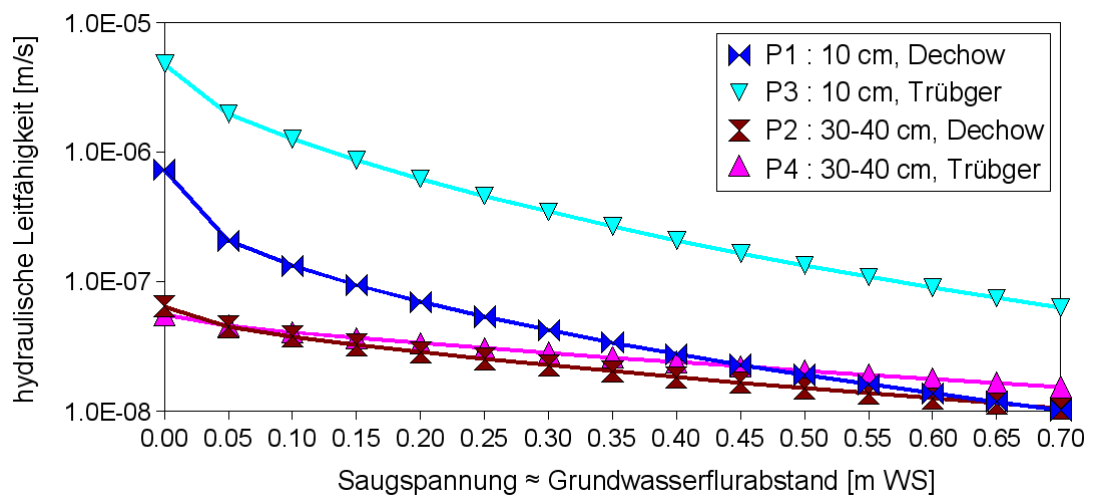


Abb. C.24: Gegenüberstellung ausgewählter hydraulische Leitfähigkeiten aus der erneuten Parameteranpassung mit denen aus [Dechow 2002]

Anhang D

Zur Prinzipfallstudie

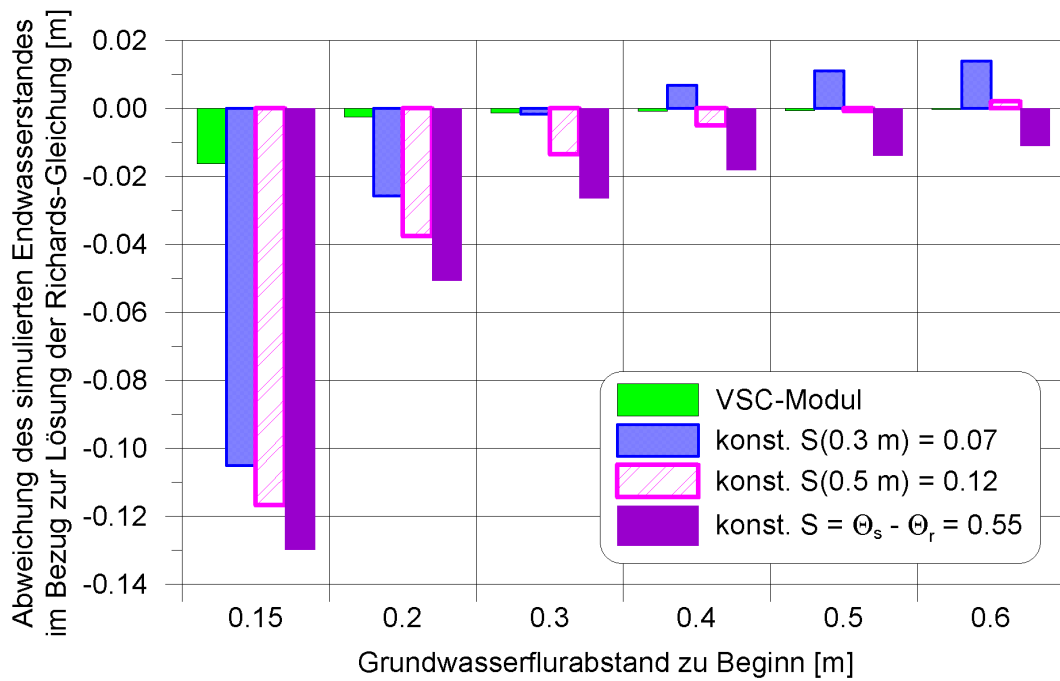


Abb. D.1: Absolute Abweichung der simulierten Endwasserstände vom jeweils mit der Richards-Gleichung erzielten Ergebnis

Tab. D.1: Simulierte Grundwasseranstiege in Abhängigkeit des Berechnungsverfahrens für die sechs untersuchten Anfangswasserstände

Berechnungsverfahren	Anfangs- wasserstand [m ü. GOK]	Grundwasser- anstieg [m]	Abweichung zur Richards-Gleichung	
			[m]	[%]
Richards-Gleichung	-0,15	0,134		
VSC-Modul	-0,15	0,117	-0,016	-12
konst. $S(0,3 \text{ m}) = 0,07$	-0,15	0,028	-0,105	-79
konst. $S(0,5 \text{ m}) = 0,12$	-0,15	0,017	-0,117	-88
konst. $S = 0,55$	-0,15	0,004	-0,130	-97
Richards-Gleichung	-0,2	0,054		
VSC-Modul	-0,2	0,052	-0,003	-5
konst. $S(0,3 \text{ m}) = 0,07$	-0,2	0,028	-0,026	-47
konst. $S(0,5 \text{ m}) = 0,12$	-0,2	0,017	-0,038	-69
konst. $S = 0,55$	-0,2	0,004	-0,051	-93
Richards-Gleichung	-0,3	0,030		
VSC-Modul	-0,3	0,029	-0,001	-4
konst. $S(0,3 \text{ m}) = 0,07$	-0,3	0,029	-0,002	-6
konst. $S(0,5 \text{ m}) = 0,12$	-0,3	0,017	-0,014	-45
konst. $S = 0,55$	-0,3	0,004	-0,027	-88
Richards-Gleichung	-0,4	0,022		
VSC-Modul	-0,4	0,021	-0,001	-4
konst. $S(0,3 \text{ m}) = 0,07$	-0,4	0,029	0,007	31
konst. $S(0,5 \text{ m}) = 0,12$	-0,4	0,017	-0,005	-24
konst. $S = 0,55$	-0,4	0,004	-0,018	-83
Richards-Gleichung	-0,5	0,017		
VSC-Modul	-0,5	0,017	-0,001	-4
konst. $S(0,3 \text{ m}) = 0,07$	-0,5	0,029	0,011	63
konst. $S(0,5 \text{ m}) = 0,12$	-0,5	0,017	-0,001	-5
konst. $S = 0,55$	-0,5	0,004	-0,014	-79
Richards-Gleichung	-0,6	0,015		
VSC-Modul	-0,6	0,014	0,000	-2
konst. $S(0,3 \text{ m}) = 0,07$	-0,6	0,029	0,014	95
konst. $S(0,5 \text{ m}) = 0,12$	-0,6	0,017	0,002	14
konst. $S = 0,55$	-0,6	0,004	-0,011	-75

Anhang E

Zur vereinfachten Standortmodellierung

E.1 Modellgeometrie

Tab. E.1: Lage der Knotenebenen bei den Diskretisierungsvarianten des eindimensionalen Prinzipfalls mit P1 bzw. der ausgewählten Varianten mit P3

Anzahl Schichten	1	2	4	7	9	11	13	16
Anzahl Knotenebenen	2	3	5	8	10	12	14	17
Lage der jeweiligen Knotenebene über Aquifersohle	1	1	1	1	1	1	1	1
			0,9	0,95	0,96	0,97	0,975	0,98
				0,9
				0,85	alle	alle	alle	alle
					0,04 m	0,03 m	0,025 m	0,02 m
			0,8	0,8
				0,75	0,72	0,73	0,725	0,72
		0,7	0,7	0,7	0,68	0,7	0,7	0,7
	0	0	0	0	0	0	0	0

Tab. E.2: Lage der Knotenebenen bei den Diskretisierungsvarianten des eindimensionalen Prinzipfalls mit PK1 bzw. der ausgewählten Varianten mit PK4

Anzahl Schichten	2	3	3+2	5	5+2	7	7+2	11	13
Anzahl Knotenebenen	3	4	4+2	6	6+2	8	8+2	12	14
Lage der jeweiligen Knotenebene über Aquifersohle	1	1	1	1	1	1	1	1	1
				0,9	0,9	0,95	0,95
			0,86		0,86			alle	alle
	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,03 m	0,025 m
			0,84		0,84		
				0,8	0,8	0,8	0,8	alle	alle
						0,75	0,75	0,03 m	0,025 m
		0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
	0	0	0	0	0	0	0	0,7	0,7
								0	0

Tab. E.3: Lage der Knotenebenen bei den Diskretisierungsvarianten des dreidimensionalen Prinzipfalls

Anzahl Schichten	2	3	5	7	13	17
Anzahl Knotenebenen	3	4	6	8	14	18
Lage der jeweiligen Knotenebene über Aquifersohle	1	1	1	1	1	1
				0,95	0,975	0,98
			0,9	0,9
	0,85	0,85	0,85	0,85	alle	alle
					0,025 m	0,02 m
			0,8	0,8
					alle	alle
				0,75	0,025 m	0,02 m
		0,7	0,7	0,7
	0	0	0	0	0,725	0,72
				0,7	0,7	
				0	0	

E.2 Ausgewählte Ereignisse von Niederschlag und Grundwasseranhebung

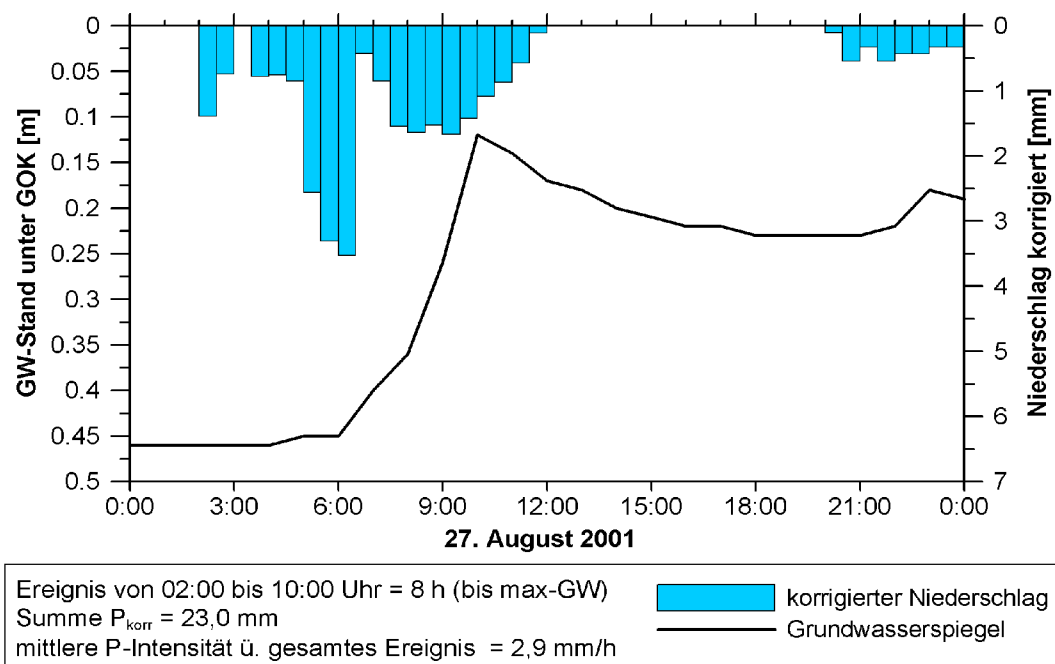
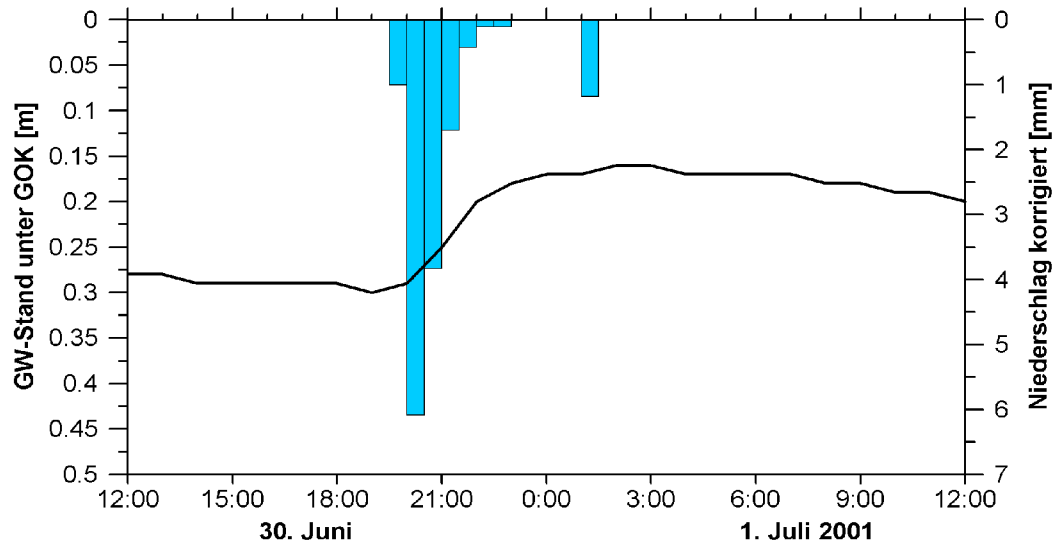


Abb. E.1: Ereignis vom 27.08.2001, 1h-Messwerte, geht nicht in die Plausibilitätsprüfung ein

Die folgenden Ereignisse von Niederschlag und Grundwasseranstieg gehen in die Plausibilitätsprüfung ein und sind analog Tabelle 5.4 nach der Höhe des Niederschlagsereignisses sortiert, beginnend mit dem höchsten Wert.

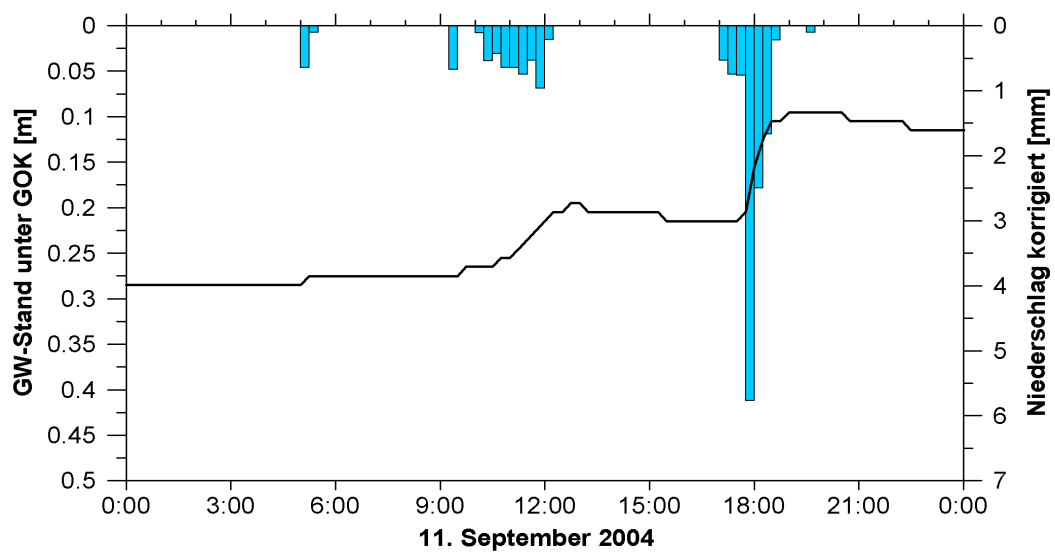


Ereignis von 19:30 bis 01:30 Uhr = 4 h

Summe P_{korr} = 14,4 mm

mittlere P-Intensität ü. gesamtes Ereignis = 3,6 mm/h

korrigierter Niederschlag
Grundwasserspiegel



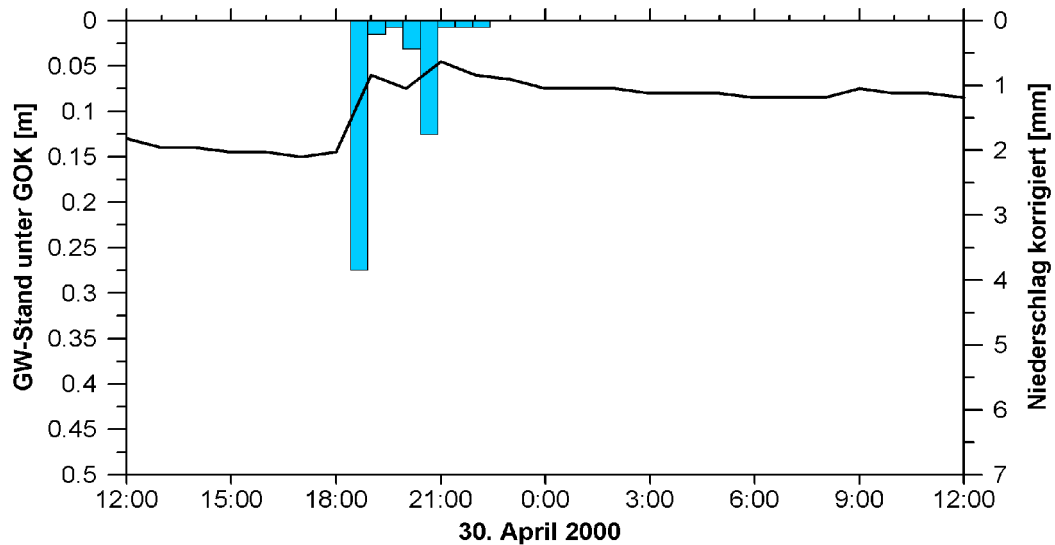
Ereignis von 17:00 bis 18:45 Uhr = 1,75 h

Summe P_{korr} = 12,2 mm

mittlere P-Intensität ü. gesamtes Ereignis = 7 mm/h

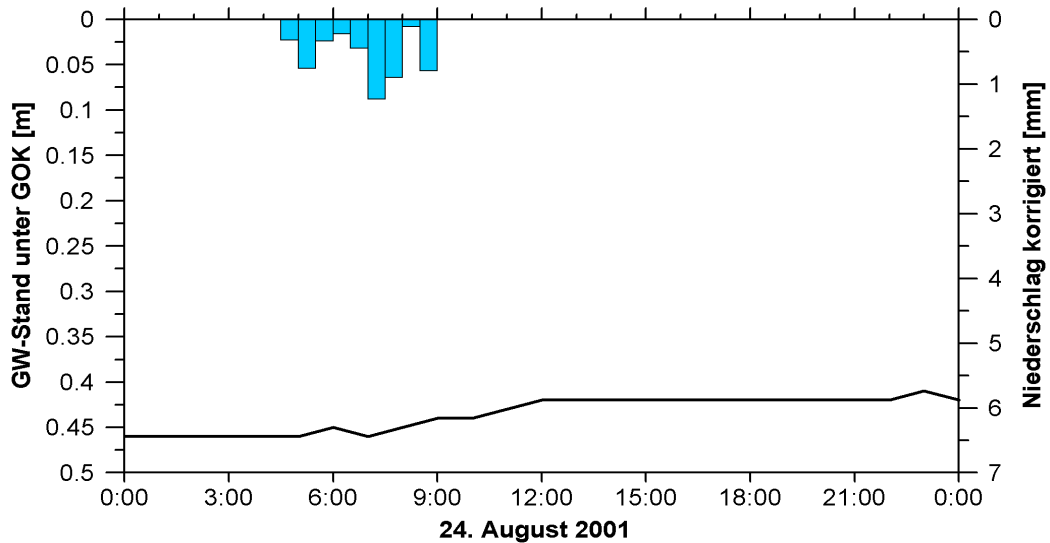
korrigierter Niederschlag
Grundwasserspiegel

Abb. E.2: Ereignisse vom 30.06.2001, 1h-Messerte, und 11.09.2004, 0,5h-Messwerte



Ereignis von 18:10 bis 22:10 Uhr = 4 h
 Summe $P_{\text{korr}} = 6,38$ mm (Korrektur mit 10%)
 mittlere P-Intensität ü. gesamtes Ereignis = 1,6 mm/h

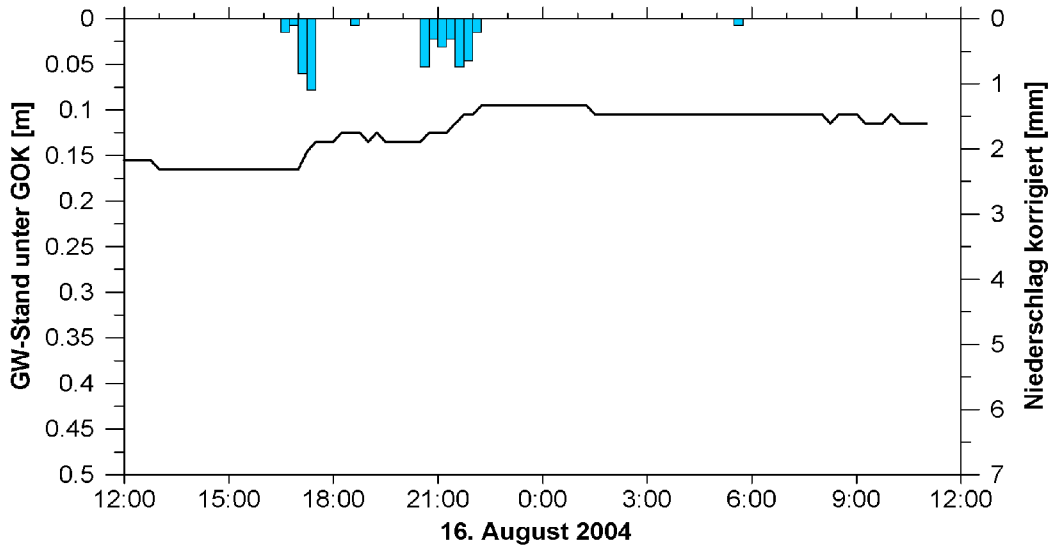
■ korrigierter Niederschlag
 Grundwasserspiegel



Ereignis von 04:30 bis 09:00 Uhr = 4,5 h
 Summe $P_{\text{korr}} = 5,1$ mm
 mittlere P-Intensität ü. gesamtes Ereignis = 1,1 mm/h

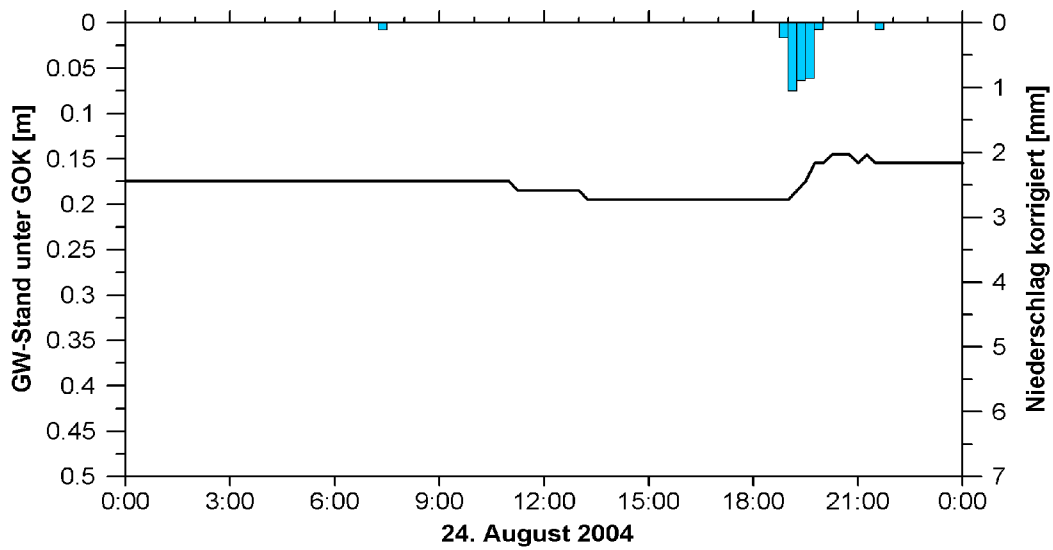
■ korrigierter Niederschlag
 Grundwasserspiegel

Abb. E.3: Ereignisse vom 30.04.2000 und 24.08.2001, 1h-Messwerte



Ereignis von 20:30 bis 22:15 Uhr = 1,75 h
 Summe $P_{\text{kor}} = 3,4 \text{ mm}$
 mittlere P-Intensität ü. gesamtes Ereignis = 2 mm/h

█ korrigierter Niederschlag
 Grundwasserspiegel



Ereignis von 18:45 bis 20:00 Uhr = 1,25 h
 Summe $P_{\text{kor}} = 3,1 \text{ mm}$
 mittlere P-Intensität ü. gesamtes Ereignis = 2,5 mm/h

█ korrigierter Niederschlag
 Grundwasserspiegel

Abb. E.4: Ereignisse vom 16.08.2004 und 24.08.2004, 0,5h-Messwerte

E.3 Abschätzung des lateralen Abfluss

Tab. E.4: Dauer des jeweiligen Grundwasseranstiegs und Rate des nachfolgenden Absinkens

Ereignis vom	Dauer Anstieg gesamt [h]	Dauer Anstieg ab 4 cm [h]	Absinken um [mm]	Dauer des Absinkens [h]	Absinkrate Grundwasser [mm/h]
30.6.01	6	4	10	3	3,3
11.9.04	1,5	1	40	9	4,4
30.4.00 I	3	2,5	40	9	4,4
30.4.00 II	3	2,5	30	3	10,0
16.8.04	1	1	10	3,25	3,1
24.8.04	1,25	0,5	10	1,25	8,0

Abkürzungen in Tabelle E.4 bis E.6 :

- 30.4.00 I = Variante mit mittlerer Absinkrate aus Gesamt ereignis
- 30.4.00 II = Variante mit hoher Absinkrate aus ersten drei Stunden des Absinkens
- Schindler = einfacher van Genuchten Parametersatz, Auswertung nach Schindler
- Hydrus = einfacher van Genuchten Parametersatz, Auswertung mit Hydrus 1D
- Durner = van Genuchten Parametersatz für duale Porosität nach Durner
- 10 cm bzw.
30-40 cm = Probenahmetiefen der Stechzylinder für den Verdunstungsversuch
bis 15 cm bzw.
tiefer 15 cm = Anwendungsbereich bei Dechow [Dechow 2002]

Tab. E.5: Schätzwerte für den lateralen Abfluss, Minimal- und Maximal-Variante einzelner Parametersätze

Minimal-Variante, untere Schätzwerte für den lateralen Abfluss auf 0,01 mm gerundet

Ereignis vom	Schindler 10 cm [mm]	Hydrus 10 cm [mm]	Durner bis 15 cm [mm]	Schindler 30-40 cm [mm]	Hydrus 30-40 cm [mm]	Durner tiefer 15 cm [mm]
30.6.01	0,44	0,70	1,12	0,01	0,16	0,71
11.9.04	0,07	0,12	0,29	0,00	0,02	0,18
30.4.00 I	0,04	0,10	0,36	0,00	0,02	0,23
30.4.00 II	0,09	0,22	0,81	0,00	0,04	0,52
16.8.04	0,03	0,06	0,13	0,00	0,01	0,08
24.8.04	0,19	0,31	0,53	0,00	0,07	0,34

Maximal-Variante, obere Schätzwerte für den lateralen Abfluss auf 0,01 mm gerundet

Ereignis vom	Schindler 10 cm [mm]	Hydrus 10 cm [mm]	Durner bis 15 cm [mm]	Schindler 30-40 cm [mm]	Hydrus 30-40 cm [mm]	Durner tiefer 15 cm [mm]
30.6.01	0,49	0,75	1,16	0,01	0,17	0,73
11.9.04	0,11	0,19	0,34	0,00	0,04	0,22
30.4.00 I	0,11	0,22	0,54	0,00	0,04	0,34
30.4.00 II	0,21	0,41	1,13	0,00	0,08	0,71
16.8.04	0,04	0,06	0,14	0,00	0,01	0,09
24.8.04	0,21	0,34	0,55	0,00	0,08	0,35

Tab. E.6: Schätzwerte für den lateralen Abfluss, Mittelwert-Varianten einzelner Parametersätze

Mittelwert-Variante 1, Dauer des gesamten Anstiegsereignisses, Schätzwerte für den lateralen Abfluss auf 0,01 mm gerundet

Ereignis vom	Schindler 10 cm [mm]	Hydrus 10 cm [mm]	Durner bis 15 cm [mm]	Schindler 30-40 cm [mm]	Hydrus 30-40 cm [mm]	Durner tiefer 15 cm [mm]
30.6.01	0,47	0,73	1,14	0,01	0,17	0,72
11.9.04	0,09	0,16	0,31	0,00	0,03	0,20
30.4.00 I	0,08	0,15	0,46	0,00	0,03	0,29
30.4.00 II	0,15	0,31	0,98	0,00	0,05	0,62
16.8.04	0,03	0,06	0,14	0,00	0,01	0,09
24.8.04	0,20	0,32	0,54	0,00	0,07	0,34

Mittelwert-Variante 2, Dauer des Ereignisses ab 4 cm Anstieg, Schätzwerte für den lateralen Abfluss auf 0,01 mm gerundet

Ereignis vom	Schindler 10 cm [mm]	Hydrus 10 cm [mm]	Durner bis 15 cm [mm]	Schindler 30-40 cm [mm]	Hydrus 30-40 cm [mm]	Durner tiefer 15 cm [mm]
30.6.01	0,31	0,48	0,76	0,01	0,11	0,48
11.9.04	0,06	0,10	0,21	0,00	0,02	0,13
30.4.00 I	0,06	0,13	0,38	0,00	0,02	0,24
30.4.00 II	0,12	0,26	0,82	0,00	0,05	0,52
16.8.04	0,03	0,06	0,14	0,00	0,01	0,09
24.8.04	0,08	0,13	0,22	0,00	0,03	0,14

E.4 Berechnungsergebnisse zur Plausibilitätsprüfung

E.4.1 Homogener Aquifer

Tab. E.7: Ergebnisse mit den Parametersätzen mit Hydrus 1D ermittelt, Daten zu Abbildung E.5

P_{korr} [mm]	am	Hydrus Probe I 10 cm Tiefe		Hydrus Probe I 30-40 cm Tiefe	
		Δ BS [mm]	Restglied [mm]	Δ BS [mm]	Restglied [mm]
14,3	30.6.01 min	5,72	8,58	1,46	12,84
14,3	30.6.01	7,45	6,85	1,92	12,38
14,3	30.6.01 max	9,26	5,04	2,42	11,88
12,2	11.9.04 min	2,94	9,26	0,66	11,54
12,2	11.9.04	4,07	8,13	0,93	11,27
12,2	11.9.04 max	5,29	6,91	1,22	10,98
6,4	30.4.00 min	0,91	5,47	0,17	6,21
6,4	30.4.00	1,48	4,9	0,29	6,09
6,4	30.4.00 max	2,14	4,24	0,43	5,95
5,1	24.8.01 min	1,03	4,07	0,34	4,76
5,1	24.8.01	4,17	0,93	1,38	3,72
5,1	24.8.01 max	7,1	-2	2,32	2,78
3,4	16.8.04 min	0	3,4	0	3,4
3,4	16.8.04	0,67	2,73	0,14	3,26
3,4	16.8.04 max	1,42	1,98	0,29	3,11
3,1	24.8.04 min	0,73	2,37	0,17	2,93
3,1	24.8.04	1,89	1,21	0,44	2,66
3,1	24.8.04 max	3,12	-0,02	0,73	2,37

P_{korr} = Summe des korrigierten Niederschlags

Δ BS = Bodenspeicheränderung

Restglied = Interzeption + lateraler Abfluss

min = Fehlervariante bei minimaler Bodenspeicherung

max = Fehlervariante bei maximaler Bodenspeicherung

Tab. E.8: Ergebnisse mit den Parametersätzen nach Schindler ermittelt, Daten zu Abbildung E.6

P_{korrr} [mm]	am	Schindler Probe I 10 cm Tiefe		Schindler Probe III 30-40 cm Tiefe	
		Δ BS [mm]	Restglied [mm]	Δ BS [mm]	Restglied [mm]
14,3	30.6.01 min	4,07	10,23	0,12	14,18
14,3	30.6.01	5,36	8,94	0,16	14,14
14,3	30.6.01 max	6,73	7,57	0,21	14,09
12,2	11.9.04 min	1,84	10,36	0,04	12,16
12,2	11.9.04	2,6	9,6	0,06	12,14
12,2	11.9.04 max	3,43	8,77	0,08	12,12
6,4	30.4.00 min	0,48	5,9	0,01	6,37
6,4	30.4.00	0,8	5,58	0,01	6,37
6,4	30.4.00 max	1,19	5,19	0,02	6,36
5,1	24.8.01 min	0,91	4,19	0,05	5,05
5,1	24.8.01	3,68	1,42	0,19	4,91
5,1	24.8.01 max	6,22	-1,12	0,31	4,79
3,4	16.8.04 min	0	3,4	0	3,4
3,4	16.8.04	0,38	3,02	0,01	3,39
3,4	16.8.04 max	0,82	2,58	0,01	3,39
3,1	24.8.04 min	0,47	2,63	0,01	3,09
3,1	24.8.04	1,22	1,88	0,03	3,07
3,1	24.8.04 max	2,05	1,05	0,05	3,05

P_{korrr} = Summe des korrigierten Niederschlags

Δ BS = Bodenspeicheränderung

Restglied = Interzeption + lateraler Abfluss

min = Fehlervariante bei minimaler Bodenspeicherung

max = Fehlervariante bei maximaler Bodenspeicherung

Tab. E.9: Ergebnisse mit den Parametersätzen PII für duale Porosität nach Durner ermittelt, Daten zu Abbildung E.7

P_{korrr} [mm]	am	Durner PII bis 15 cm Tiefe		Durner PII ab 15 cm Tiefe	
		Δ BS [mm]	Restglied [mm]	Δ BS [mm]	Restglied [mm]
14,3	30.6.01 min	7,74	6,56	4,58	9,72
14,3	30.6.01	10,04	4,26	5,9	8,4
14,3	30.6.01 max	12,41	1,89	7,21	7,09
12,2	11.9.04 min	4,88	7,32	3,07	9,13
12,2	11.9.04	6,63	5,57	4,14	8,06
12,2	11.9.04 max	8,46	3,74	5,24	6,96
6,4	30.4.00 min	2,33	4,05	1,47	4,91
6,4	30.4.00	3,56	2,82	2,26	4,12
6,4	30.4.00 max	4,83	1,55	3,06	3,32
5,1	24.8.01 min	1,23	3,87	0,59	4,51
5,1	24.8.01	4,98	0,12	2,4	2,7
5,1	24.8.01 max	8,81	-3,71	4,22	0,88
3,4	16.8.04 min	0	3,4	0	3,4
3,4	16.8.04	1,38	2,02	0,88	2,52
3,4	16.8.04 max	2,83	0,57	1,79	1,61
3,1	24.8.04 min	1,14	1,96	0,72	2,38
3,1	24.8.04	2,91	0,19	1,82	1,28
3,1	24.8.04 max	4,75	-1,65	2,94	0,16

P_{korrr} = Summe des korrigierten Niederschlags

Δ BS = Bodenspeicheränderung

Restglied = Interzeption + lateraler Abfluss

min = Fehlervariante bei minimaler Bodenspeicherung

max = Fehlervariante bei maximaler Bodenspeicherung

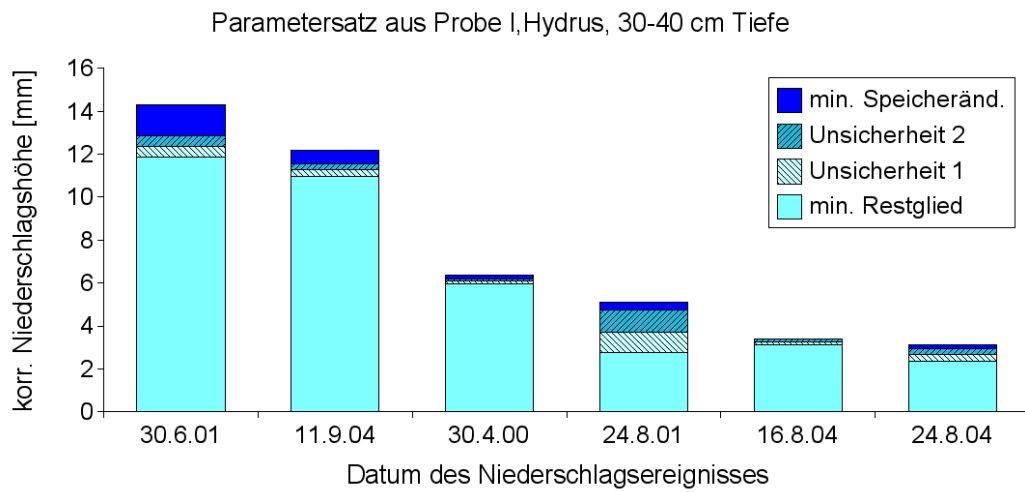
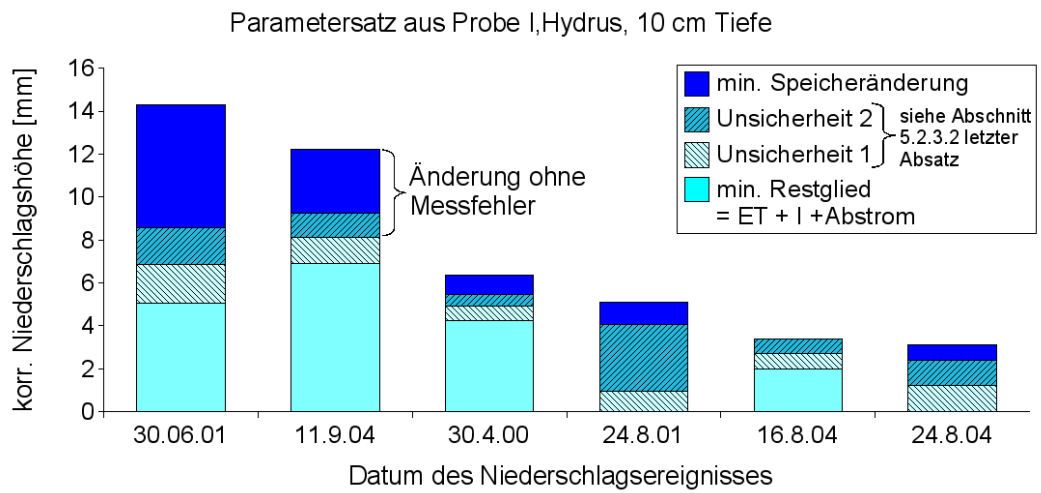


Abb. E.5: Aufteilung des korrigierten Niederschlags mittels mit Hydrus ermittelten van Genuchten Parametersätzen von Probe I aus 10 cm Tiefe (oben) und Probe I aus 30-40 cm Tiefe (unten)

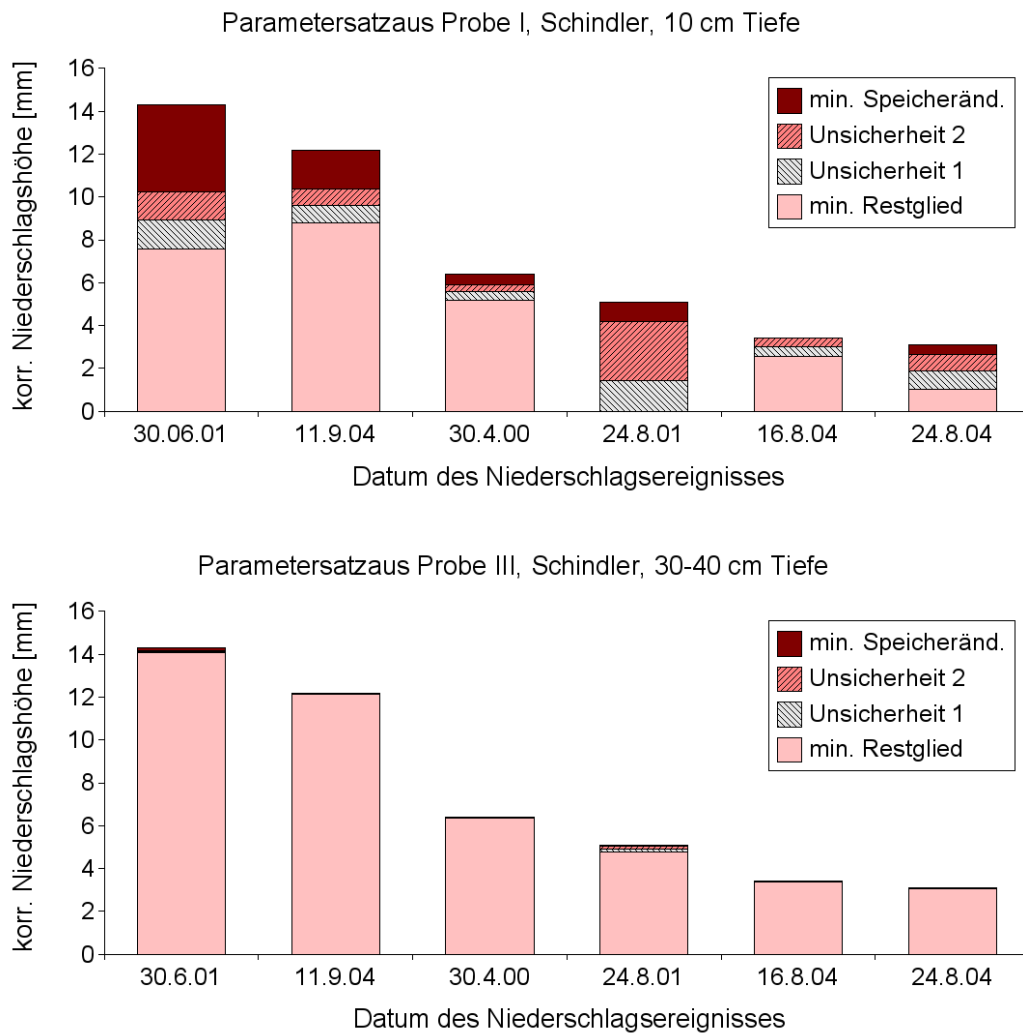


Abb. E.6: Aufteilung des korrigierten Niederschlags mittels nach Schindler ermittelten van Genuchten Parametersätzen von Probe I aus 10 cm Tiefe (oben) und Probe III aus 30-40 cm Tiefe (unten).

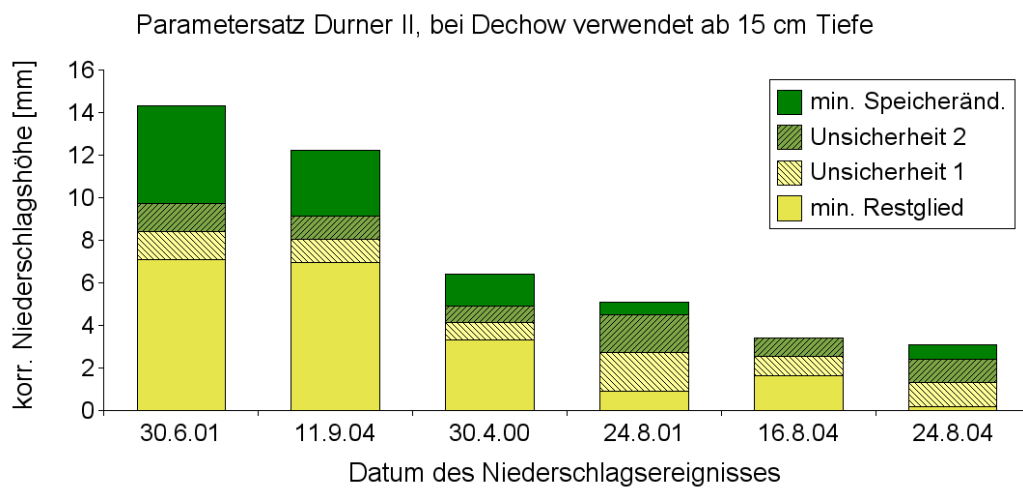
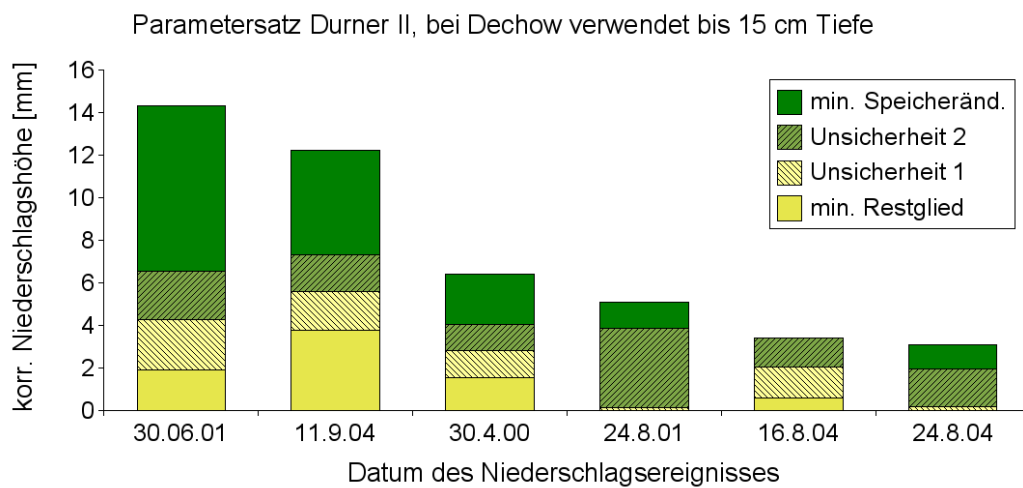


Abb. E.7: Aufteilung des korrigierten Niederschlags mittels Parametersatz II für duale Porosität nach Durner, von Dechow verwendet bis 15 cm Tiefe (oben) bzw. ab 15 cm Tiefe (unten)

E.4.2 Geschichteter Aquifer

Tab. E.10: Ergebnisse der Parametersatzkombination 1, Hydrus & Hydrus, Daten zu Abbildung E.8

Horizontgrenze bei:		0,10 m u. GOK		0,15 m u. GOK		0,20 m u. GOK	
P_{kor} [mm]	am	ΔBS [mm]	Restglied [mm]	ΔBS [mm]	Restglied [mm]	ΔBS [mm]	Restglied [mm]
14,3	30.6.01 min	3,44	10,86	4,45	9,85	5,29	9,01
14,3	30.6.01	4,43	9,87	5,7	8,6	6,74	7,56
14,3	30.6.01 max	5,43	8,87	6,96	7,34	8,2	6,1
12,2	11.9.04 min	2,29	9,91	2,83	9,37	2,94	9,26
12,2	11.9.04	3,1	9,1	3,81	8,39	4,08	8,12
12,2	11.9.04 max	3,9	8,3	4,8	7,4	5,24	6,96
6,4	30.4.00 min	0,92	5,46	0,91	5,47	0,91	5,47
6,4	30.4.00	1,44	4,94	1,48	4,9	1,48	4,9
6,4	30.4.00 max	1,99	4,39	2,15	4,23	2,14	4,24
5,1	24.8.01 min	0,47	4,63	0,54	4,56	0,63	4,47
5,1	24.8.01	1,89	3,21	2,19	2,91	2,51	2,59
5,1	24.8.01 max	3,07	2,03	3,59	1,51	4,15	0,95
3,4	16.8.04 min	0	3,4	0	3,4	0	3,4
3,4	16.8.04	0,65	2,75	0,67	2,73	0,67	2,73
3,4	16.8.04 max	1,31	2,09	1,42	1,98	1,42	1,98
3,1	24.8.04 min	0,54	2,56	0,7	2,4	0,73	2,37
3,1	24.8.04	1,36	1,74	1,78	1,32	1,89	1,21
3,1	24.8.04 max	2,21	0,89	2,86	0,24	3,13	-0,03

P_{kor} = Summe des korrigierten Niederschlags

ΔBS = Bodenspeicheränderung

Restglied = Interzeption + lateraler Abfluss

min = Fehlervariante bei minimaler Bodenspeicherung

max = Fehlervariante bei maximaler Bodenspeicherung

Tab. E.11: Ergebnisse der Parametersatzkombination 1, Hydrus & Hydrus, Daten zu Abbildung E.9

Horizontgrenze bei:		0,30 m u. GOK		0,40 m u. GOK	
P_{kor} [mm]	am	ΔBS [mm]	Restglied [mm]	ΔBS [mm]	Restglied [mm]
14,3	30.6.01 min	5,72	8,58	5,72	8,58
14,3	30.6.01	7,48	6,82	7,45	6,85
14,3	30.6.01 max	9,27	5,03	9,26	5,04
12,2	11.9.04 min	2,94	9,26	2,94	9,26
12,2	11.9.04	4,07	8,13	4,07	8,13
12,2	11.9.04 max	5,29	6,91	5,29	6,91
6,4	30.4.00 min	0,91	5,47	0,91	5,47
6,4	30.4.00	1,48	4,9	1,48	4,9
6,4	30.4.00 max	2,14	4,24	2,14	4,24
5,1	24.8.01 min	0,8	4,3	0,99	4,11
5,1	24.8.01	3,23	1,87	3,95	1,15
5,1	24.8.01 max	5,39	-0,29	6,66	-1,56
3,4	16.8.04 min	0	3,4	0	3,4
3,4	16.8.04	0,67	2,73	0,67	2,73
3,4	16.8.04 max	1,42	1,98	1,42	1,98
3,1	24.8.04 min	0,73	2,37	0,73	2,37
3,1	24.8.04	1,89	1,21	1,89	1,21
3,1	24.8.04 max	3,12	-0,02	3,12	-0,02

P_{kor} = Summe des korrigierten Niederschlags

ΔBS = Bodenspeicheränderung

Restglied = Interzeption + lateraler Abfluss

min = Fehlervariante bei minimaler Bodenspeicherung

max = Fehlervariante bei maximaler Bodenspeicherung

Tab. E.12: Ergebnisse der Parametersatzkombination 2, Schindler & Schindler, Daten zu Abbildung E.10

Horizontgrenze bei:		0,10 m u. GOK		0,15 m u. GOK		0,20 m u. GOK	
P_{korrr} [mm]	am	ΔBS [mm]	Restglied [mm]	ΔBS [mm]	Restglied [mm]	ΔBS [mm]	Restglied [mm]
14,3	30.6.01 min	2,37	11,93	3,25	11,05	3,85	10,45
14,3	30.6.01	3,04	11,26	4,18	10,12	4,95	9,35
14,3	30.6.01 max	3,72	10,58	5,11	9,19	6,07	8,23
12,2	11.9.04 min	1,47	10,73	1,8	10,4	1,84	10,36
12,2	11.9.04	2	10,2	2,47	9,73	2,61	9,59
12,2	11.9.04 max	2,53	9,67	3,16	9,04	3,41	8,79
6,4	30.4.00 min	0,48	5,9	0,48	5,9	0,48	5,9
6,4	30.4.00	0,79	5,59	0,8	5,58	0,8	5,58
6,4	30.4.00 max	1,12	5,26	1,2	5,18	1,19	5,19
5,1	24.8.01 min	0,29	4,81	0,41	4,69	0,53	4,57
5,1	24.8.01	1,16	3,94	1,64	3,46	2,11	2,99
5,1	24.8.01 max	1,72	3,38	2,57	2,53	3,39	1,71
3,4	16.8.04 min	0	3,4	0	3,4	0	3,4
3,4	16.8.04	0,38	3,02	0,38	3,02	0,38	3,02
3,4	16.8.04 max	0,77	2,63	0,82	2,58	0,82	2,58
3,1	24.8.04 min	0,36	2,74	0,46	2,64	0,47	2,63
3,1	24.8.04	0,91	2,19	1,18	1,92	1,22	1,88
3,1	24.8.04 max	1,48	1,62	1,92	1,18	2,06	1,04

P_{korrr} = Summe des korrigierten Niederschlags

ΔBS = Bodenspeicheränderung

Restglied = Interzeption + lateraler Abfluss

min = Fehlervariante bei minimaler Bodenspeicherung

max = Fehlervariante bei maximaler Bodenspeicherung

Tab. E.13: Ergebnisse der Parametersatzkombination 2, Schindler & Schindler, Daten zu Abbildung E.11

		0,30 m u. GOK		0,40 m u. GOK	
P_{kor} [mm]	am	ΔBS [mm]	Restglied [mm]	ΔBS [mm]	Restglied [mm]
14,3	30.6.01 min	4,07	10,23	4,07	10,23
14,3	30.6.01	5,38	8,92	5,36	8,94
14,3	30.6.01 max	6,75	7,55	6,73	7,57
12,2	11.9.04 min	1,84	10,36	1,84	10,36
12,2	11.9.04	2,6	9,6	2,6	9,6
12,2	11.9.04 max	3,43	8,77	3,43	8,77
6,4	30.4.00 min	0,48	5,9	0,48	5,9
6,4	30.4.00	0,8	5,58	0,8	5,58
6,4	30.4.00 max	1,19	5,19	1,19	5,19
5,1	24.8.01 min	0,74	4,36	0,89	4,21
5,1	24.8.01	2,96	2,14	3,57	1,53
5,1	24.8.01 max	4,89	0,21	5,98	-0,88
3,4	16.8.04 min	0	3,4	0	3,4
3,4	16.8.04	0,38	3,02	0,38	3,02
3,4	16.8.04 max	0,82	2,58	0,82	2,58
3,1	24.8.04 min	0,47	2,63	0,47	2,63
3,1	24.8.04	1,22	1,88	1,22	1,88
3,1	24.8.04 max	2,05	1,05	2,05	1,05

P_{kor} = Summe des korrigierten Niederschlags

ΔBS = Bodenspeicheränderung

Restglied = Interzeption + lateraler Abfluss

min = Fehlervariante bei minimaler Bodenspeicherung

max = Fehlervariante bei maximaler Bodenspeicherung

Tab. E.14: Ergebnisse der Parametersatzkombination 3, Durner & Durner, Daten zu Abbildung E.12

Horizontgrenze bei:		0,10 m u. GOK		0,15 m u. GOK		0,20 m u. GOK	
P_{korrr} [mm]	am	ΔBS [mm]	Restglied [mm]	ΔBS [mm]	Restglied [mm]	ΔBS [mm]	Restglied [mm]
14,3	30.6.01 min	5,88	8,42	6,31	7,99	7,13	7,17
14,3	30.6.01	7,57	6,73	8,23	6,07	9,14	5,16
14,3	30.6.01 max	9,29	5,01	10,31	3,99	11,16	3,14
12,2	11.9.04 min	4,04	8,16	4,71	7,49	4,88	7,32
12,2	11.9.04	5,6	6,6	6,23	5,97	6,64	5,56
12,2	11.9.04 max	7,06	5,14	7,9	4,3	8,37	3,83
6,4	30.4.00 min	2,33	4,05	2,33	4,05	2,33	4,05
6,4	30.4.00	3,52	2,86	3,56	2,82	3,56	2,82
6,4	30.4.00 max	4,74	1,64	4,83	1,55	4,83	1,55
5,1	24.8.01 min	0,77	4,33	0,85	4,25	0,93	4,17
5,1	24.8.01	3,09	2,01	3,44	1,66	3,76	1,34
5,1	24.8.01 max	5,41	-0,31	6,03	-0,93	6,59	-1,49
3,4	16.8.04 min	0	3,4	0	3,4	0	3,4
3,4	16.8.04	1,36	2,04	1,38	2,02	1,38	2,02
3,4	16.8.04 max	2,66	0,74	2,83	0,57	2,83	0,57
3,1	24.8.04 min	0,88	2,22	1,12	1,98	1,14	1,96
3,1	24.8.04	2,24	0,86	2,74	0,36	2,91	0,19
3,1	24.8.04 max	3,66	-0,56	4,35	-1,25	4,75	-1,65

P_{korrr} = Summe des korrigierten Niederschlags

ΔBS = Bodenspeicheränderung

Restglied = Interzeption + lateraler Abfluss

min = Fehlervariante bei minimaler Bodenspeicherung

max = Fehlervariante bei maximaler Bodenspeicherung

Tab. E.15: Ergebnisse der Parametersatzkombination 3, Durner & Durner, Daten zu Abbildung E.13

		0,30 m u. GOK		0,40 m u. GOK	
P_{kor} [mm]	am	ΔBS [mm]	Restglied [mm]	ΔBS [mm]	Restglied [mm]
14,3	30.6.01 min	7,74	6,56	7,74	6,56
14,3	30.6.01	10,04	4,26	10,04	4,26
14,3	30.6.01 max	12,41	1,89	12,41	1,89
12,2	11.9.04 min	4,88	7,32	4,88	7,32
12,2	11.9.04	6,63	5,57	6,63	5,57
12,2	11.9.04 max	8,46	3,74	8,46	3,74
6,4	30.4.00 min	2,33	4,05	2,33	4,05
6,4	30.4.00	3,56	2,82	3,56	2,82
6,4	30.4.00 max	4,83	1,55	4,83	1,55
5,1	24.8.01 min	1,08	4,02	1,16	3,94
5,1	24.8.01	4,37	0,73	4,66	0,44
5,1	24.8.01 max	7,71	-2,61	8,19	-3,09
3,4	16.8.04 min	0	3,4	0	3,4
3,4	16.8.04	1,38	2,02	1,38	2,02
3,4	16.8.04 max	2,83	0,57	2,83	0,57
3,1	24.8.04 min	1,14	1,96	1,14	1,96
3,1	24.8.04	2,91	0,19	2,91	0,19
3,1	24.8.04 max	4,75	-1,65	4,75	-1,65

P_{kor} = Summe des korrigierten Niederschlags

ΔBS = Bodenspeicheränderung

Restglied = Interzeption + lateraler Abfluss

min = Fehlervariante bei minimaler Bodenspeicherung

max = Fehlervariante bei maximaler Bodenspeicherung

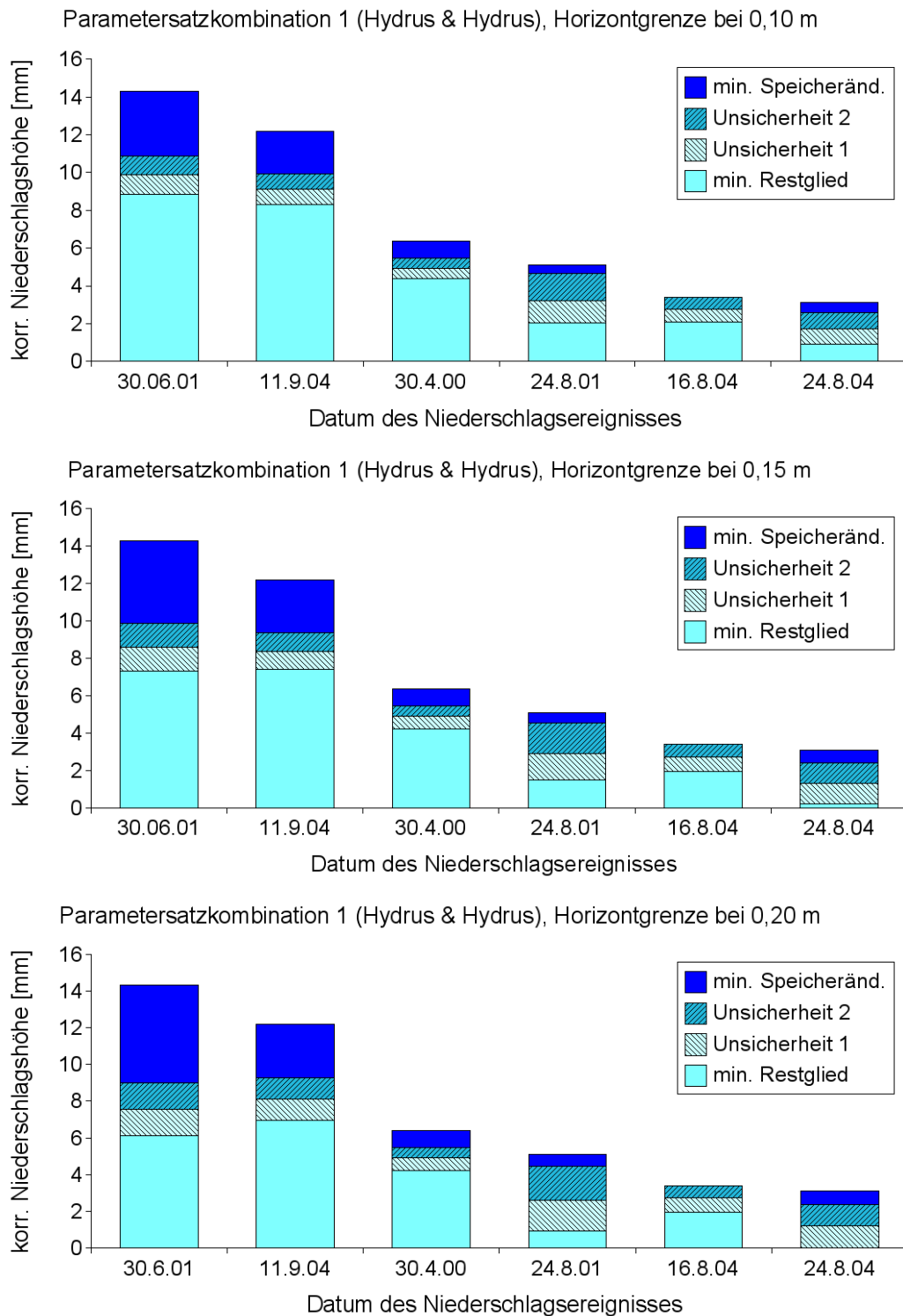


Abb. E.8: Aufteilung des korr. Niederschlags nach Parametersatzkombination 1, Horizontgrenze bei 0,1 m (oben), 0,15 m (Mitte), 0,2 m (unten) u. GOK

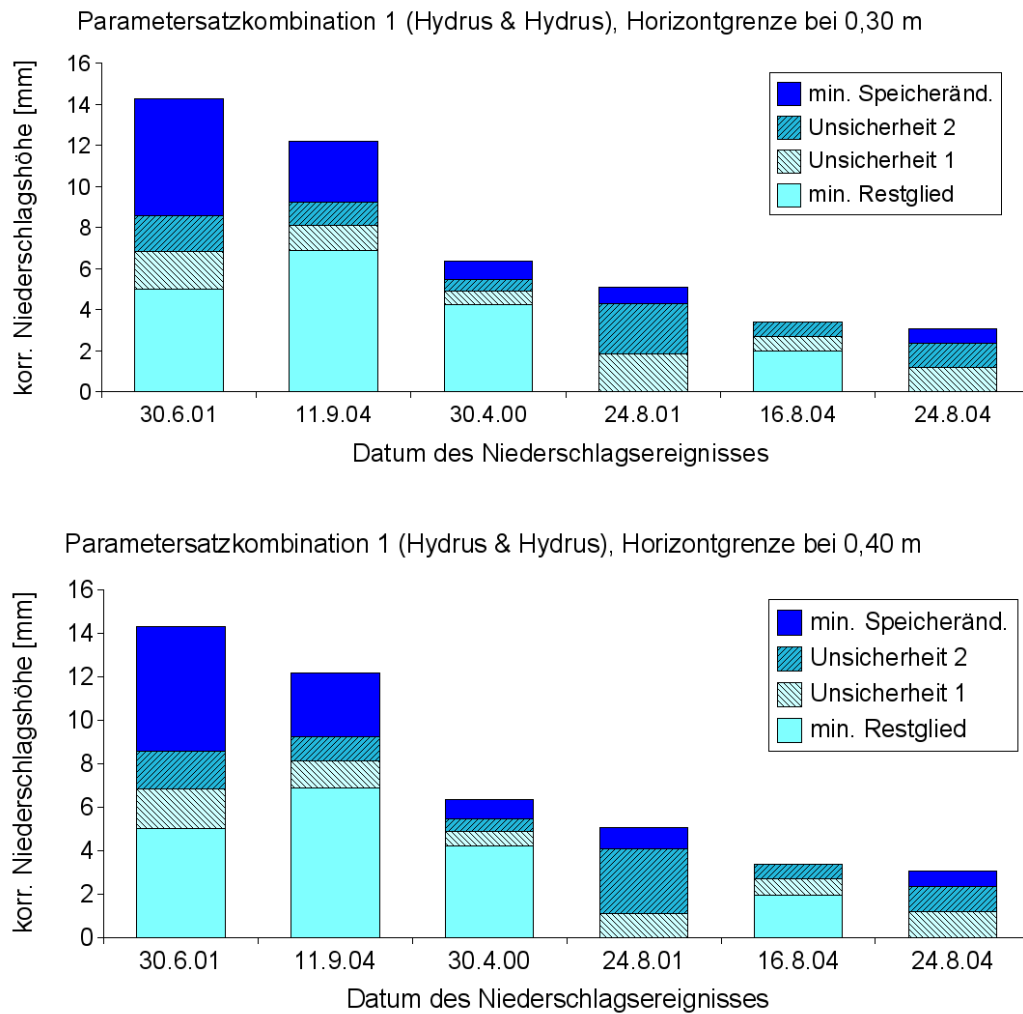


Abb. E.9: Aufteilung des korr. Niederschlags nach Parametersatzkombination 1, Horizontgrenze bei 0,3 m (oben) und 0,4 m (unten) u. GOK

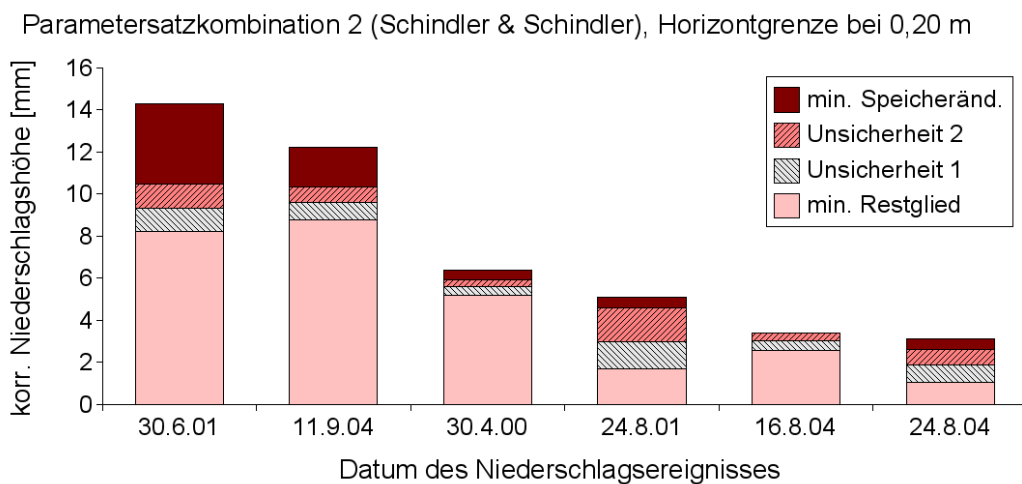
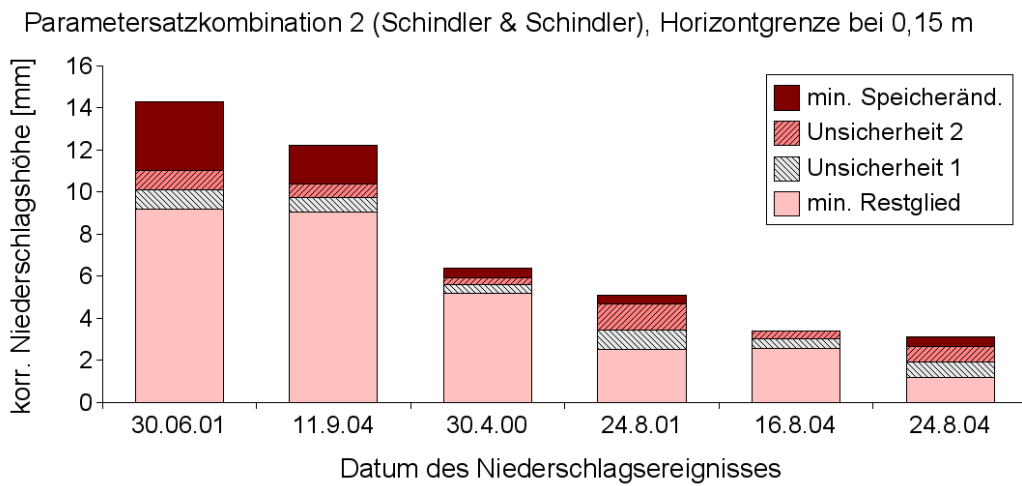
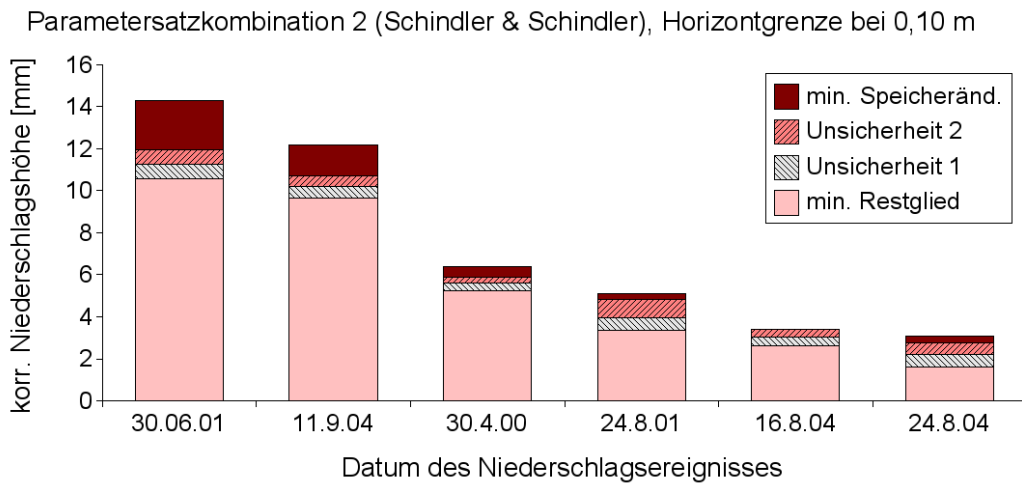


Abb. E.10: Aufteilung des korr. Niederschlags nach Parametersatzkombination 2, Horizontgrenze bei 0,1 m (oben), 0,15 m (Mitte), 0,2 m (unten) u. GOK

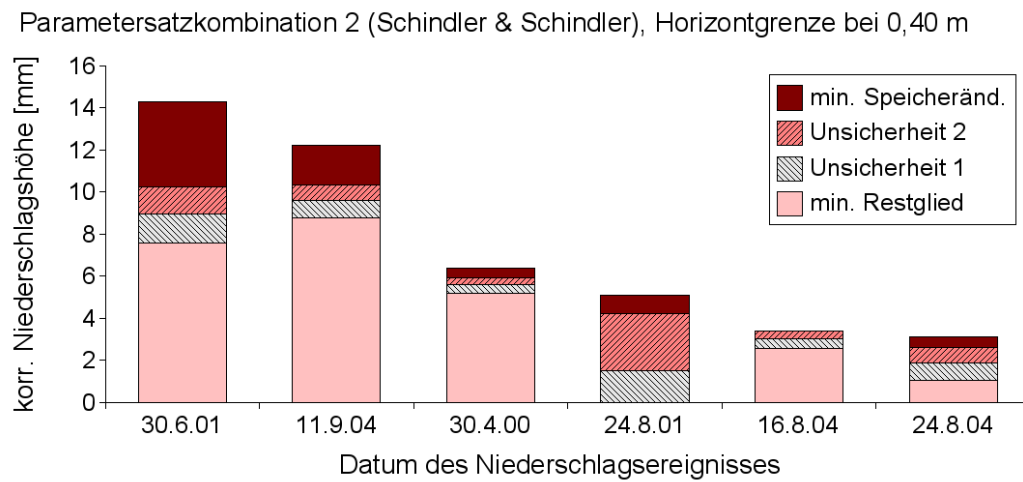
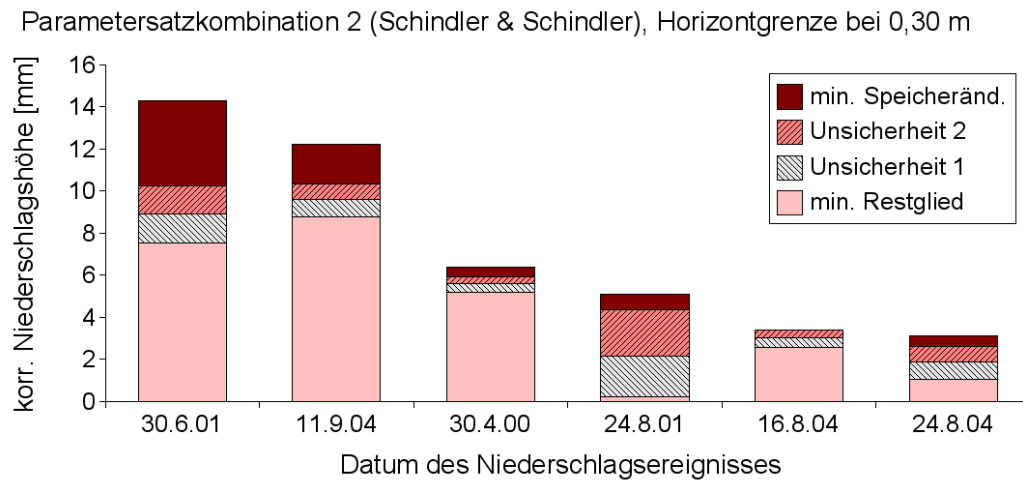


Abb. E.11: Aufteilung des korr. Niederschlags nach Parametersatzkombination 2, Horizontgrenze bei 0,3 m (oben) und 0,4 m (unten) u. GOK

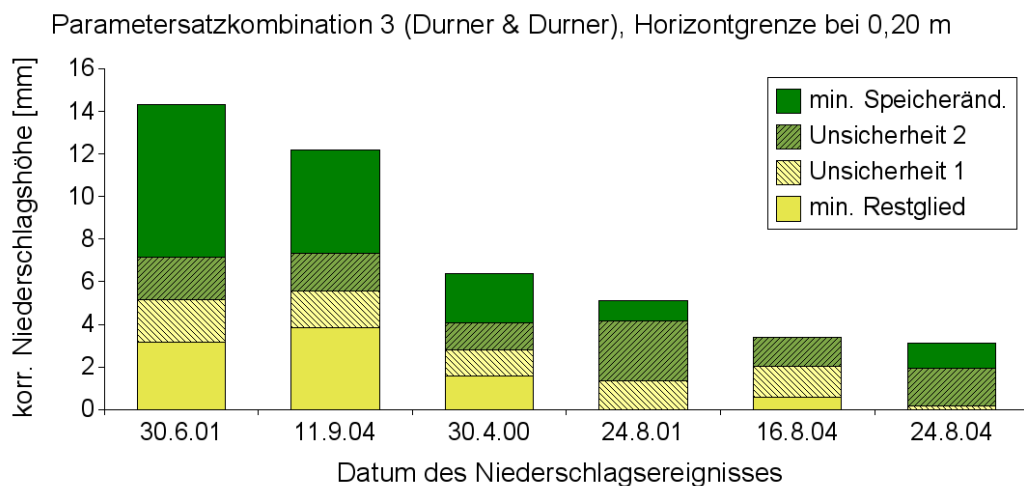
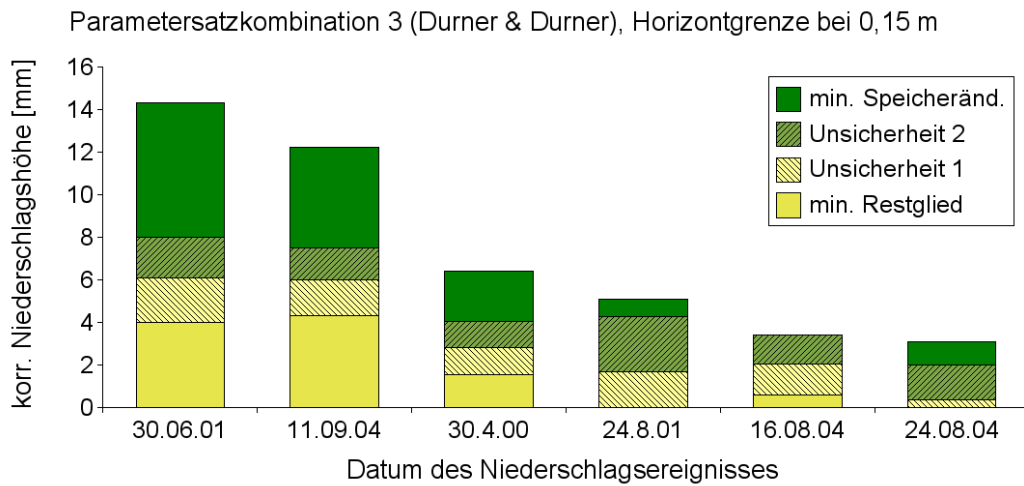
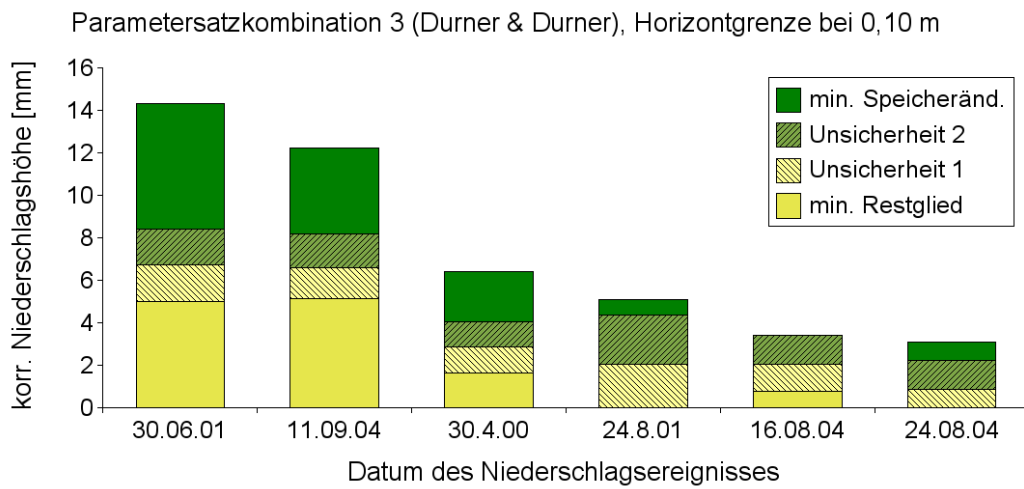


Abb. E.12: Aufteilung des korr. Niederschlags nach Parametersatzkombination 3, Horizontgrenze bei 0,1 m (oben), 0,15 m (Mitte), 0,2 m (unten) u. GOK

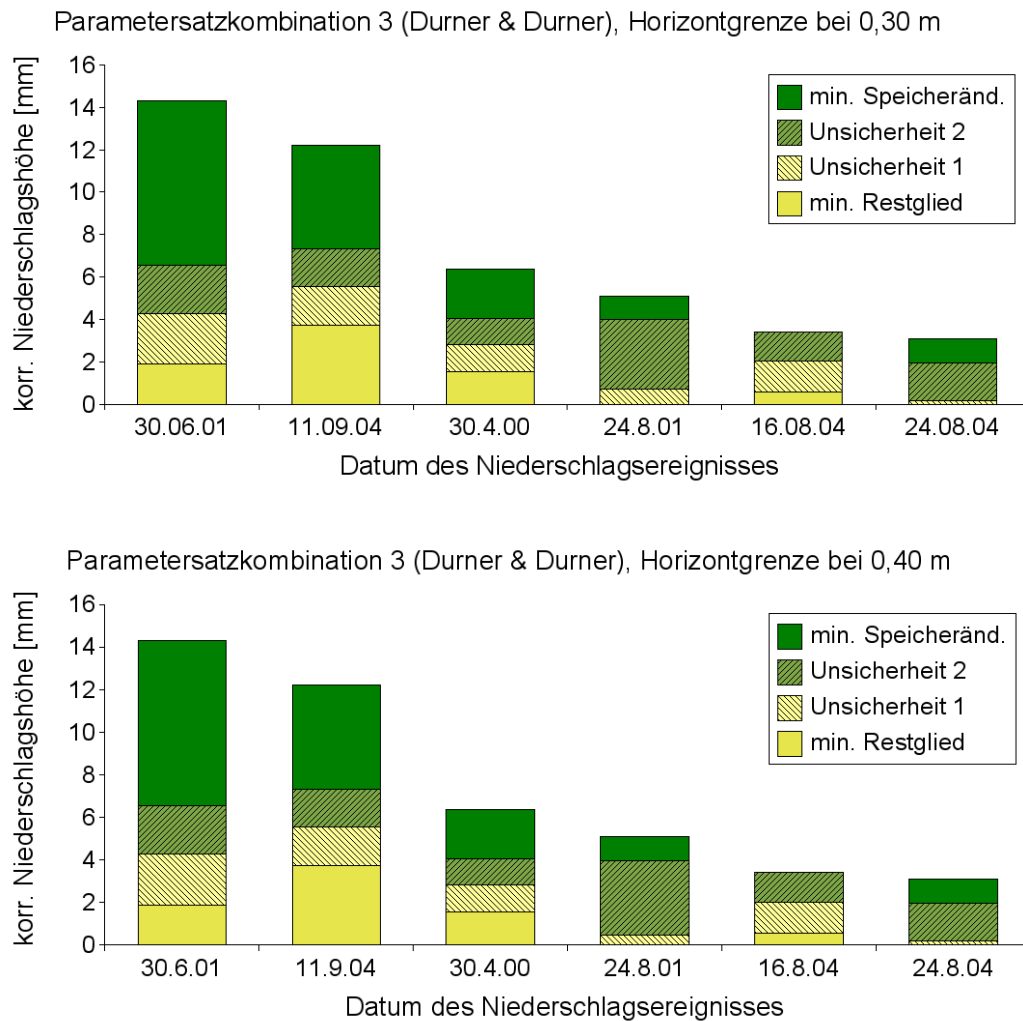


Abb. E.13: Aufteilung des korr. Niederschlags nach Parametersatzkombination 3, Horizontgrenze bei 0,3 m (oben) und 0,4 m (unten) u. GOK

E.4.3 Vergleichsrechnung mit neu ermittelten Parametern

Tab. E.16: Ergebnisse der Parametersatzkombination PK4 gegenüber PK1 bei einer Horizontgrenze von 0,15 m Tief, Daten zu Abbildung E.14

P_{korrr} [mm]	am	PK1		PK4		Diff. PK1 zu PK4 [mm]
		Δ BS [mm]	Restglied [mm]	Δ BS [mm]	Restglied [mm]	
14,3	30.6.01 min	4,45	9,85	4,45	9,85	0
14,3	30.6.01	5,7	8,6	5,68	8,62	0,02
14,3	30.6.01 max	6,96	7,34	6,91	7,39	0,05
12,2	11.9.04 min	2,83	9,37	2,73	9,47	0,10
12,2	11.9.04	3,81	8,39	3,7	8,5	0,11
12,2	11.9.04 max	4,8	7,4	4,67	7,53	0,13
6,38	30.4.00 min	0,91	5,47	0,81	5,57	0,10
6,38	30.4.00	1,48	4,9	1,33	5,05	0,15
6,38	30.4.00 max	2,15	4,23	1,96	4,42	0,19
5,1	24.8.01 min	0,54	4,56	0,48	4,62	0,06
5,1	24.8.01	2,19	2,91	1,91	3,19	0,28
5,1	24.8.01 max	3,59	1,51	3,08	2,02	0,51
3,4	16.8.04 min	0	3,4	0	3,4	0
3,4	16.8.04	0,67	2,73	0,62	2,78	0,05
3,4	16.8.04 max	1,42	1,98	1,32	2,08	0,10
3,1	24.8.04 min	0,7	2,4	0,68	2,42	0,02
3,1	24.8.04	1,78	1,32	1,75	1,35	0,03
3,1	24.8.04 max	2,86	0,24	2,82	0,28	0,04

P_{korrr} = Summe des korrigierten Niederschlags

Δ BS = Bodenspeicheränderung

Restglied = Interzeption + lateraler Abfluss

min = Fehlervariante bei minimaler Bodenspeicherung

max = Fehlervariante bei maximaler Bodenspeicherung

Diff. PK1 zu PK4 = Differenz der Ergebnisse von PK1 und PK4

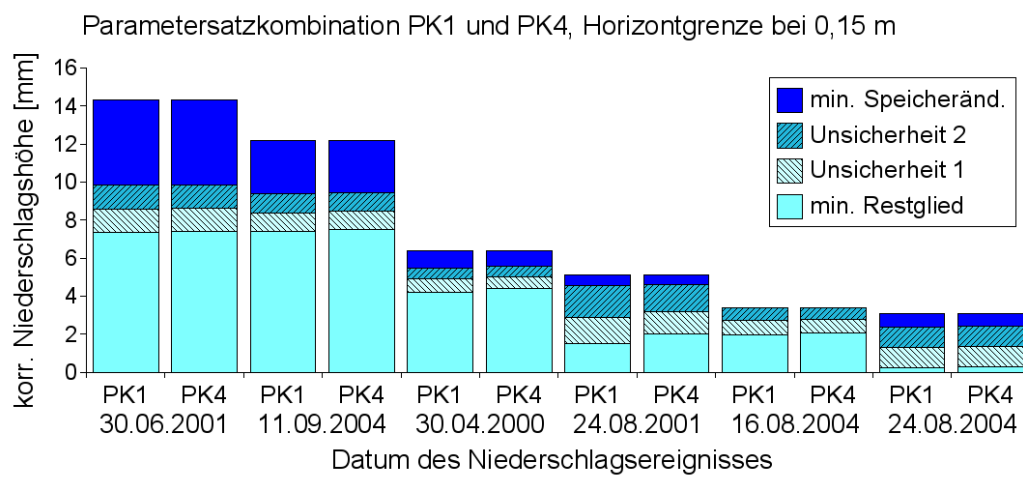


Abb. E.14: Aufteilung des korr. Niederschlags nach Parametersatzkombination PK1 und PK4, Horizontgrenze bei 0,15 m u. GOK

E.5 Eingabedaten der Szenarien für das vereinfachte Standortmodell

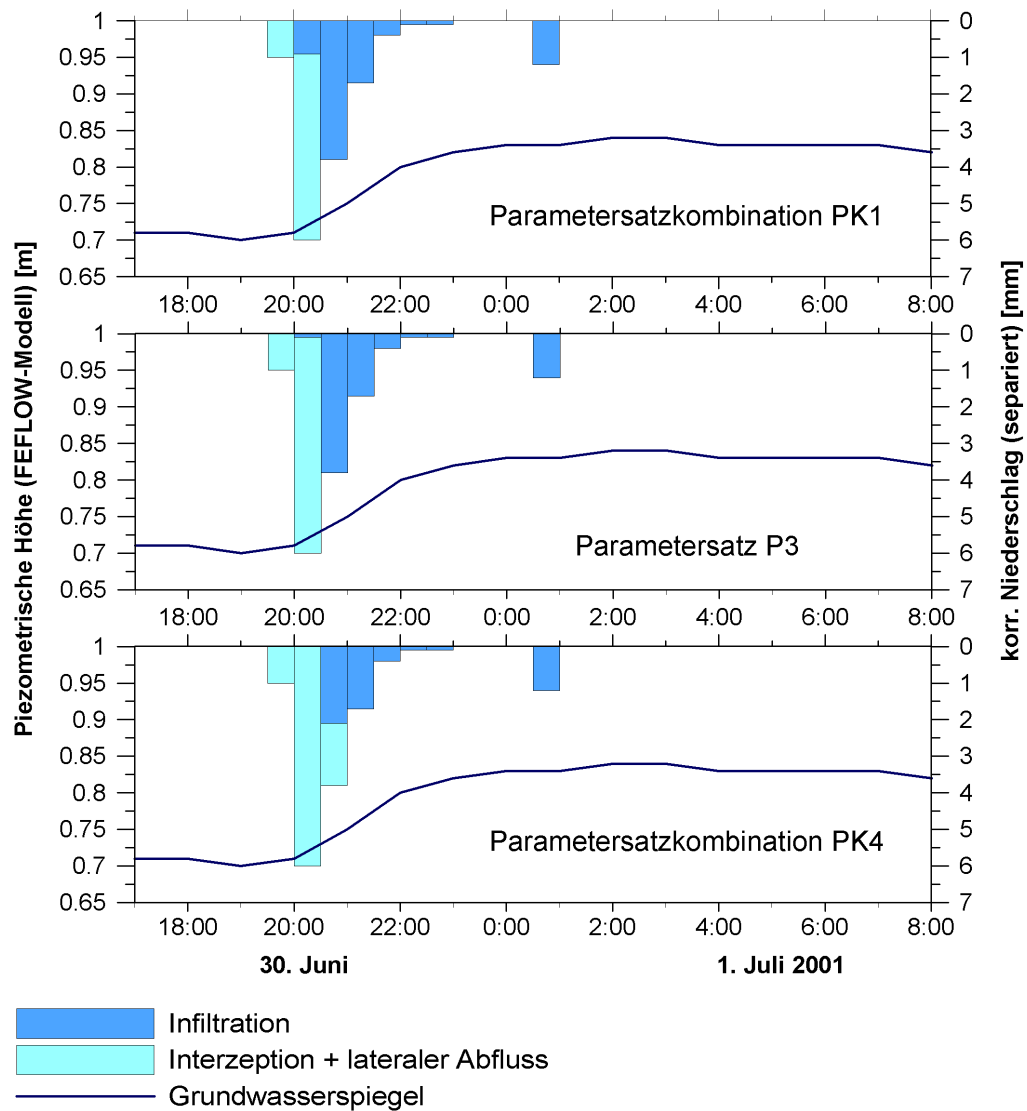


Abb. E.15: Messwerte Grundwasserstand und korrigierter Niederschlag mittels PK1, P3 und PK4 separiert in Infiltration und Interzeption + lateralen Abstrom

E.6 Ergebnisse der Prinzipfall-Szenarien

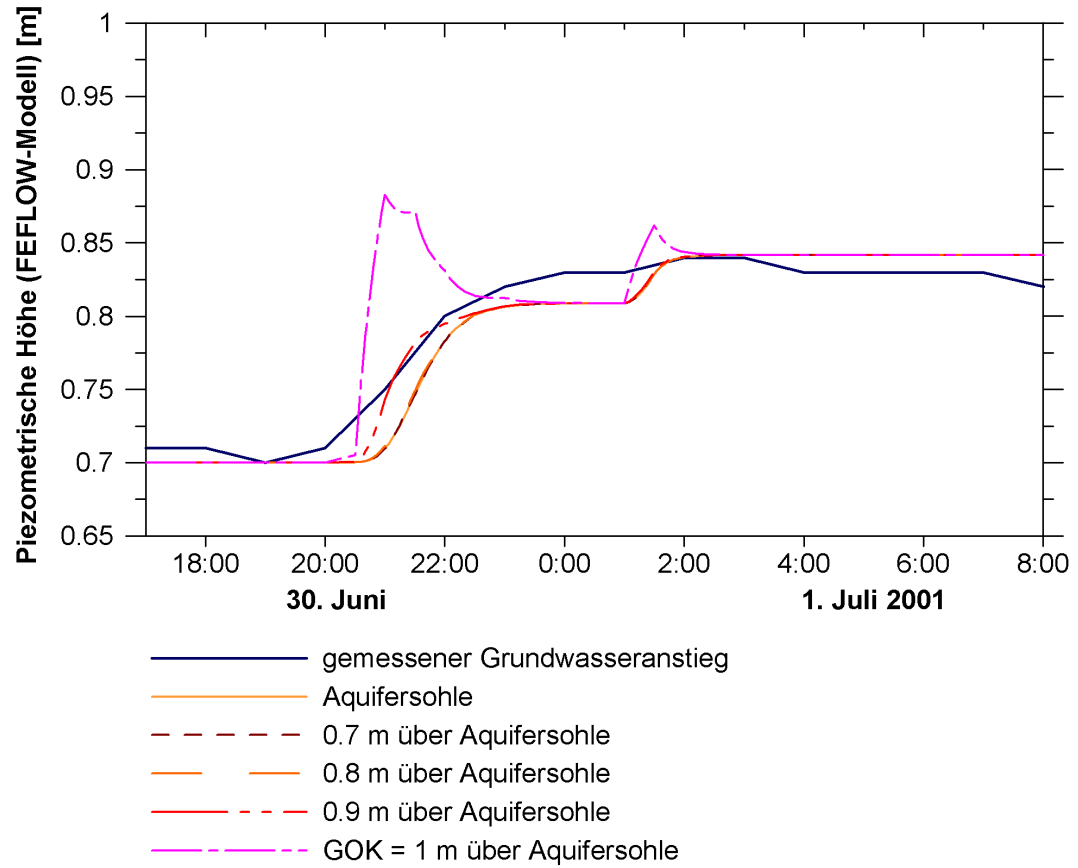


Abb. E.16: Ergebnisse Grundwasserstand mit P3 FEFLOW ungesättigte Strömung mit 4 Schichten

Anhang F

Zu den Anwendungsgrenzen des VSC-Moduls

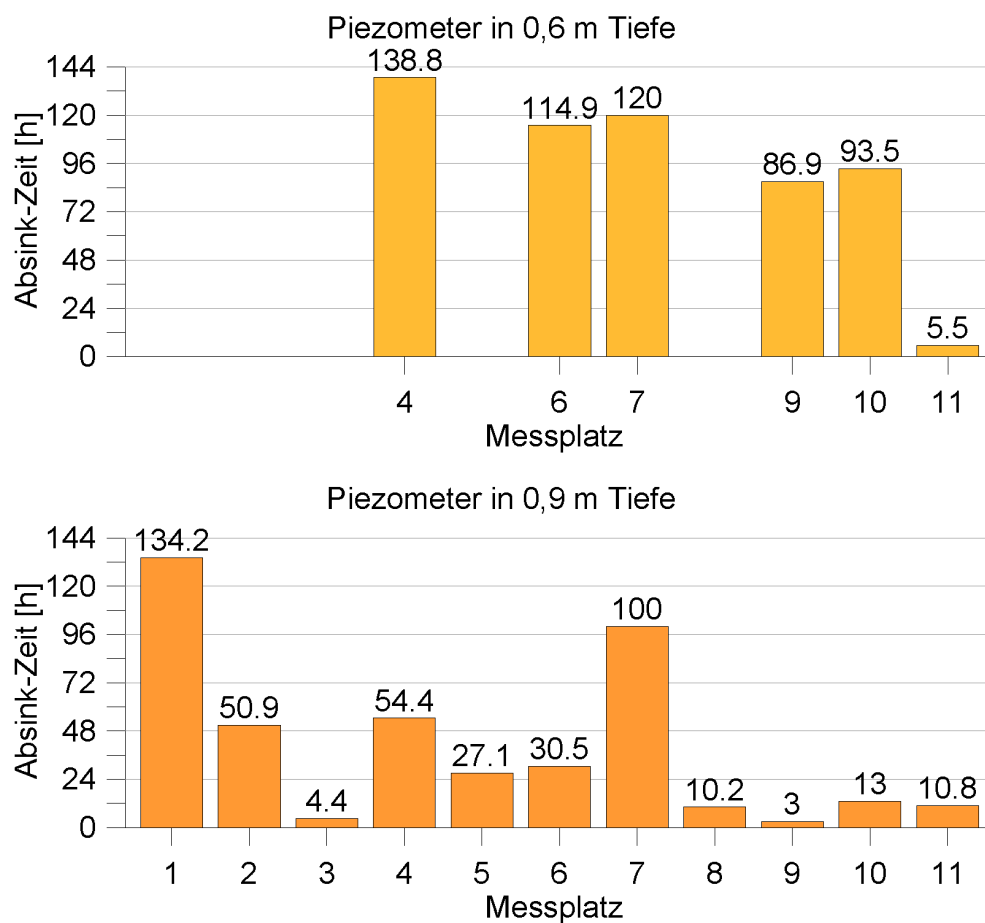


Abb. F.1: Ergebnis der Auffüllversuche an den Piezometern in 0,6 m und 0,9 m Tiefe am Standort "Catcott Lows"

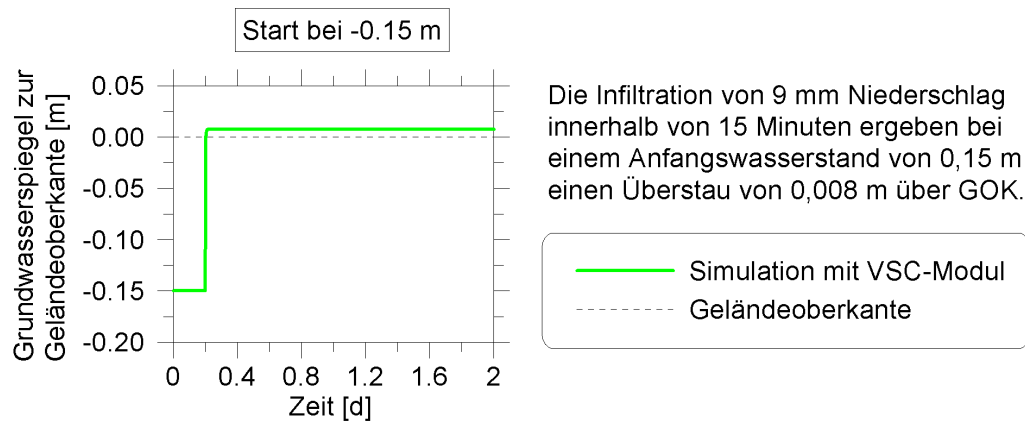


Abb. F.2: Mit dem VSC-Modul simuliertes Überstauereignis auf Basis der Prinzipfallstudie

Anhang G

VSC-Dateneingabe

G.1 Beispiel einer VSC-Eingabedatei mit zwei Parametersätzen

Anmerkung: Es sind nur für die jeweilige Berechnungsmethode sinnvolle Eingabedaten notwendig.

Zeilenumbrüche, die hier in der Darstellung mit ” _ ” eingeleitet werden, sind in der Datei durchgehende Zeilen.

```
"ID_of_data_set" 1 "has to be an integer!"
"mode_of_calculation:" 2
"// 1 = with van Genuchten-parameter; 2 = with tabular values"
"*****" "*****" "*****"
"van_Genuchten-parameter:" "value:" "unit:"
"Theta_r=" 0 "[1]"
"Theta_s=" 0 "[1]"
"n_Para=" 1.1 "[1]"
"alpha=" 0.1 "[1/m]"
"m=" 0.0909 "[1]"
"*****" "*****" "*****"
"list of water table depth intervals and storage coefficient"
"Flood_storage_coefficient:" 0.95 "// in case of inundation _
(water table depth < 0) the storage capacity of the _
atmosphere is relatively high"
"groundwater_table_depth:" "storage_coefficient:" "// storage _
coefficient will be linearly interpolated between the given _
storage coefficient values"
"[m]" "[1]" "// exception: last storage coefficient value _
belongs to all greater groundwater table depth"
```

```

0 0
0.1 0.0199419843
0.2 0.0455280234
0.3 0.0710365416
0.4 0.0950838052
0.5 0.1172906466
0.6 0.1376434543
0.7 0.1562644878
0.8 0.1733188019
0.9 0.1889755806
1 0.2033927239
1.1 0.2167116442
1.2 0.2290565189
1.3 0.240535392
1.4 0.2512419302
1.5 0.2612572979
1.6 0.2706519218
1.7 0.2794870595
1.8 0.2878161558
1.9 0.2956859964
2 0.3031376824
-999 1 "// [-999 1] = End of data list; [-999 -999] = _
End of last data list "

"ID_of_data_set" 2 "has to be an integer!"
"mode_of_calculation:" 1
 "// 1 = with van Genuchten-parameter; 2 = with tabular values"
"*****" "*****" "*****"
"van_Genuchten-parameter:" "value:" "unit:"
"Theta_r=" 0 "[1]"
"Theta_s=" 0.86 "[1]"
"n_Para=" 1.31 "[1]"
"alpha=" 1.78 "[1/m]"
"m=" 0.2366 "[1]"
"*****" "*****" "*****"
"list of water table depth intervals and storage coefficient"
"Flood_storage_coefficient:" 0.95 "// in case of inundation _
(water table depth < 0) the storage capacity of the _
atmosphere is relatively high"
"groundwater_table_depth:" "storage_coefficient:" "// storage _
coefficient will be linearly interpolated between the given _
storage coefficient values"
"[m]" "[1]" "// exception: last storage coefficient value _

```

```

belongs to all greater groundwater table depth"
-999 -999 "// [-999 1] = End of data list; [-999 -999] = _
End of last data list  "

```

G.2 Grenzwerte der Eingabeparameter

Parameter	in der VSC-Datei	untere Grenze	obere Grenze
Θ_r	<i>Theta_r</i>	≥ 0	≤ 1
Θ_s	<i>Theta_s</i>	≥ 0	≤ 1
n	<i>n_Para</i>	> 1	–
α	<i>alpha</i>	> 0	–
S	storage coefficient	≥ 0	≤ 1

Die Grenzwerte für S (*storage coefficient*) gelten sowohl für den Speicherkoeffizienten bei Überflutung als auch innerhalb der Wertetabelle.

Der Parameter m wird während der Laufzeit mit

$$m = 1 - \frac{1}{n_Para} \quad (\text{G.1})$$

berechnet, sodass keine Plausibilitätskontrolle mittels Grenzwert notwendig ist.