

# MESOSKALIGE MODELLIERUNG DER BODENHYDROLOGIE

## KURZFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit wird die Modellierung der Bodenhydrologie innerhalb eines Boden-Vegetationsmodells weiterentwickelt und überprüft. In bisherigen mesoskaligen Modellen wurden die Komponenten des Bodenwasserkreislaufs nur sehr grob berücksichtigt. Da die Behandlung der Bodenfeuchte bei mesoskaligen Simulationen einen großen Einfluss auf den Zustand der unteren Atmosphäre hat, wird das Boden-Vegetationsmodell des 'Karlsruher Atmosphärischen Mesoskaligen Modells' (KAMM2) um einige wichtige hydrologische Prozesse erweitert: Eine Parametrisierung des Wasserspeichers an der Erdoberfläche, Oberflächenabfluss und Makroporenfluss. Die Randbedingungen des Bodenmodells werden so geändert, dass eine realistische Infiltration des Niederschlags und die Simulation der Grundwasserneubildung möglich sind. Es werden darüber hinaus verschiedene Parametrisierungen der bodenhydrologischen Größen und eine neue Bodenartklassifikation in das Modell eingeführt. Für sämtliche Boden- und Vegetationsparameter werden jahreszeitabhängige Datensätze erstellt. Mit diesem erweiterten Modell werden Simulationen durchgeführt und mit Messdaten verglichen. Sensitivitätsstudien zeigen, dass - neben dem Anfangswert der Bodenfeuchte - die Wahl der Bodenart und der Bodentextur-Klassifikation einen großen Einfluss auf die untere Atmosphäre haben. Weitere wichtige Prozesse sind die Speicherung von Wasser an der Erdoberfläche sowie der Makroporenfluss, während das Grundwasser vernachlässigt werden kann. Zur Parametrisierung des Bodenwassertransports liefern bisher nicht verwendete hydrologische Ansätze die besten Ergebnisse.

*Keywords:* soil hydrology; mesoscale modelling; SVAT; soil-vegetation; soil water; soil texture; macropore flow; runoff; weather prediction

# **MESOSCALE MODELLING OF SOIL HYDROLOGY**

## **ABSTRACT**

This paper presents the modeling of soil hydrology within a soil-vegetation model. Until now the components of soil hydrologic cycle were only roughly taken into consideration in mesoscale models. Due to a very large influence of the soil moisture on the development of the lower atmosphere, some important hydrological processes are included here into the soil-vegetation model of the 'Karlsruher Atmosphärisches Mesoskaliges Modell' (KAMM2; Karlsruhe atmospheric mesoscale model): parameterizations of water storage at the earth surface, runoff and macropore flow. The boundary conditions of the soil model were altered to obtain a realistic infiltration of precipitation and the simulation of ground water. Further different parameterizations of soil hydrologic parameters and a soil texture classification were included. For each parameter of soil and vegetation a season dependent dataset was obtained. For the validation of this extended model, simulations were ran and compared to measured values. Sensitivity studies show that the choice of soil texture and soil texture classification and to a smaller extent also the initial value of soil moisture have a large influence on the lower atmosphere. Important processes are further the ponding of water at the earth surface and macropore flow, while ground water can be ignored. The best results for parameterization of soil water transport are obtained utilizing hydrology approaches that were not yet applied in meteorology.

# INHALTSVERZEICHNIS

<b>1 Einleitung und Zielsetzung</b>	<b>1</b>
<b>2 Kenntnisstand</b>	<b>7</b>
2.1 Der Wasserkreislauf .....	7
2.2 Wasserbewegung in Böden .....	8
2.2.1 Bodeneigenschaften .....	8
2.2.1.1 Mikroporen .....	8
2.2.1.2 Makroporen .....	10
2.2.2 Sickerung .....	10
2.2.3 Grenzflächenflüsse: Abfluss und Infiltration.....	12
2.3 Modellierung des Bodenwassers .....	14
2.3.1 Parametrisierungsansätze.....	14
2.3.1.1 Funktionen nach Brooks und Corey .....	16
2.3.1.2 Funktionen nach Campbell.....	16
2.3.1.3 Funktionen nach van Genuchten .....	17
2.3.2 Bodenwasser in meteorologischen Modellen .....	20
2.3.2.1 'bucket'-Methode .....	26
2.3.2.2 Choisnel-Ansatz .....	27
2.3.2.3 Variable Infiltration .....	28
2.3.2.4 'force-restore'-Methode .....	29
2.3.2.5 Darcy-Gesetz .....	30
2.3.2.6 Diffusionsgleichung .....	31
2.3.2.7 Randbedingungen .....	31
2.3.2.8 Heterogenität der Erdoberfläche.....	33
2.3.2.9 Initialisierung.....	34
2.3.3 Bodenwasser in hydrologischen Modellen.....	36
2.3.3.1 Modellkonzepte .....	36

2.3.3.2 Raumaufteilung .....	38
2.3.3.3 Matrixfluss .....	39
2.3.3.4 Makroporenfluss .....	39
2.3.3.5 Oberflächenabfluss.....	40
2.3.3.6 Randbedingungen.....	42
<b>3 Boden-Vegetationsmodell</b> .....	<b>43</b>
3.1 Bodenmodell .....	45
3.1.1 Bodentemperatur .....	46
3.1.1.1 Bodentemperaturgleichung .....	47
3.1.1.2 Wärmekapazität und -leitfähigkeit.....	47
3.1.1.3 Randbedingungen.....	49
3.1.2 Bodenwassergehalt .....	49
3.1.2.1 Bodenwassergleichung.....	50
3.1.2.2 Untere Randbedingung.....	50
3.1.2.3 Infiltration .....	51
3.1.2.4 Oberflächenspeicher und -abfluss .....	53
3.1.2.5 Makroporosität .....	56
3.2 Vegetationsmodell .....	59
3.2.1 Profilbeziehungen.....	59
3.2.2 Bilanzierung der turbulenten Flüsse.....	62
3.2.2.1 Die Wärmeflüsse am Oberrand .....	63
3.2.2.2 Die Wärmeflüsse zwischen Boden und Bestandsluft.....	63
3.2.2.3 Die Wärmeflüsse zwischen Bestand und Bestandsluft .....	64
3.2.3 Strahlungsbilanz .....	65
3.2.3.1 Kurzwellige Strahlungsbilanz .....	65
3.2.3.2 Langwellige Strahlungsbilanz.....	67
3.2.4 Widerstände.....	68
3.2.5 Windgeschwindigkeit im Bestand.....	71

---

3.3 Numerische Lösung.....	72
3.4 Initialisierung .....	75
3.4.1 Anfangswerte .....	76
3.4.1.1 Anfangswert des Bodenwassergehalts .....	76
3.4.1.2 Anfangswert der Bodentemperatur.....	78
3.4.2 Boden- und Vegetationsparameter .....	80
3.4.2.1 Bodenparameter.....	80
3.4.2.1.1 Bodenhydraulische Funktionen und Bodenkennwerte.....	80
3.4.2.1.2 Albedo und Emissionsvermögen.....	83
3.4.2.1.3 Wärmekapazität und -leitfähigkeit .....	85
3.4.2.2 Vegetationsparameter .....	87
3.4.2.2.1 Vegetationsfunktion .....	87
3.4.2.2.2 Makroporositätsfaktor .....	88
3.4.2.2.3 Blattflächenindex und Bedeckungsgrad.....	88
3.4.2.2.4 Aerodynamische Parameter.....	90
3.4.2.2.5 Wurzelprofil .....	91
3.4.2.2.6 Weitere Vegetationsparameter .....	93
<b>4 Simulationen</b>	<b>94</b>
4.1 Validierung.....	95
4.1.1 Datengrundlage und Modellanpassung.....	95
4.1.2 Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen .....	100
4.2 Sensitivitätsanalyse .....	114
4.2.1 Sensitivitätsanalyse nach Spear und Hornberger.....	115
4.2.2 Sensitivität der Atmosphäre auf hydrologische Parameter und Prozesse.....	127
4.2.2.1 Anfangswert der Bodenfeuchte .....	129
4.2.2.2 Oberflächenspeicher .....	130
4.2.2.3 Grundwasser .....	133
4.2.2.4 Makroporosität .....	135

---

4.2.2.5	Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen.....	139
4.2.2.6	Bodenart .....	142
4.2.2.7	Bodenartklassifikation.....	144
4.3	Dreidimensionale Simulationen.....	149
4.3.1	Referenzfall .....	154
4.3.2	Anfangswert der Bodenfeuchte .....	157
4.3.3	Oberflächenspeicher .....	161
4.3.4	Makroporosität .....	165
4.3.5	Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen .....	169
4.3.6	Bodenartklassifikation.....	173
<b>5</b>	<b>Schlussbetrachtungen</b>	<b>177</b>
5.1	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse .....	177
5.2	Schlussfolgerungen .....	185
<b>6</b>	<b>Literatur</b>	<b>188</b>
<b>7</b>	<b>Symbole</b>	<b>213</b>
<b>A</b>	<b>Anhang</b>	<b>223</b>
A.1	Abkürzungen der Modellnamen .....	223
A.2	Bodenkennwerte .....	226
A.3	Pedo-Transfer-Funktion nach Rawls & Brakensiek .....	230

# 1 EINLEITUNG UND ZIELSETZUNG

Die untere Atmosphäre ist als Lebensraum des Menschen von großem wissenschaftlichen Interesse. Ihr Zustand und dessen zeitliche Änderung ist u. a. vom Austausch von Energie und Feuchte über die Vegetation und den Boden geprägt. In numerischen atmosphärischen Modellen, mit denen man diese Änderung vorherzusagen sucht, bildet dieser Vorgang ein zentrales Element. Er setzt sich aus einer Reihe komplexer Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Biosphäre und Pedosphäre zusammen, die die Aufteilung der Strahlungsenergie in latenten, fühlbaren und Bodenwärmestrom bewerkstelligen. Diese Prozesse werden von den Eigenschaften der Vegetation und des Bodens bestimmt, welche wiederum vom Bodenwassergehalt und den Wasserflüssen abhängen. So beeinflusst beispielsweise der Wassergehalt der obersten Bodenschicht die Strahlungsabsorption und jener der tieferen Schichten die Transpiration oder die Wärmeleitung. Es folgt daraus die Notwendigkeit, die Aufteilung des die Vegetation und den Erdboden erreichenden Niederschlags in seine Komponenten Abfluss, Evapotranspiration und einen gespeicherten Anteil möglichst detailliert zu beschreiben. Es gilt dabei, die wichtigsten Prozesse innerhalb des Systems Vegetation-Boden, wie die Wasseraufnahme über die Wurzeln der Pflanzen, die Transpiration und die Verdunstung über Blattoberflächen, zu berücksichtigen. Im Bereich Atmosphäre-Boden sind bedeutende Prozesse die Verdunstung, die Versickerung und der kapillare Aufstieg in der nicht-gesättigten Bodenzone, die Infiltration, der Oberflächenabfluss oder der Abfluss am Unterrand des Bodenmodells.

Mit dem Ziel, diese Größen und deren Entwicklung zu modellieren, wurden SVAT-Module ('Soil Vegetation Atmosphere Transfer') entwickelt, die, an atmosphärische Simulationsmodelle angekoppelt, als deren untere Randbedingung dienen. Aufgrund der Verknüpfung zwischen Wasser- und Energiekreislauf werden solche Module nicht nur in der Meteorologie, sondern auch in den Bereichen Hydrologie, Agrarwissenschaften und Bodenphysik angewendet, so dass eine fachübergreifende Betrachtung häufig von Vorteil ist.

Die erste Landoberflächenparametrisierung mit einem einfachen 'bucket'-Modell wurde von MANABE (1969) in ein globales Modell der allgemeinen Zirkulation integriert. Der Boden wird darin lediglich als Wasserspeicher betrachtet, der sich wie ein Eimer bis zu bestimmten Grenzen füllen und wieder entleeren kann. Da dieses Konzept sehr effizient

ist, werden derartige Module noch immer in Zirkulations- und Wettervorhersagemodellen verwendet (z. B. SCHAAKE ET AL., 1996; RAMESH & IYENGAR, 1999; SCHULZ ET AL., 2001).

Die erste in numerischen Simulationen praktisch angewandte Parametrisierung der Erdoberfläche mit einer Rückkopplung durch eine Vegetationsschicht stammt von DEARDORFF (1978). Es folgten weitere SVAT-Modelle mit zunehmender Komplexität, wie das 'Biosphere-Atmosphäre Transfer Scheme' (BATS; DICKINSON ET AL., 1986) und das 'Simple Biosphere' Modell (SiB; SELLERS ET AL., 1986), auf denen viele weitere Modelle strukturell aufbauten (z. B. VERSEGHY, 1991; HENDERSON-SELLERS, 1993). Teilweise wurde aber versucht, die Parametrisierungen wieder zu vereinfachen, um die Modelle effizienter zu gestalten (z. B. XUE ET AL., 1991; NOILHAN & PLANTON, 1989). Hinsichtlich des Bodenwassers arbeiten alle diese Modelle mit dem rechenzeiteffizienten 'force-restore'-Verfahren, das den Boden in eine dünne, schnell reagierende oberflächennahe Schicht und eine träge Reservoir-Schicht einteilt.

Insbesondere in den letzten Jahren werden größere Anstrengungen unternommen, den Wasserkreislauf prozessorientierter zu modellieren und die zunehmenden Computerressourcen zu nutzen, um so auch für die Kurzzeitsimulationen mit mesoskaligen Modellen eine realistischere untere Randbedingung zu erhalten. In diesem Anwendungsbereich werden hydrologische Prozesse wichtig, die bei der Anwendung in globalen Modellen vernachlässigt werden können. Der Boden wird in derartigen Modellen in viele Schichten aufgeteilt, so dass eine prognostische Bodenwassergleichung numerisch gelöst oder, abhängig von einem Wurzelprofil, dem Boden Wasser entzogen werden kann (z. B. SCHÄDLER, 1990; JÜRRENS, 1996). Sehr komplexe und aufwendige Modelle werden für spezielle Anwendungen, z. B. in den Agrarwissenschaften (z. B. BRADEN, 1995), formuliert.

In der Hydrologie werden - abhängig von der Fragestellung - sehr verschiedene Verfahren verwendet, den Wasserkreislauf zu modellieren. So wird beispielsweise in Hochwasser-Vorhersagemodellen oft das 'Einheitsganglinienverfahren' angewendet, das vorher gemessene Hochwasserabflüsse benutzt, ohne den Infiltrationsvorgang detailliert zu betrachten. Daneben gibt es auch hier sehr viele Modelle, denen ein physikalisch-deterministisches Konzept zugrunde liegt (z. B. MAURER, 1997; SCHULLA, 1997).



---

Zunehmend wird bei der Modellierung der Atmosphäre versucht, Konzepte aus solchen Modellen zu übernehmen, denn hydrologische Modelle bieten den Vorteil, Bodenwasser betreffende Prozesse detaillierter zu beschreiben. Dies betrifft beispielsweise die Randbedingungen des Bodenmodells oder dessen Gitterauflösung. In der Hydrologie werden Prozesse und hydrologische Komponenten berücksichtigt (z. B. Makroporenfluss oder Oberflächenabfluss), die in SVAT-Modellen der Meteorologie bisher häufig vernachlässigt werden. Dies ist darauf zurückzuführen, dass in der Hydrologie Fragestellungen zur Schadstoffausbreitung im Boden, zur Simulation von Erosionsschäden oder generell zum Wasserkreislauf eine genauere Simulation der Bodenfeuchte erfordern, während die Atmosphäre dafür nur die obere Randbedingung darstellt.

Es ergibt sich aus dieser Problematik als erstes Ziel dieser Arbeit, Komponenten und Parametrisierungen in hydrologischen Modellen auf ihre Anwendbarkeit in einem SVAT-Modell zur Simulation der mesoskaligen Atmosphäre zu überprüfen. Es ist zunächst zu untersuchen, welche hydrologischen Komponenten aufgrund der Skalendifferenzen zwischen atmosphärischer und hydrologischer Modellierung vernachlässigbar sind und welche berücksichtigt werden sollten. Dies wird hier durch die Einbindung hydrologischer Prozesse und Komponenten mit verschiedenen Parametrisierungen in das SVAT-Modell VEG3D (LENZ, 1996; GRABE, 2001) realisiert. Dieses wird als Boden-Vegetations-Modul, angekoppelt an das atmosphärische nichthydrostatische 'Karlsruher Atmosphärische Mesoskalige Modell' (KAMM2; BALDAUF, 2002), betrieben. Die Bodenhydrologie soll im vorliegenden VEG3D-Modell überarbeitet werden. Dies betrifft die Lösung der prognostischen Bodenwassergleichung und die Randbedingungen (Infiltrationsbedingung) des Bodenmodells. Darüber hinaus soll das Modell um hydrologische Prozesse und Wasserbilanzkomponenten erweitert werden. Dies sind der Wasserspeicher an der Erdoberfläche mit einer Parametrisierung des Oberflächenabflusses, die Einführung des Gravitationsabflusses am Modellunterrand und die Parametrisierung von Makroporenfluss im Boden. Es soll dann getestet werden, in welchem Maße sich die Einbindung dieser Komponenten auf den Zustand der unteren Atmosphäre unter bestimmten vorgegebenen Bedingungen (z. B. Anfangswassergehalt, Landnutzung, Bodenart, Orografie) auswirkt.

Im Hinblick auf die Wirkung einzelner Vegetations- und Bodenparameter besteht nach wie vor Unsicherheit. Viele Autoren beschäftigten sich in der letzten Dekade mit dieser Problematik: JACQUEMIN & NOILHAN (1990) betrachteten die Vegetation als entscheidenden

Faktor, der die turbulenten Wärmeströme beeinflusst. MIHAJLOVIC ET AL. (1992) beschränkten diese Wirkung auf tonige Böden, während bei Sand- und Lehmböden eine nur sehr geringe Sensitivität der atmosphärischen Grenzschicht auf die Vegetation festgestellt wurde. Als Parameter mit großem Einfluss erwiesen sich die Rauigkeitslänge (HENDERSON-SELLERS, 1993), der Stomata-Widerstand (WETZEL & CHANG, 1988; SIEBERT ET AL., 1992; ÁCS, 1994), die Wurzelfunktion (PITMAN, 1994), der Blattflächenindex (SIEBERT ET AL., 1992) und die Oberflächenalbedo (CHARNEY, 1977).

Der Boden, in seiner Eigenschaft Wasser zu speichern und zu transportieren, wird vielfach als wichtigster Teil einer Erdoberflächenparametrisierung betrachtet. So kommen WILSON ET AL. (1987) zu dem Ergebnis, dass die Bodentextur der sensitivste Parameter ist. Ein Großteil der Forschungsergebnisse zeigt, dass der Bodenwassergehalt einen größeren Einfluss auf die atmosphärische Grenzschicht hat als die Vegetation (SCHÄDLER, 1990; WETZEL & CHANG, 1988; SIEBERT ET AL., 1992; SUN & BOSILOVICH, 1996; CUENCA ET AL., 1996; FRANKS ET AL., 1997). Von Bedeutung sind hier stets die experimentellen Bedingungen und vor allem das verwendete Modell mit seinen Parametrisierungen. So begründen SUN & BOSILOVICH (1996) die oftmalige Überschätzung der Vegetationsparameter gegenüber der Bodenfeuchte mit der Verwendung des einfacheren 'force-restore'-Verfahrens gegenüber der numerischen Lösung der Diffusionsgleichung. Sie kommen wie SCHÄDLER (1990) zu dem Ergebnis, dass der Anfangswert der Bodenfeuchte als die Variable mit dem größten Einfluss auf die planetarische Grenzschicht und die Energiebilanz der Erdoberfläche anzusehen ist. Sie fordern, ebenso wie SAVIJÄRVI (1992), SMITH ET AL. (1994) und FIEDLER (1999), eine möglichst genaue Behandlung der Bodenfeuchte. Darüber hinaus muss die Bodenfeuchte auch als wichtiger Faktor für die Entwicklung chemischer Konzentrationen beachtet werden (JACOBSEN, 1999). SUN & BOSILOVICH (1996) weisen darauf hin, dass aufgrund der Verknüpfung der Bodentextur mit der Feldkapazität (die Bodenfeuchte, die sich nach längerer Zeit ohne Wasserzufuhr einstellt) und Welkepunktfeuchte (die Bodenfeuchte, bei der die Vegetation dem Boden kein Wasser mehr entziehen kann) eine möglichst detaillierte Bodenkartierung verwendet werden sollte.

Aus dieser Problemstellung ergibt sich als weiteres Ziel dieser Arbeit, die in einem SVAT-Modell verwendeten Bodenparameter hinsichtlich ihrer natürlichen Variabilität und der sich daraus ergebenden Beeinflussung der Atmosphäre zu untersuchen. Es soll geklärt werden, welche Parameter einen nur geringen Einfluss – z. B. auf die turbulenten Flüsse –

---

haben und als grobe Mittelwerte verwendet werden können, und welche Parameter möglichst genau vorgegeben werden müssen. Es ergeben sich daraus auch Hinweise auf die Prozesse, die in SVAT-Modellen von großer Wichtigkeit sind und somit detailliert beschrieben werden müssen. Weiterführend soll der Einfluss der gewählten Bodenkartierung untersucht werden, um beispielsweise zu zeigen, welche Abweichung sich bei der Verwendung einer falschen Bodenart ergibt oder wie stark sich die Wahl der Klasseneinteilung der Bodenart auf das Modellergebnis auswirkt.

Das zentrale Element des Bodenwassertransports in einem detailliert-physikalischen Modell ist die prognostische Gleichung für die Bodenfeuchte, die 'Richards-Gleichung'. Dies ist eine nichtlineare Differenzialgleichung, deren Verhalten entscheidend von den Eigenschaften Bodenmatrix abhängt. Diese werden mit Hilfe bodenhydraulischer Funktionen beschrieben, zu welchen verschiedene Parametrisierungen existieren. Die Parametrisierung nach CAMPBELL (1974) wird bevorzugt in meteorologischen Modellen verwendet, während in der Hydrologie der Ansatz nach VAN GENUCHTEN (1980) favorisiert wird. Weiterhin werden innerhalb dieser Funktionen bodenartabhängige Bodenkennwerte benötigt, für die in der Literatur unterschiedliche Datensätze zu finden sind (z. B. CLAPP & HORNBERGER, 1978; RAWLS & BRAKENSIEK, 1982; CARSEL & PARRISH, 1988). Es ergeben sich so mehrere Kombinationsmöglichkeiten, die bodenhydraulischen Funktionen zu parametrisieren.

Hinweise auf den bedeutenden Einfluss dieser Parametrisierung auf die Grenzschicht (z. B. EK & CUENCA, 1994) führten zu Arbeiten, die zum Ziel hatten, Unterschiede zwischen diesen Parametrisierungen herauszuarbeiten und zu klären, welche dieser Funktionen für SVAT-Modelle besser geeignet ist. Diese Arbeiten beschränkten sich aber auf eine bestimmte Bodenart ohne die Berücksichtigung von Vegetation (CUENCA ET AL., 1996) oder waren auf die Simulation von Jahresgängen zur Anwendung in globalen Modellen ausgerichtet (SHAO & IRANNEJAD, 1999). Es sollen in dieser Arbeit Vergleiche dieser Parametrisierungen anhand von 'off-line'-Simulationen bei unterschiedlichen Bodenarten und meteorologischen Bedingungen vorgestellt werden. Es steht hierzu der kontinuierliche Datensatz eines mehrjährigen Zeitraums von Bodenprofilmessungen mit 10-Minuten-Mittelwerten (FIEDLER, 1995) zur Verfügung, der einen Vergleich der simulierten mit der gemessenen Bodenfeuchte erlaubt. Darüber hinaus sollen 'on-line'-Simulationen unter verschiedenen Anfangsbedingungen zeigen, wie stark sich die Wahl des Parametrisierungsschemas auf meteorologische Parameter auswirkt.

Zusammenfassend werden in dieser Arbeit folgende Ziele bearbeitet:

- Erweiterung des vorliegenden Boden-Vegetationsmodells um hydrologische Prozesse (Infiltration, untere Randbedingung, Oberflächenspeicher und –abfluss, Makroporenfluss, Grundwasser).
- Einführung weiterer Parametrisierungen der bodenhydraulischen Funktionen (Matrixpotenzial, hydraulische Leitfähigkeit) und zusätzlicher Datensätze der Bodenkennwerte (Sättigungswassergehalt, residualer Wassergehalt, Sättigungsleitfähigkeit u.s.w.).
- Erweiterung der Bodenartkartierung.
- Erweiterung der Vegetationsparameter zur Durchführung jahreszeitabhängiger Simulationen. Validierung des Boden-Vegetationsmodells.
- Sensitivitätsanalyse der eingeführten hydrologischen Prozesse und Parametrisierungen im Rahmen mesoskaliger atmosphärischer Simulationen.

Im folgenden Kapitel werden zunächst einige pedologische und hydrologische Grundlagen erläutert, sowie eine Übersicht über die Behandlung des Bodenwassers in meteorologischen und hydrologischen Modellen gegeben. Im dritten Kapitel wird das für diese Arbeit erweiterte Boden-Vegetationsmodell beschrieben. Die damit durchgeführten Sensitivitätsstudien sowie weitere ein- und dreidimensionale Simulationen werden im anschließenden Kapitel vorgestellt. Im fünften Kapitel werden schließlich die Ergebnisse zusammengefasst, kritisch bewertet und ein Ausblick gegeben.

## **2 KENNTNISSTAND**

### **2.1 DER WASSERKREISLAUF**

Der Wasserkreislauf ist bestimmt durch einen kontinuierlichen Wassertransfer zwischen der Atmosphäre, den Kontinenten und den Weltmeeren (BAUMGARTNER & REICHEL, 1975). Die Atmosphäre erhält über die Verdunstung der Wasser- und Landoberflächen Wasser in gasförmiger Phase. Über Kondensationsprozesse gelangt das Wasser in Form von Niederschlägen auf die Erdoberfläche zurück, wo es - nach Passieren der Vegetation (Interzeptionsspeicher, Stammabfluss, abtropfender Niederschlag) - in den Boden infiltriert, oder - bei Überschreiten der Infiltrationskapazität - oberflächlich abfließt (Horton'scher Oberflächenabfluss; HORTON, 1933). Eine Aufsättigung des Bodens von unten nach oben kann zu gesättigtem Oberflächenabfluss führen (DUNNE, 1978). Über Vorfluter (Gerinne, Bach, Fluss) mit einer möglichen Reinfiltration wird das Wasser dem Meer zugeführt. Eine Zwischenspeicherung des Wassers an der Erdoberfläche erfolgt in Form von Schnee und Eis, aber auch in flüssiger Phase in kleinen Mulden und Senken sowie in Seen.

Infiltriertes Wasser wird im Boden gespeichert bzw. in Mikro- und Makroporen an tiefere Schichten weitergegeben (Sickerung). Ferner sorgt die Kapillarität innerhalb des Porensystems des Bodens für eine Umverteilung des Wassers. Neben der Bodenverdunstung (Evaporation) wird dem Boden zusätzlich über die Wurzelabsorption (Transpiration) Wasser entzogen. Im Bereich von Stauschichten, Tier- und Wurzelgängen und Bodenhorizonten kann lateraler Zwischenabfluss entstehen, wodurch ebenfalls Wasser dem Vorfluternetz zugeführt wird, bzw. wieder zutage tritt (Exfiltration). Darüber hinaus wird dem Boden über Grundwasserzu- und abfluss Wasser entzogen bzw. der Vorfluter gespeist.

Der Wasserkreislauf über Landoberflächen ist somit als eine Abfolge von Transportprozessen und Speicheränderungen zu betrachten.

## **2.2 WASSERBEWEGUNG IN BÖDEN**

Das zentrale Element im Hinblick auf Bodenwassertransport und -speicherung ist die räumliche Anordnung der festen Bodenbestandteile (Bodengefüge), die im wesentlichen für die Verteilung von Wasser und Luft, und damit für die Größe von Grenzflächenflüssen (Infiltration, Abflüsse, Verdunstung) und Sickerung (in Mikro- und Makroporen) verantwortlich ist. Hier spielen zahlreiche pedologische Faktoren, wie z. B. Bodentextur (Körnung), Bodenstruktur (Porengröße), Verdichtung oder Verschlämmung bzw. -krustung der Bodenoberfläche eine Rolle. Organische Bestandteile, wie abgestorbenes Pflanzenmaterial sowie die Aktivität von Fauna und Flora sind ebenfalls von Bedeutung. Als äußere Einflussgrößen kommen Niederschlag, Strahlungsgrößen u.s.w., sowie anthropogene Faktoren (Landnutzung, Bodenbearbeitung) hinzu (WOHLRAB ET AL., 1992).

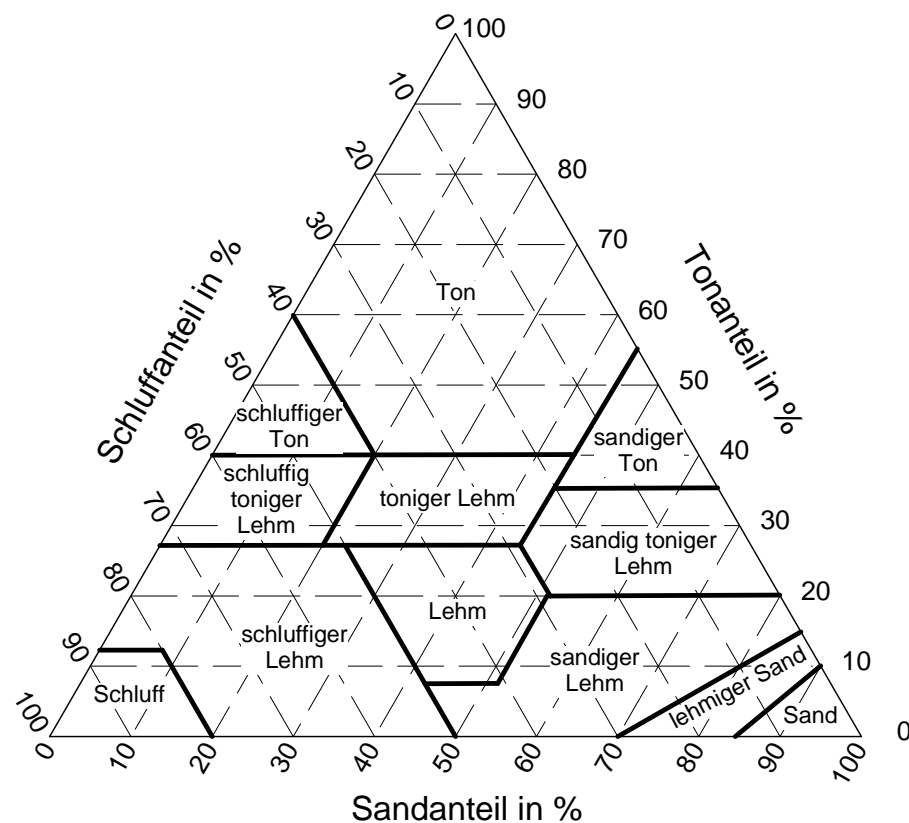
### **2.2.1 BODENEIGENSCHAFTEN**

Der Boden besteht aus organischen und mineralischen Teilchen unterschiedlicher Form und Größe (SCHEFFER, 1998). Er bildet ein Porensystem, in dem sich Wasser, Luft, Wurzeln und Bodenorganismen bewegen. Die Geometrie dieses Porensystems bestimmt die bodenhydraulischen Funktionen: die hydraulische Leitfähigkeit (die 'Wasserleitfähigkeit') und das Matrixpotenzial (das 'Wasserspeichervermögen') des Bodens. Diese Geometrie ist in einem natürlichen Boden aufgrund der vielfältigen biologischen, chemischen und physikalischen Prozesse und Entstehungsmechanismen sehr komplex, insbesondere im Oberboden.

#### **2.2.1.1 MIKROPOREN**

Innerhalb der Mikroporen (Korndurchmesser  $< 2$  mm) spielen Kapillar- und Adsorptionskräfte die größte Rolle. Je feiner der Boden ist, desto schwerer kann dem Boden durch Pflanzen oder die Gravitationskraft Wasser entzogen werden. Die bodenhydraulischen Eigenschaften werden also durch die Porengrößenverteilung der Mikroporen bestimmt.

Am einfachsten lässt sich die Porengrößenverteilung der Korngrößenverteilung des Feinbodens zuordnen. Es werden hier die Anteile an bestimmten Korngrößenfraktionen (z. B. Sand-, Schluff- und Tonfraktion) bestimmt. Das Gemisch der Korngrößenfraktionen kann dann Bodenarten zugewiesen werden (s. Abb. 2.1), die, ausgenommen Lehm Böden, durch die vorherrschende Fraktion charakterisiert sind.



**Abbildung 2.1:** Dreiecksdiagramm der Bodenarten nach USDA (United States Department of Agriculture).

Die Grenzen der Korngrößenfraktionen können je nach Land variieren. Üblicherweise wird die angelsächsische Einteilung verwendet: Ton  $< 2 \mu\text{m}$ , Schluff  $2 - 50 \mu\text{m}$ , Sand  $50 - 2000 \mu\text{m}$  (MARSHALL ET AL., 1996).

Häufig werden auch einfachere Einteilungen der Bodentextur verwendet indem der Boden nur in 'fein' und 'grob' oder in 'sehr fein', 'fein', 'mittel-fein', 'mittel' und 'grob' eingeteilt wird. Daneben existieren aber auch detailliertere Einteilungen wie die deutsche Bodenart-Klassifikation mit 28 Klassen (AG BODEN, 1994).

### 2.2.1.2 MAKROPOREN

Der Wasserfluss in Makroporen ist im wesentlichen dadurch gekennzeichnet, dass Kapillarkräfte nur noch eine untergeordnete Rolle spielen. Bei Boden mit Porendurchmessern ab etwa 2 bis 3 mm kann folglich als makroporös bezeichnet werden. Die wichtigsten Entstehungsmechanismen sind:

- absterbende Pflanzenwurzeln
- Aktivität der Bodenfauna (Wurm- und Wühlgänge)
- Auswaschungsvorgänge
- Bodenaggregation und –disaggregation
- Schrumpfrisse
- Bodenbearbeitung

Makroporosität ist insbesondere beim Infiltrationsvorgang von entscheidender Bedeutung (MAURER, 1997), da hierdurch um mehrere Zehnerpotenzen höhere Infiltrationsraten zustande kommen (GERMANN, 1981) und so, z. B. bei Wald, Oberflächenabfluss fast vollständig verhindert werden kann (WOHLRAB ET AL., 1992). Eine Zusammenfassung über gemessene Geschwindigkeiten des Makroporenflusses ist bei BEVEN & GERMANN (1981) zu finden. Es werden dort Werte bis zu  $2,1 \text{ cm s}^{-1}$  angegeben. Daneben gibt es Schätzungen für den Fluss in Wurmlöchern von bis zu  $25 \text{ cm s}^{-1}$  (BOUMA ET AL., 1982). Unter Stauverhältnissen fanden WATSON & LUSMOORE (1986), dass 73 % des Wasserflusses in Makroporen geleitet wird. Entsprechend dieser Zahlenwerte folgt ein großer Einfluss des Makroporensystems auf den Infiltrationsvorgang, den Zwischenabfluss und die Sickerung in den obersten Bodenschichten. Die Makroporosität weist infolge ihrer Entstehungsmechanismen eine erhebliche lokale Variabilität auf. Darüber hinaus sind auch vegetations- und ereignisabhängige Veränderungen festzustellen (SCHIFFLER, 1992).

### 2.2.2 SICKERUNG

Wasserflüsse in Mikroporen lassen sich mit der Richards-Gleichung beschreiben. Dabei wird angenommen, dass der Boden aus festen Bestandteilen (Bodenmatrix), Flüssigwasser und Bodenluft besteht. Der Einfluss von Temperatur- oder Salzgehaltgradienten auf die Wasserbewegungen wird vernachlässigt. Wasserdampftransporte werden in einigen weni-



gen Modellen berücksichtigt (BRADEN, 1995; NAGAI, 2002), können aber bei mesoskaligen Simulationen ebenfalls vernachlässigt werden.

Mit Hilfe der Potenzialtheorie lässt sich die Gesamtenergiedichte des Bodenwassers als Wasserpotenzial  $\psi_w$  (hydraulisches Potenzial) betrachten. Es setzt sich zusammen aus dem Gravitationspotenzial  $\psi_g$  (potenzielle Energie aufgrund Gravitationskraft) und dem Matrixpotenzial  $\psi$  (potenzielle Energie aufgrund von Oberflächen- und Kapillarkräften):

$$\psi_w = \psi + \psi_g, \quad (2.1)$$

mit

$$\psi_g = -z. \quad (2.2)$$

Wird die Potenzialenergie auf das Gewicht des Wassers bezogen, so erhält man als Einheit für  $\psi$  Meter.  $z$  ist hier die Bodentiefe, die nach unten zunimmt.

Betrachtet man lediglich die Vertikalkomponente, so lässt sich der Wasserfluss  $j_w$  infolge eines Energiegefälles für gesättigte Verhältnisse mit dem Darcy-Gesetz (DARCY, 1856) beschreiben:

$$j_w = -K \frac{\Delta\psi_w}{\Delta z}. \quad (2.3)$$

$K$  wird darin als die 'hydraulische Leitfähigkeit' bezeichnet. Der Übergang zu Differentialquotienten und die Übertragung auf ungesättigten Boden liefert das Buckingham-Darcy-Gesetz:

$$j_w = -K(\theta) \frac{d\psi_w}{dz}. \quad (2.4)$$

Dabei ist  $\theta$  der volumetrische Bodenwassergehalt (Wasservolumen pro Bodenvolumen).

Aus der Massenbilanzgleichung und Gleichung 2.4 erhält man unter Berücksichtigung der Gleichungen 2.1 und 2.2 die prognostische Diffusionsgleichung:

$$\frac{\partial\theta(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta,z) \left( \frac{\partial\psi(\theta,z)}{\partial z} - 1 \right) \right] - r_w(\theta,z), \quad (2.5)$$

bzw.

$$\frac{\partial\theta(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta,z) \frac{\partial\psi(\theta,z)}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\theta,z)}{\partial z} - r_w(\theta,z). \quad (2.6)$$

Darin bezeichnet die Senke  $r_w$  die Wasseraufnahmerate durch Wurzeln.

Führt man den Bodenwasser-Diffusionskoeffizienten  $D$  mit

$$D(\theta, z) = K(\theta, z) \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad (2.7)$$

ein, so erhält man die Richards-Gleichung in der Wassergehalt-Form:

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D(\theta, z) \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\theta, z)}{\partial z} - r_w(\theta, z). \quad (2.8)$$

Wird hingegen die spezifische Wasserkapazität  $C_w$  mit

$$C_w(\psi) = \frac{d\theta}{d\psi} \quad (2.9)$$

eingeführt und berücksichtigt man

$$K(\psi(\theta)) = K(\theta), \quad (2.10)$$

so erhält man die Potenzialform der Richards-Gleichung:

$$C_w(\psi, z) \frac{\partial \psi(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\psi, z) \left( \frac{\partial \psi(z, t)}{\partial z} - 1 \right) \right] - r_w(\theta, z). \quad (2.11)$$

Diese Gleichung bildet fast ausnahmslos die Grundlage für die Lösung von Flussproblemen. Zu ihrer Lösung, die nicht analytisch möglich ist, werden neben Anfangs- und Randbedingungen die hydraulischen Materialeigenschaften  $\theta(\psi)$  und  $K(\theta)$  benötigt.

### 2.2.3 GRENZFLÄCHENFLÜSSE: ABFLUSS UND INFILTRATION

Wasser infiltriert in den Porenraum des Bodens während eines Niederschlagsereignisses unter dem Einfluss von Schwerkraft und Kapillarkräften. Als Infiltrationsrate wird das Wasservolumen, welches pro Zeiteinheit versickert, bezeichnet. Die maximal mögliche Infiltrationsrate (Infiltrationskapazität) variiert dabei zeitlich, da sie vom Bodenwassergehalt abhängt.

Übersteigt die Niederschlagsrate die Infiltrationskapazität der obersten Bodenschicht, so entsteht - nach dem Auffüllen kleiner Vertiefungen auf der Bodenoberfläche (Muldenrückhalt) - Horton'scher Oberflächenabfluss (HORTON, 1933). Daneben führt eine Bodenauf-sättigung von unten nach oben (durch versickerndes Niederschlagswasser und lateral zusi-ckerndes Wasser) zu gesättigtem oder Dunne'schem Oberflächenabfluss (DUNNE, 1978).

Zwischenabfluss im Boden findet auf kapillaren Wegen (Matrixfluss), nichtkapillaren Wegen (Schrumpfrisse, Tiergänge, Wurzelkanäle) sowie über schnell reagierendes Grundwasser statt. Die praktische Identifikation und Quantifizierung dieser Mechanismen ist äußerst schwierig, da sie von einer Vielzahl an geomorphologischen, pedologischen und topografischen Faktoren beeinflusst werden.

Nur zu Anfang ist der Oberflächenabfluss als Schichtfluss aufzufassen. Der weitere Transportvorgang erfolgt in Rinnen und Ackerfurchen bis das Vorfluternetz erreicht wird. In Abflussganglinien kleiner Einzugsgebiete lassen sich Oberflächenabfluss (hohe kurzzeitige Welle unmittelbar nach dem Niederschlagsereignis) und Zwischen- bzw. Grundwasserabfluss (zeitlich verzögerte flache und länger anhaltende Welle) deutlich voneinander trennen.

Das System Abfluss lässt sich in zwei Prozesse aufteilen: Entstehung und Transport des Abflusses. Hinsichtlich des Stofftransports, der Erosion und der Hochwasservorhersage spielen diese Prozesse in Hydrologie und Wasserwirtschaft eine große Rolle. Für meteorologische Fragestellungen, insbesondere bei der Betrachtung mesoskaliger Phänomene im Bereich von wenigen Tagen, wird letztgenannter Prozess vernachlässigt, was mit dessen langsamer Geschwindigkeit (Horton'scher Oberflächenabfluss:  $10 - 500 \text{ m h}^{-1}$ ; Zwischenabfluss:  $0,3 - 100 \text{ m h}^{-1}$ ; BLÖSCHL & SIVAPALAN, 1995) begründet werden kann.

Infiltrationsraten liegen im Bereich der Mikroporen bei maximal wenigen  $\text{mm h}^{-1}$ ; sind jedoch Makroporen vorhanden, so kann, nach Überschreitung der Bodensättigung, eine Geschwindigkeit von mehreren  $\text{cm s}^{-1}$  erreicht werden (WOHLRAB ET AL., 1992). Kleinkräumig kann die Infiltrationsrate aufgrund der Makroporosität um mehrere Zehnerpotenzen streuen, was deren Parametrisierung erheblich erschwert. Eine große Bedeutung kommt den Makroporen bei der Verhinderung von Oberflächenabfluss (vor allem bei Wald und Sozialbracheflächen) sowie bei der Simulation von Stofftransporten (Auswaschung) zu.

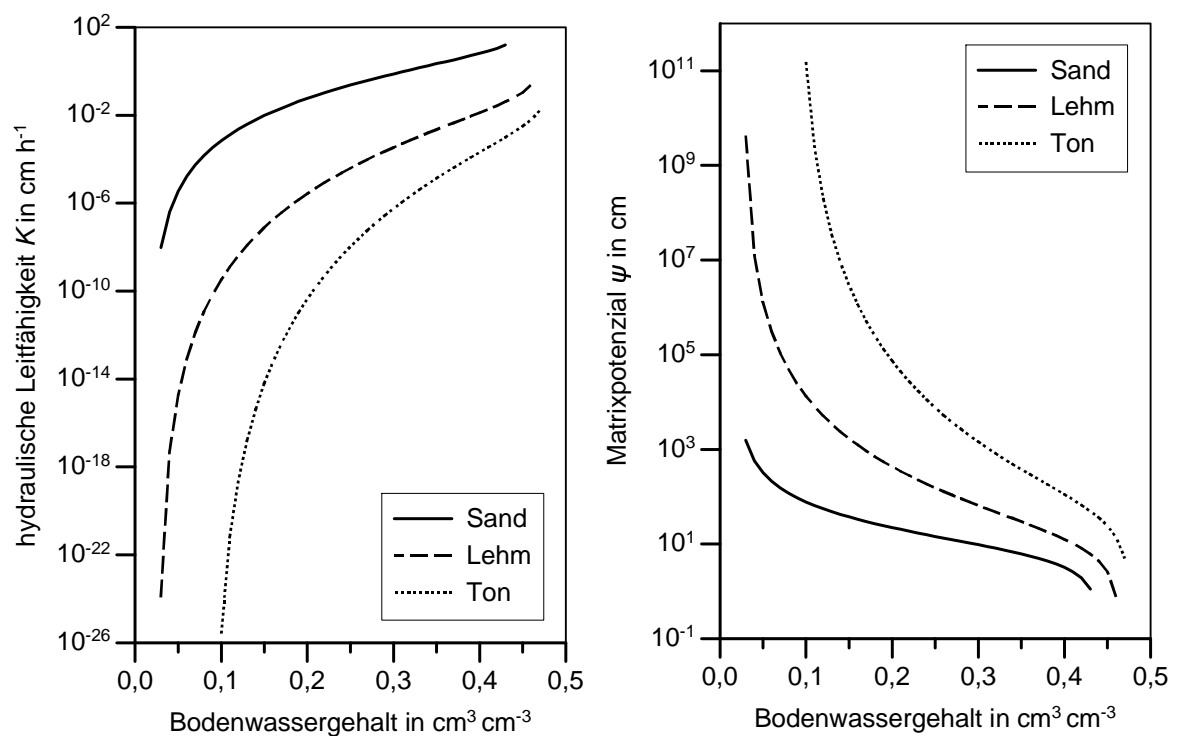
## 2.3 MODELLIERUNG DES BODENWASSERS

Die Modellierung des Bodenwassergehalts als zentraler Teil des hydrologischen Zyklus spielt nicht nur in Atmosphärenmodellen als untere Randbegrenzung eine Rolle, sondern ist ebenso in hydrologischen Modellen ein wichtiger Bestandteil, z. B. bei Problemen des Stofftransports. Der, bedingt durch unterschiedliche Problemstellungen, breite zeitliche und räumliche Skalenbereich führte zur Entwicklung einer Vielzahl an Modellen und Modellteilen unterschiedlicher Komplexität. Trotz dessen, dass eine physikalisch-deterministische Vorgehensweise bei der Modellierung des Bodenwassers in Meteorologie und Hydrologie erstrebenswert ist und auch immer mehr angegangen wird, lassen sich diese beiden Bereiche immer noch voneinander trennen. Ein Vergleich gebräuchlicher Parametrisierungen der Erdoberfläche ('Land Surface Parameterization' – LSP) in atmosphärischen Modellen mit physikalisch begründeten hydrologischen Modellen soll mögliche Verbesserungen in LSPs aufzeigen.

### 2.3.1 PARAMETRISIERUNGSANSÄTZE

Die gebräuchlichsten Parametrisierungsansätze für die hydraulische Leitfähigkeit und das Matrixpotenzial (Retentionsfunktion) stammen von BROOKS & COREY (1964), CAMPBELL (1974) und VAN GENUCHTEN (1980). In allen Ansätzen wird versucht, diese bodenhydraulischen Funktionen mit der einfach zu bestimmenden Korngrößenverteilung in Zusammenhang zu bringen. Neben der direkten empirischen Bestimmung der Parameter (Bodenkennwerte) innerhalb dieser Funktionen existieren Pedotransferfunktionen (z. B. RAWLS & BRAKENSIEK, 1985; CARSEL & PARISH, 1988; RAWLS & BRAKENSIEK, 1989; VERECKEN ET AL., 1990), die - ausgehend von der prozentualen Zusammensetzung des Bodens aus den Korngrößen Sand und Ton – einen funktionalen Zusammenhang der Bodenkennwerte zur Bodentextur bieten. Aufwendigere Pedotransferfunktionen benötigen darüberhinaus Eingabegrößen wie den organischen Volumenanteil des Bodens und die Bodendichte (z. B. VERECKEN ET AL., 1989, WÖSTEN, 1997).

Zwischen den Bodenkennwerten der Parametrisierungsansätze bestehen Beziehungen, so dass sich ein Datensatz der Bodenkennwerte gleichermaßen auf alle Ansätze anwenden lässt (RAWLS ET AL., 1992). Dennoch weisen SHAO & IRANNEJAD (1999) darauf hin, dass die Ermittlung einzelner Parametersätze stets bezüglich eines bestimmten Ansatzes durchgeführt wurde, so dass es trotz der physikalisch gleichen Bedeutung der Bodenkennwerte zu Ungenauigkeiten kommen kann.



**Abbildung 2.1:** Hydraulische Leitfähigkeit und Matrixpotenzial dreier Bodenarten nach VAN GENUCHTEN (1980). Bodenkenngrößen nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982).

Hysteresiseffekte, die besonders beim Matrixpotenzial auftreten, werden in Modellierungen meistens vernachlässigt. Abbildung 2.1 zeigt die Zunahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit zunehmendem Wassergehalt und die Abnahme des Matrixpotenzials mit zunehmender Bodenfeuchte. Darüber hinaus ist die Leitfähigkeitszunahme mit zunehmender Korngröße von Ton- bis Sandböden sowie die damit gekoppelte Abnahme des Matrixpotenzials zu sehen.

Innerhalb der Hydrologie und Bodenphysik wird der Ansatz von VAN GENUCHTEN (1980) verwendet, während in der atmosphärischen Modellierung die Funktionen nach BROOKS & COREY (1964) und CAMPBELL (1974) benutzt werden (CUENCA ET AL., 1996; SHAO & IRANNEJAD, 1999). CLAPP & HORNBERGER (1978) sowie COSBY ET AL. (1984) erstellten

aus einer großen Anzahl an Datensätzen neue Parametersätze zu den Funktionen nach CAMPBELL (1974), so dass diese Parametrisierung zumeist als 'Parametrisierung nach CLAPP UND HORNBERGER' bzw. 'nach COSBY ET AL.' bezeichnet wird. Diese werden in allen LSPs – abgesehen vom Modell von ABRAMOPOULOS (1988) – verwendet (YANG ET AL., 1998).

### 2.3.1.1 FUNKTIONEN NACH BROOKS UND COREY

Das Matrixpotenzial  $\psi$  wird in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt  $\theta$  und eines im Boden verbleibenden residualen Wassergehalts<sup>1</sup>  $\theta_r$  als Variation des Matrixpotenzials unter nahezu gesättigten Bedingungen beschrieben:

$$\psi(\theta) = \psi_s \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{-\frac{1}{\lambda}} \quad (2.12)$$

$\theta_s$  ist hier der Sättigungswassergehalt und entspricht dem Porenvolumen des Bodens.  $\psi_s$  ist das Matrixpotenzial unter nahezu gesättigten Verhältnissen.

In gleicher Weise wird die hydraulische Leitfähigkeit  $K$  als Variation der gesättigten Leitfähigkeit  $K_s$  formuliert:

$$K(\theta) = K_s \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{2}{\lambda} + 3} \quad (2.13)$$

$K_s$ ,  $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $\psi_s$  und der Porengröße-Parameter  $\lambda$  sind abhängig von der Bodentextur zu wählen. RAWLS & BRAKENSIEK (1982) ermittelten aus 1323 Messungen einen Datensatz für diese Parameter.

### 2.3.1.2 FUNKTIONEN NACH CAMPBELL

Die Funktionen nach CAMPBELL (1974) mit den Parametersätzen von CLAPP & HORNBERGER (1978) ist bei meteorologischen Modellen der am häufigsten verwendete

---

<sup>1</sup> Der residuale Bodenwassergehalt kann als der Bodenwassergehalt aufgefasst werden, der unter natürlichen Bedingungen dem Boden durch Abfluss, Verdunstung oder Transpiration nicht entzogen werden kann.

Ansatz. Ihm liegen 1446 Datensätze aus 34 Orten in den USA zugrunde. Die Bodenart teilten CLAPP & HORNBERGER (1978) in 11 Klassen ein. COSBY ET AL. (1984) verwendeten zusätzlich noch Bodendaten von RAWLS ET AL. (1976). Die Funktionen entsprechen – unter Vernachlässigung des residualen Wassergehalts – dem Ansatz von BROOKS & COREY (1964).

Das Matrixpotenzial hat die Form

$$\psi(\theta) = \psi_s \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b}, \quad (2.14)$$

die hydraulische Leitfähigkeit ist gegeben durch

$$K(\theta) = K_s \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{3+2b}. \quad (2.15)$$

EK & CUENCA (1994) stellten bei einer Variation des Clapp/Hornberger-Parameters  $b$  um die Standardabweichung außerordentlich hohe Variationen der Wärmeflüsse fest, was neben der Sensitivität der Atmosphäre auf den Bodenfeuchtegehalt auch die Wichtigkeit einer korrekten Parametrisierung der Bodenwasserbewegung zeigt. Der Clapp/Hornberger-Parameter entspricht in Gleichung 2.12 und 2.13 dem Kehrwert von  $\lambda$ :

$$b = \frac{1}{\lambda}. \quad (2.16)$$

### 2.3.1.3 FUNKTIONEN NACH VAN GENUCHTEN

Die Parametrisierung nach VAN GENUCHTEN (1980) beruht auf einem Datensatz von RAWLS ET AL. (1982) aus 1323 Böden, eingeteilt in 11 Texturklassen. Daneben existiert eine 12-Klasseneinteilung von CARSEL & PARISH (1988), die über 5600 Bodenmessungen zur Grundlage hat. In den Bereichen Bodenphysik und Hydrologie ist dies die weitverbreiteste Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen.

Das Matrixpotenzial ist in folgender Form gegeben:

$$\psi(\theta) = \frac{1}{\alpha} \left[ \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{-\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}. \quad (2.17)$$

Darin ist  $\alpha$  der Kehrwert des Lufteintrittspunktes, während  $m$  und  $n$  Anpassungsparameter sind, die in folgender Beziehung zueinander stehen:

$$m = 1 - \frac{1}{n}. \quad (2.18)$$

VAN GENUCHTEN (1980) und RAWLS ET AL. (1992) weisen auf die Korrespondenz zwischen  $\alpha$  und  $\psi_s$  hin, so dass im folgenden

$$\psi_s = \frac{1}{\alpha} \quad (2.19)$$

angenommen wird. Die hydraulische Leitfähigkeit erhält VAN GENUCHTEN (1980) aus der 'Mualem-Beziehung' (MUALEM, 1976), die  $K(\theta)$  in Abhängigkeit vom Matrixpotenzial zu

$$K(\theta) = K_s \sqrt{\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}} \left[ 1 - \left( 1 - \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (2.20)$$

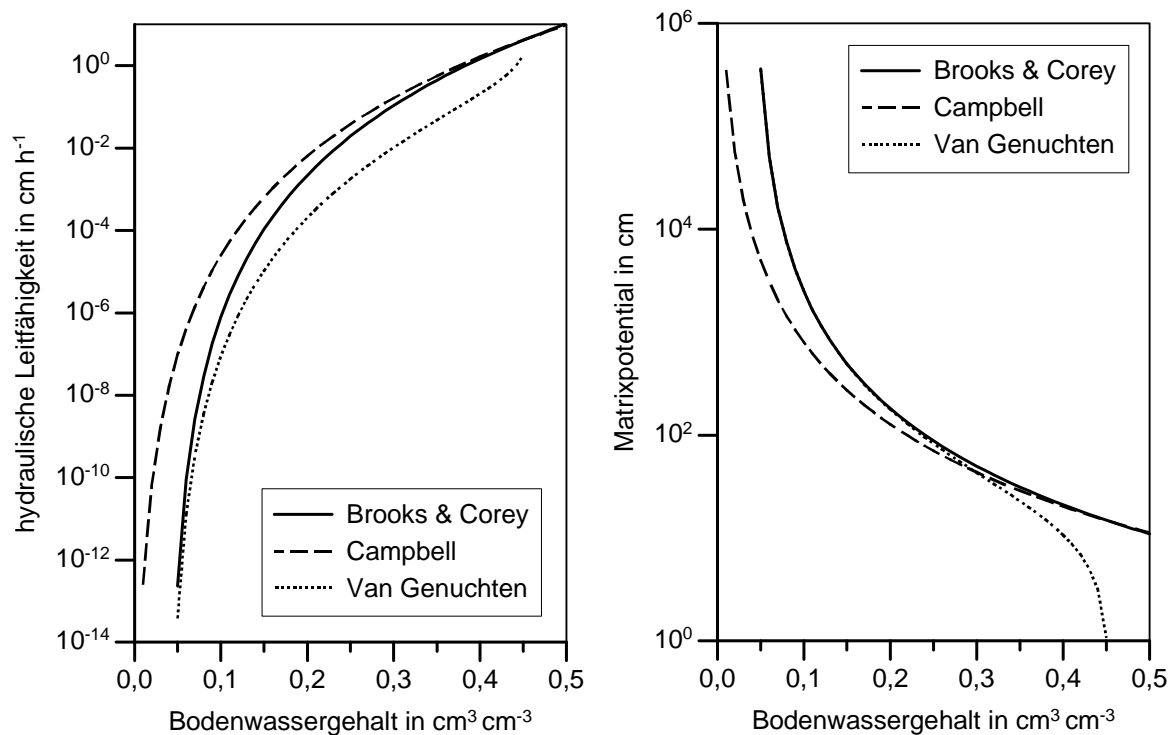
angibt. Für den Anpassungsparameter  $n$ , der als Maß für die 'Glätte' der Porenverteilung angesehen werden kann, gilt (RAWLS ET AL., 1992)

$$n = \lambda + 1, \quad (2.21)$$

womit wiederum eine Analogie zu den Gleichungen von BROOKS & COREY (1964) (Gl. 2.12 u. Gl. 2.13, S. 16) hergestellt ist.

Ein Vergleich der drei Parametrisierungen (s. Abb. 2.2) zeigt die Wirkung der Einbeziehung eines residualen Wassergehalts bei BROOKS & COREY (1964) und VAN GENUCHTEN (1980). Darüber hinaus spiegelt der Kurvenverlauf bei VAN GENUCHTEN (1980) die realistische 'S-Form' des Matrixpotenzials in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt, wie man sie aus Feldmessungen erhält, wider. Die anderen beiden zeigen lediglich einen asymptotischen Verlauf. Bei einem Vergleich der Funktionen für die hydraulische Leitfähigkeit erhält man bei der Parametrisierung nach CAMPBELL (1974) je nach Wassergehalt und Bodentextur um einige Zehnerpotenzen höhere Werte als bei den Funktionen nach VAN GENUCHTEN (1980). Mit abnehmender Korngröße des Bodens nehmen diese Unterschiede noch weiter zu.





**Abbildung 2.2:** Hydraulische Leitfähigkeit und Matrixpotenzial von sandigem Lehm mit Funktionen nach BROOKS & COREY (1964), CAMPBELL (1974) und VAN GENUCHTEN (1980). Bodenkenngrößen nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982).

Eine vergleichende atmosphärische Simulation mit den Funktionen nach CAMPBELL (1974) (mit Bodenkenngrößen nach CLAPP & HORNBERGER, 1978) und VAN GENUCHTEN (1980), wie sie CUENCA ET AL. (1996) durchführten, zeigt erhebliche Differenzen bei den Energiebilanzkomponenten und weiteren meteorologischen Variablen. Aufgrund dessen, dass die van Genuchten-Parametrisierung einen realistischeren Kurvenverlauf beim Matrixpotenzial und der hydraulischen Leitfähigkeit hat und sie in den Fachgebieten Bodenphysik und Hydrologie favorisiert wird, fordern CUENCA ET AL. (1996) eine verstärkte Berücksichtigung dieser Funktionen bei Simulationen der atmosphärischen Grenzschicht. Auch SHAO & IRANNEJAD (1999) erkannten die Überlegenheit dieser Parametrisierung, doch erachten sie die anderen beiden Parametrisierungen aufgrund deren numerischer Effizienz als ausreichend bei LSPs für globale Modelle.

### 2.3.2 BODENWASSER IN METEOROLOGISCHEN MODELLEN

Die Behandlung der Bodenfeuchte in mesoskaligen Atmosphärenmodellen erfolgt durch integrierte Bodenmodule, oder aber durch die Ankopplung eigenständiger SVAT-Modelle. Obwohl diese oftmals in globalen Modellen angewendet werden, wird die Bodenfeuchte – ebenso wie in der Meso- $\beta$  und - $\gamma$  Skala – auf der Punktskala parametrisiert, so dass nach Aussage vieler Autoren diese Modelle skalunenabhängig sind (HENDERSON-SELLERS & BROWN, 1992). Dennoch bestehen Probleme bei der Übertragung der auf der Punktskala entwickelten SVAT-Modelle auf größere Gitterweiten (SELLERS ET AL., 1997). Andererseits sind SVAT-Modelle in CGMs aufgrund der dort verwendeten großen Zeitschritte und Gitterweiten häufig zu wenig detailliert als dies für mesoskalige Anwendungen wünschenswert wäre. Beispielsweise wird auf eine Parametrisierung des Makroporenflusses oder die explizite Beschreibung des Oberflächenwassers in nahezu allen Modellen verzichtet. Aus Sicht dieser SVAT-Modelle sind diese Prozesse natürlich von geringerer Bedeutung, da sie vor allem zu kurzzeitigen Änderungen der Bodenfeuchte führen, die aufgrund der großen Zeitschritte dieser Modelle nicht aufgelöst werden. Eine Zwischenspeicherung des nicht infiltrierenden Wassers ist beispielsweise nicht notwendig, wenn das Modell mit Niederschlagsmittelwerten über mehrere Stunden oder gar einen Tag arbeitet. Die Niederschlagsrate ist dann zu gering um die Infiltrationskapazität zu überschreiten. Dies berechtigt natürlich zur Verwendung 'einfacher' SVAT-Modelle bei Simulationen mit GCMs (Global Climate Model), wie z. B. auch zur Verwendung des 'force-restore'-Verfahrens (s. Kap. 2.3.2.4, S. 29), da für die mesoskalige Modellierung aber häufig diese SVAT-Module übernommen werden, kann dies bei der Simulation von Tagesgängen zu Ungenauigkeiten führen. Weitere Angaben zur Behandlung der Hydrologie in GCMs sind bei O'KANE (1994) und HARDING (1995) zu finden.

Mit dem Ziel der besseren Parametrisierung der Wechselwirkungen zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre wurde in den 80er und 90er Jahren eine Vielzahl an 'large/meso-scale'-Experimenten durchgeführt. Als Beispiel seien das 'Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment – Modélisation du Bilan Hydrique' (HAPEX-MOBILHY) in Frankreich 1986 (ANDRÉ ET AL., 1988) und das 'First International Satellite Land Surface Climatology Project Field Experiment' (FIFE; SELLERS ET AL., 1992) genannt, welches 1987 in den USA stattfand. Ein ausführlicher Vergleich unterschiedlicher LSPs für GCMs wurde im 'Project

for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes' (PILPS; HENDERSON-SELLERS ET AL., 1995; SHAO & HENDERSON-SELLERS, 1996; CHEN ET AL., 1997; WOOD ET AL., 1998) von 1992 bis 1999 durchgeführt.

Die folgende Tabelle (Tab. 2.1) listet die gebräuchtesten SVAT-Modelle und einige Atmosphärenmodelle mit den für die Behandlung des Bodenwassers wichtigsten Charakteristika auf. Zu beachten ist, dass diese Modelle einer steten Entwicklung unterworfen sind und zum Teil verschiedene Versionen eines Modells verwendet werden. Die Beschreibungen beziehen sich auf die angegebenen Referenzen. Die Abkürzungen der Modellnamen sind im Anhang A.1 (s. S. 223) zu finden.

Modell	Schichtanzahl für		Sickerung/ Infiltration	Referenz
	$\theta^*$	Wurzeln		
ALISIS	5	5	Diffusion	IRANNEJAD & SHAO (1998) MUNRO ET AL. (1998)
AMBETI	13	13	Diffusion	BRADEN (1995)
BASE	3	3	Darcy-Gesetz	DESBOROUGH & PITMAN (1998)
BATS, VBATS, BATS1E NCAR-CCM2/3 NCAR REGCM2 PNL-RCM	3	2	Darcy-Gesetz	SETH ET AL. (1994) CIRET & HENDERSON-SELLERS (1998) GIORGI ET AL. (1993) LEUNG & GHAN (1995)
BUCK, BUCKET GFDL GCM CSIRO DARLAM NCAR-CCM1	1	1	'bucket'	MANABE (1969), ROBOCK ET AL. (1995) MILLY (1992) MCGREGOR & WALSH (1993) ROADS ET AL. (1996)
CLASS	3	3	Darcy-Gesetz	VERSEGHY (1991)

Modell	Schichtanzahl für		Sickerung/ Infiltration	Referenz
	$\theta^*$	Wurzeln		
CRCM	1	1	'bucket'	CAYA & LAPRISE (1999)
CSIRO9 GCM	3	1	'force-restore'	KOWALCZYK ET AL. (1991)
CSU RAMS	7	3	Darcy-Gesetz	PIELKE ET AL. (1992)
LEAF				AVISSAR & PIELKE (1989)
LEAF-2				TAYLOR ET AL. (1998)
DAYCENT	> 4	> 4	Darcy-Gesetz	PARTON ET AL. (1998)
ECHAM-3	1	1	'bucket'	DÜMENIL & TODINI (1992)
ECHAM-4				ROECKNER ET AL. (1996)
				SCHULZ ET AL. (2001)
ECMWF	4	3	Diffusion	VITERBO & BELJAARS (1995) BETTS ET AL. (1998)
EM/DM	3	3	Darcy-Gesetz	DWD (1996)
LM				CALLIES ET AL. (1998)
EZM	3	3	Darcy-Gesetz	MOUSSIOPOULOS (1995)
FITNAH	4	4	Diffusion	JÜRRENS (1996) GROß (1991)
FOOT3DK	2	1	'force-restore'	BRÜCHER (1997)
GESIMA	2	1	'force-restore'	EPEL ET AL. (1995)
GISS GCM	6	6	Darcy-Gesetz	ABRAMOPOULOS ET AL. (1988) ROSENZWEIG & ABRAMOPOULOS (1991)
IAGL	5	4	Diffusion	DERIDDER & SCHAYES (1997)

Modell	Schichtanzahl für		Sickerung/ Infiltration	Referenz
	$\theta^*$	Wurzeln		
ISBA				NOILHAN & PLANTON (1989) NOILHAN & MAHFOUF (1996)
PÉRIDOT	2	1	'force-restore'	MAHFOUF & NOILHAN (1996)
MESO-NH				BELAIR ET AL. (1998)
ARPÈGE				MAHFOUF ET AL. (1995)
ISBA-3L	3	1	'force-restore'	BOONE ET AL. (1999)
KAMM	7	7	Diffusion	SCHÄDLER (1990) LENZ (1996)
LAPS	3	2	Darcy-Gesetz	MIHAIOVIC (1996)
LSPM	5	5	Diffusion	CASSARDO ET AL. (1998)
MAPS	2	1	'force-restore'	SMIRNOVA ET AL. (1997)
METRAS	2	1	'force-restore'	SCHLÜNZEN (1988)
MO UM	1	1	'bucket'	JONES ET AL. (1995) DOLMAN & GREGORY (1992)
MOSAIC	3	2	Darcy-Gesetz	KOSTER & SUAREZ (1992a)
NCAR GENESIS GCM LSX	6	6	Diffusion	THOMPSON & POLLARD (1995)
NMC MEDIUM- RANGE FORECAST MODEL NCEP-NCAR-ETA- MODEL (1995)	2	2	'bucket'	PAN (1990)
NCEP-NCAR-ETA- MODEL (1996)	2	1	Darcy-Gesetz	PAN & MAHRT (1987) PAN (1990) BETTS ET AL. (1996)

Modell	Schichtanzahl für		Sickerung/ Infiltration	Referenz
	$\theta^*$	Wurzeln		
NCMRWF GDAFS	2	2	'bucket'	PAN (1990) RAMESH & IYENGAR (1999)
OSU CAPS	3	2	Darcy-Gesetz	MAHRT & PAN (1984) PAN & MAHRT (1987) HUANG & LYONS (1995) CHEN ET AL. (1996) CHANG ET AL. (1999)
OSU CAPS	3	1	Diffusion	KIM & EK (1995)
PLACE	5	2	Darcy-Gesetz	WETZEL & BOONE (1995)
PMM	2	1	'force-restore'	BOSILOVICH & SUN (1995) BOSILOVICH & SUN (1998)
PROGSURF	3	2	Darcy-Gesetz	ÁCS & HANTEL (1998)
PSU/NCAR MM4/5	2	1	'force-restore'	PLEIM & XIU (1995)
PSU/NCAR MM5	2	1	Diffusion	XIU & PLEIM (2001)
RCSM	2	2	Diffusion	KIM ET AL. (1998)
REMO	3	3	Darcy-Gesetz	JACOB & PODZUN (1997)
SECHIBA2	2	1	Choisnel	DUCOUDRE ET AL. (1993)
SEWAB	6	1	Diffusion	MENGELKAMP ET AL. (1997) MENGELKAMP ET AL. (2000)
SIBJMA	3	3	Diffusion	SELLERS ET AL. (1986)
SOLVEG	7	7	Diffusion	NAGAI (2002)
SPONSOR	2	2	Darcy-Gesetz	SHMAKIN (1998)

Modell	Schichtanzahl für		Sickerung/ Infiltration	Referenz
	$\theta^*$	Wurzeln		
SSIB	3	1	Diffusion	XUE ET AL. (1991)
SIB2				SELLERS ET AL. (1996)
COLA GCM				XUE ET AL. (1996)
SUNYA-RECM	2	1	'force-restore'	DUDEK ET AL. (1996)
SWAP	1	1	'bucket'	GUSEV & NASONOVA (1997)
SWAP-2				GUSEV & NASONOVA (2000)
SWB	2	2	'bucket'	SCHAAKE ET AL. (1996)
UGAMP	3	2	Darcy-Gesetz	SLINGO (1998)
VIC-2L	2	2	Variable Infiltr.	LOHMANN (1996)
VIC-3L	3	2	Variable Infiltr.	LIANG ET AL. (1994)

**Tabelle 2.1:** Land-Oberflächen-Parametrisierungen und Atmosphärenmodelle: Anzahl der Bodenschichten, Berechnungsverfahren der Sickerung und Referenzen. (nach CHEN ET AL. (1997), HENDERSON-SELLERS ET AL. (1995), SHAO & HENDERSON-SELLERS (1996), SCHLÜNZEN (1994) u. a.)

Während der Durchführung von PILPS (SHAO & HENDERSON-SELLERS, 1996; WOOD ET AL., 1998) wurden erhebliche Unterschiede der Simulationsergebnisse von Wasserkreislauf (LOHMANN ET AL., 1998) und Energieflüssen (LIANG ET AL., 1998) bei den 16 dort untersuchten SVAT-Modellen festgestellt, die nicht zuletzt auf die jeweilige Modellierung des Bodenwassers zurückzuführen sind. Die Modellvergleiche zeigen, dass unter vorgegebenen Anfangswerten und meteorologischem Antrieb Unterschiede in den Schemata vor allem der unterschiedlichen Behandlung bodenhydrologischer Prozesse zugeschrieben werden können (MUNRO ET AL., 1998). Die Modellierung des Bodenwassers lässt sich zwar in verschiedene Klassen einteilen, doch sind diese nicht immer eindeutig voneinander trennbar; insbesondere zwischen der Beschreibung der Sickerung mittels der Darcy-Gleichung und der Lösung der Diffusionsgleichung sind die Übergänge fließend.

Bei Bodenfeuchte-Simulationen in meteorologischen SVAT-Modellen werden laterale Flüsse zwischen benachbarten Gitterzellen stets vernachlässigt, da diese Flüsse – angetrieben nur durch Gradienten des Matrixpotenzials – im Vergleich zu den horizontalen Gitter-

weiten und Zeitschritten der Modelle sehr klein sind. Es genügt also, sich auf die eindimensionale Beschreibung der Bodensäule zu beschränken, und so ist das auffälligste Merkmal die Anzahl der Schichten. Diese kann bei Langzeitsimulationen innerhalb von GCMs sehr klein sein. Abgesehen von der Modellierung der Sickerung ist die Komplexität der Erdoberflächenparametrisierung - und damit die Qualität der Simulation - wesentlich von der Anzahl der verwendeten Parameter abhängig, die innerhalb der unterschiedlichen Methoden variieren kann. Weitere klassifizierende Merkmale sowie vergleichende Simulationen sind bei SHAO & HENDERSON-SELLERS (1996) und CHEN ET AL. (1996) zu finden.

Die folgende Beschreibung gibt einen Überblick über die grundlegenden Merkmale der Modellkonzepte. Innerhalb einer Klasse kann es hiervon Abweichungen aufgrund von modellspezifischen Eigenheiten geben. Insbesondere die Komplexität der Modelle kann sehr hoch sein. So arbeiten selbst einfache 'bucket'-Modelle häufig mit einem Schneespeicher oder haben eine recht detaillierte Beschreibung von Transpiration und Evaporation.

### 2.3.2.1 'BUCKET'-METHODE

In der gewählten Bodenschicht (z. B. 1 m) wird eine maximale Wassersäule ('bucket', z. B. 45 cm (entspricht dem Porenvolumen)) angenommen. Darüber hinaus werden Grenzwerte für die Feldkapazität (z. B. 30 cm) und für die Welkepunktfeuchte (z. B. 15 cm) festgelegt. Betrachtet man diese Speicher, so können jeweils ein Drittel (15 cm) dem vertikalen Abfluss im Gravitationsfeld und der Evapotranspiration zugeführt werden. Ein Drittel ist nicht verfügbar. Der restliche Bodenteil entspricht den festen Bodenbestandteilen und der Biomasse. Änderungen des Wassergehalts werden mit einer prognostischen Gleichung für das Speicherdefizit  $D_\theta$  berechnet:

$$\frac{dD_\theta}{dt} = \frac{V}{\rho_w l_w} - P + A. \quad (2.22)$$

Das Abfluss-Glied  $A$  ist bestehend aus Oberflächenabfluss und Gravitationsabfluss an der Modellunterseite zu interpretieren.  $P$  ist der Niederschlag und  $V$  die Evapotranspiration. Erreicht der Bodenwassergehalt den Maximalwert der Wassersäule, so wird weiteres Niederschlagswasser dem Abfluss zugeführt; eine explizite Berechnung des Abflusses aus dem Boden wird vernachlässigt. Vegetation ist implizit in der Evapotranspiration enthalten. Da Umverteilungsprozesse im Boden durch die Verwendung nur einer Schicht igno-



riert werden, können keine kurzfristigen Verdunstungsschwankungen realistisch simuliert werden.

In 'bucket'-Modellen mit zwei Schichten wird über dieser Schicht eine dünne Oberflächenschicht mit eigenen Bodenfeuchtegrenzen eingefügt. Ihr Speicher kann den Interzeptionspeicher der Vegetation, die Muldenspeicherung an der Erdoberfläche oder einfach die Speicherung in einer undurchwurzelten Bodenschicht repräsentieren. Aus diesem Speicher ist Evaporation  $V_p$  und ein Abfluss in die zweite Schicht  $P_b$  möglich:

$$\frac{dD_\theta}{dt} = \frac{V_p}{\rho_w l_w} - P + P_b. \quad (2.23)$$

Die untere Schicht entspricht dem Einschichten-Modell (Gl. 2.22) mit  $P_b$  anstatt  $P$ .  $P_b$  wird dann als der durch die Vegetation durchfallende Niederschlag oder als der Zufluss in die untere Bodenschicht interpretiert. Beispiele für die Parametrisierung von Evapotranspiration und Abfluss können SCHAAKE ET AL. (1996) oder ROWNTREE (1991) entnommen werden.

Der Vorteil dieser Methode liegt in der geringen Rechnerbelastung und den wenigen benötigten pedologischen Größen. Aus diesen Gründen werden diese Modelle häufig in GCMs verwendet. ROBOCK ET AL. (1995) konnten bei 'off-line'-Simulationen über mehrere Monate keine Überlegenheit des SSiB-Modells gegenüber einem einfachen 'bucket'-Modell nachweisen, während XUE ET AL. (2001) bei Kurzzeitsimulationen mit dem an das NCEP-Eta-Modell angekoppelte SSiB-Modell bessere Ergebnisse erzielten als mit einem 'bucket'-Modell.

### 2.3.2.2 CHOISNEL-ANSATZ

In SECHIBA wird ein Zwei-Schicht-Modell verwendet, bei welchem sich die Schichtdicke zeitlich ändert. Antrieb sind der Niederschlag, der die Bodensäule auffüllt und die Evapotranspiration, die zu einer Entleerung führt. Die regulierenden Faktoren dazu werden durch einen Algorithmus von CHOISNEL (1984) gesteuert. Da weder zwischen den beiden Schichten noch am Modellunterrand keine Flüsse auftreten entspricht der Ansatz diesbezüglich der 'bucket'-Methode.

### 2.3.2.3 VARIABLE INFILTRATION

Charakteristisches Merkmal der VIC- ('Variable Infiltration Capacity') Modelle ist die Aufteilung des auf der Erdoberfläche auftreffenden Niederschlags in Abfluss und Infiltration in die oberste Bodenschicht. Sie ermöglicht die Berücksichtigung der Heterogenität der Infiltrationskapazität. Dabei ist die Infiltrationskapazität  $I_t$ , die definiert wird als die Wassermenge, die während des Zeitschritts in die oberste Bodenschicht aufgenommen werden kann, bis Sättigung erreicht ist, gegeben durch:

$$I_t = I_{t,max} \left( 1 - (1 - F_s)^{1/b_h} \right). \quad (2.24)$$

$I_{t,max}$  ist darin eine vorgegebene maximale Infiltrationskapazität,  $F_s$  der Bruchteil der Fläche, die bereits gesättigt ist, und  $b_h$  ein Parameter der die Heterogenität dieser Fläche beschreibt. Weitere Details können WOOD ET AL. (1992) entnommen werden.

Der Fluss zwischen den zwei bis drei Bodenschichten wird mit dem Darcy-Gesetz (Gl. 2.4, S. 11) beschrieben, wobei das Matrixpotenzial  $\psi$  gegenüber dem Gravitationspotenzial vernachlässigt wird, was für relativ feuchte Gebiete gerechtfertigt ist (HILLEL, 1982). Es folgt daraus, dass Bodenwassertransporte nur durch die Gravitation getrieben werden. Der Fluss zwischen den Bodenschichten  $i$  und  $i+1$  reduziert sich damit auf

$$j_{i,i+1} = K(\theta) \quad (2.25)$$

und ist also – von der Transpiration abgesehen - nur von oben nach unten möglich. Die Parametrisierung der hydraulischen Leitfähigkeit wird nach BROOKS & COREY (1964) vorgenommen (Gl. 2.13, S. 16).

Diese Vereinfachungen prädestinieren dieses Konzept für den Einsatz in GCMs, wo eine ressourcenschonende Modellierung wünschenswert ist. Trotzdem zeigen vergleichende Simulationen mit anderen Modellen, dass das VIC-Modell den Tagesgang von Energie- und Wasserbilanz ausreichend gut beschreibt (CHEN ET AL., 1997). Der VIC-Ansatz zur Berücksichtigung der Heterogenität des Infiltrationsvorgangs wird als obere Randbedingung in weiteren SVAT-Modellen, wie z. B. in SEWAB (MENGELKAMP ET AL., 2000), angewandt.

### 2.3.2.4 'FORCE-RESTORE'-METHODE

Das Verfahren wurde von BHUMRALKAR (1975) und DEARDORFF (1977) beschrieben. Der Boden wird in eine wenige Millimeter bis Zentimeter dicke, direkt mit der Atmosphäre in Wechselwirkung stehende Schicht, und in eine darunter liegende dickere Reservoirschicht (0,5 m oder 1 m) mit der Möglichkeit zur Transpiration  $V_{tr}$  eingeteilt. Evaporation  $V_p$  findet aus beiden Schichten statt. Gespeist werden beide Schichten durch den den Erdboden erreichenden Niederschlag  $P_b$ . Die prognostische Gleichung für die obere Schicht lautet:

$$\frac{\partial \theta_1}{\partial t} = \frac{C_1}{d_1} \left( P_b - \frac{V_p}{\rho_w l_w} \right) - \frac{C_2}{\tau} (\theta_1 - \theta_f), \quad (2.26)$$

und für die untere Schicht:

$$\frac{\partial \theta_2}{\partial t} = \frac{1}{d_2} \left( P_b - \frac{V_p + V_{tr}}{\rho_w l_w} \right). \quad (2.27)$$

Für  $d_1$  als die Tiefe, bis zu welcher der Tagesgang vordringt, wird 10 cm gewählt.  $d_2$  ist die Tiefe der Reservoir-Schicht und  $\tau$  ist ein Tag. Der erste Term auf der rechten Seite von Gleichung 2.26 repräsentiert den atmosphärischen Einfluss (bei signifikanter Evaporation oder Niederschlag), der zweite charakterisiert die Diffusion. Die Konstanten  $C_1$  und  $C_2$  müssen abhängig vom Bodenfeuchtegehalt parametrisiert werden (DEARDORFF, 1977). Vertikaler Abfluss aus der unteren Schicht wird bei Kurzzeitsimulationen vernachlässigt. Abfluss entsteht, wenn  $\theta_1$  oder  $\theta_2$  die Sättigungfeuchte erreichen. Das Modell kann auch auf drei Bodenschichten erweitert werden (BOONE ET AL., 1999).

Für vegetationslose Verhältnisse können mit dieser Parametrisierung sehr realistische Ergebnisse erzielt werden (BOUGEAULT, 1991). Da der Einfluss von verschiedenen Bodenarten vernachlässigt wird, dieser aber von großer Wirkung auf die atmosphärische Grenzschicht sein kann, wie MAHRT & PAN (1984) zeigten, wurde die Parametrisierung von  $C_1$  und  $C_2$  von NOILHAN & PLANTON (1989) verbessert. Vergleichende Langzeitsimulationen mit dem 'bucket'-Verfahren zeigen realistischere Ergebnisse bei Verwendung der 'force-restore'-Methode (KONDO ET AL., 1992). Im Vergleich zur Lösung der Diffusionsgleichung (s. Kap. 2.3.2.6, S. 31) über 25 Schichten konnten ähnliche Ergebnisse erzielt werden.

### 2.3.2.5 DARCY-GESETZ

Der Boden ist in zwei oder mehr Schichten aufgeteilt: Eine oberflächennahe dünne Schicht mit Evaporation und eine oder mehrere durchwurzelte Bodenschichten. Die unterste Schicht wird oft ohne Wurzeln betrachtet. Für den Wassergehalt jeder Schicht können dann prognostische Gleichungen aufgestellt werden, z. B.

$$\frac{\partial \theta_1}{\partial t} = \frac{1}{d_1} \left( P_b - j_{1,2} - \frac{V_p}{\rho_w l_w} \right), \quad (2.28)$$

$$\frac{\partial \theta_2}{\partial t} = \frac{1}{d_2} \left( j_{1,2} - j_{2,3} - \frac{V_r}{\rho_w l_w} \right) \quad (2.29)$$

und

$$\frac{\partial \theta_3}{\partial t} = \frac{1}{d_3} (j_{2,3} - A_G). \quad (2.30)$$

$P_b$  ist darin der infiltrierende Niederschlag. Die Normierungslängen  $d_i$  werden gleich der Dicke der jeweiligen Schicht gesetzt. Die Flüsse zwischen den Schichten werden nach dem Darcy-Gesetz in seiner ungesättigten Form (Gl. 2.4, S. 11) berechnet.  $P_w$  ist gleich dem auf der Bodenoberfläche auftreffenden Niederschlag. Parametrisierungen der weiteren Flüsse sind den Referenzen in Tabelle 2.1 zu entnehmen.

Gegenüber der 'bucket'-Methode erzielt man mit diesem Verfahren wesentlich bessere Ergebnisse. Insbesondere bei großem Vegetationseinfluss und hoher Nettoeinstrahlung sollte ein derartiges Schema dem 'bucket'-Verfahren vorgezogen werden (LAKHTAKIA & WARNER, 1994).

Die benötigte Rechnerleistung unter Anwendung dieses Modelltyps entspricht der des 'force-restore'-Verfahrens. Die erzielten Ergebnisse sind ebenfalls vergleichbar (BOSILOVICH & SUN, 1995), wenngleich die Anwendung des Darcy-Gesetzes einer physikalisch begründeteren Betrachtungsweise entspricht.

Ein von BOSILOVICH & SUN (1995) durchgeführter Vergleich eines Modells mit drei Schichten und verschiedener 'force-restore'-Parametrisierungen mit dem 25-Schicht-Diffusionsmodell von KONDO ET AL. (1992) ergab, dass das Drei-Schicht-Verfahren dem Diffusionsmodell ähnlichere Ergebnisse liefert, als 'force-restore'-Verfahren.

### 2.3.2.6 DIFFUSIONSGLEICHUNG

Die Richards-Gleichung (Gl. 2.8, S. 12) wird auf einem logarithmischen oder äquidistanten, möglichst hoch aufgelösten vertikalen Gitter durch Übergang zu finiten Differenzen gelöst. Zur Lösung wird im Allgemeinen das explizit-implizite Crank-Nicholson-Verfahren verwendet. Die sich daraus ergebende physikalisch korrekte Beschreibung der Bodenwasserbewegung erlaubt die Verwendung von Wurzel dichteprofilen (Senke) oder die Vorgabe von Bodenhorizonten mit unterschiedlichen bodenhydraulischen Eigenschaften und beispielsweise die Prognose von Bodenfeuchteprofilen. Die in Tabelle 2.1 (s. S. 25) angegebenen Schichtanzahlen lassen sich beliebig variieren.

SMIRNOVA ET AL. (1997) zeigten in vergleichenden Simulationen zur 'force-restore'-Methode die Überlegenheit dieser Methode bei einem zu vernachlässigenden Mehraufwand an Rechenzeit; dieser wird von JÜRRENS (1996) insbesondere bei Langzeitsimulationen betont.

Zu beachten ist, dass mit Bodenparametern aus Feld- oder Labormessungen auch die Richards-Gleichung nicht in der Lage ist, Makroporenfluss im Modell zu beschreiben, wie mehrere Autoren zeigen konnten (CAMEIRA ET AL., 2000).

### 2.3.2.7 RANDBEDINGUNGEN

Da im Boden lediglich vertikale Flüsse betrachtet werden genügt die Festlegung einer oberen und unteren Randbedingung.

Einige einfachere Modelle berücksichtigen zwar die Vegetation, aber die Vegetationsschicht ist nicht explizit vom Boden getrennt, so dass hier atmosphärische Größen oberhalb der Vegetation als obere Randbedingung dienen. Als obere Randbedingung hydrologisch relevant ist das auf dem Boden auftreffende Wasser (durchfallender und abtropfender Niederschlag nach Füllung des Vegetationsspeichers). Zum Gesamtwasserfluss durch die Erdoberfläche kommt der Fluss latenter Wärme hinzu. Die Austrocknung des Bodens durch die Evapotranspiration kann durch einen residualen Bodenfeuchtegehalt (z. B.  $0,04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ; MUALEM, 1976) - wenn dieser nicht bereits durch die gewählte Parametrisierung der pedologischen Funktionen gegeben ist - begrenzt werden.

Bevor Niederschlag infiltriert, muss in einigen Modellen ein Interzeptionsspeicher an der Erdoberfläche gefüllt werden (z. B. 0,2 mm; SELLERS ET AL. 1986). Anschließend infiltriert der gesamte an der Erdoberfläche auftreffende Niederschlag, bis die Infiltrationskapazität erreicht ist. Diese ist durch  $K_s$ , oder, wenn man bei Sättigung von einem im Boden zurückbleibenden Luftvolumen ausgeht, durch einen Bruchteil von  $K_s$  (z. B.  $0,5 K_s$ ; BOUWER, 1966; VERSEGHY, 1991) gegeben. Der darüber hinausgehende Niederschlag wird, ebenso wie für den Fall, dass der Boden bereits gesättigt ist, dem Oberflächenabfluss zugeführt.

LISTEN ET AL. (1994) stellten bei dieser Methode längerfristig unrealistische Oberflächenabflusswerte fest. Sie favorisieren die Möglichkeit der Infiltration des gesamten Niederschlags. Als mögliche Ursache für die Überschätzung des Oberflächenabflusses muss die – im Gegensatz zu einigen rein hydrologischen Modellen – Vernachlässigung der Makroporosität in Betracht gezogen werden. WOHLRAB ET AL. (1992) weisen auf die Verminderung des Oberflächenabflusses unter Wald, aufgrund des beachtlichen Anteils an Makroporen, hin.

Eine alternative Variante ist die Speicherung des nicht infiltrierenden Niederschlags an der Erdoberfläche ('ponding'), wie sie VERSEGHY (1991) oder NAGAI (2002) vorschlagen, oder die Einführung eines Interzeptionsspeichers an der Erdoberfläche (DWD, 1996). Bei beiden Möglichkeiten ist eine Infiltration aus diesen Speichern möglich. Führt man langfristige Simulationen durch, so ähneln die Ergebnisse denen einer vollständigen Niederschlagsinfiltration (LISTEN ET AL., 1994). Um dennoch einen Beitrag zum Oberflächenabfluss zu erhalten wird in AMBETI (BRADEN, 1995) ein einfaches Verfahren angewendet: Nach Überschreiten eines Maximalwerts des an der Erdoberfläche aufgestauten Wassers  $h_A$  wird der darüber hinausgehende Beitrag dem Abfluss zugeführt. Dieser Maximalwert ist abhängig von der Hangneigung  $S_f$  und von einer charakteristischen Länge der Oberflächenstruktur  $l_h$ :

$$h_A > \frac{l_h}{2} \cos(2\alpha_F). \quad (2.31)$$

Als untere Randbedingung wird - unter der Voraussetzung der Abwesenheit eines Grundwasserspiegels oder einer undurchlässigen Schicht (Grundgestein) - zumeist die Gravitationsfluss-Bedingung verwendet.

Unter Vernachlässigung des Wurzelentzugs erhält man für den Abfluss  $A_G$  am Modellunterrand  $z_{\max}$ :

$$\left. \frac{\partial \psi(\theta, z)}{\partial z} \right|_{z_{\max}} = 0 \Leftrightarrow A_G = K(\theta, z_{\max}). \quad (2.32)$$

Einige Modelle erlauben die horizontale Klassifikation, ob die Modellunterseite durchlässig ist (z. B. GISS; ABRAMOPOULOS ET AL., 1988). Bei wenigen mesoskaligen Modellen (z. B. LM; DWD, 1996 und REMO; JACOB & PODZUN, 1997) wird dieser Fluss generell auf Null gesetzt.

Eine weitere Variante ist, die zeitliche Änderung des Bodenwassergehalts am Unterrand zu vernachlässigen (in KAMM; LENZ, 1996)

$$\left. \frac{\partial \theta}{\partial t} \right|_{z_{\max}} = 0 \Leftrightarrow A_G = j_{\max-1, \max}, \quad (2.33)$$

so dass der Zu- oder Abfluss am Modellunterrand gleich dem Fluss zwischen der untersten und der darüberliegenden Schicht  $j_{\max-1, \max}$  ist.

### 2.3.2.8 HETEROGENITÄT DER ERDOBERFLÄCHE

Eine Arbeit von AVISSAR & PIELKE (1989), die den signifikanten Einfluss räumlicher Heterogenität der Vegetation auf die atmosphärische Grenzschicht deutlich machte, motivierte viele Autoren, die Variabilität der Erdoberfläche zu berücksichtigen. Die Diskrepanz zwischen den Geschwindigkeitsskalen der Atmosphäre und des Bodens fordert darüberhinaus die subskalige Variabilität der Bodenfeuchte zu berücksichtigen (MÖLDERS & RAABE, 1996). LYNN ET AL. (1995), QUINN ET AL. (1995) u. a. konnten zeigen, dass die Heterogenität der Bodenfeuchte als kontrollierender Faktor auf die Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht, insbesondere beim latenten Wärmestrom (LI & AVISSAR, 1994), aufzufassen ist. Weitere Arbeiten (z. B. AVISSAR & LIU, 1996; WETZEL ET AL., 1996) bestätigten den Einfluss der Bodenfeuchte und der Bodentextur, z. B. auf die Bildung und Entwicklung von Wolken.

An erster Stelle muss ein hinreichend genaues Klassifikationsschema von Boden- und Landnutzungsdaten verwendet werden, denn dessen Einfluss auf die Simulationsergebnisse

kann größer sein als der Einfluss unterschiedlicher Gitterauflösungen (PAUWELS & WOOD, 2000).

In LSPs, die in CGMs verwendet werden, werden häufig einfache lineare oder exponentielle Verteilungsfunktionen benutzt, um die kleinskalige Variabilität von atmosphärischem Antrieb (z. B. Niederschlag in SiB2 (SELLERS ET AL., 1996) oder im ECMWF-GCM (BETTS ET AL., 1998)) und internen Größen (z. B. Infiltrationskapazität in SWB (SCHAAKE ET AL., 1996)) zu beschreiben. Ebenso werden oft effektive Vegetations- oder Bodenparameter über einfache Mittelungsroutinen (z. B. TIETJE & RICHTER, 1992; DOLMAN & BLYTH, 1997; NOILHAN ET AL., 1997) oder inverse Modellierung (KABAT ET AL., 1997) generiert. Zur Berücksichtigung der Topografie beim Infiltrationsvorgang verwendeten FAMIGLIETTI & WOOD (1994) einen topografischen Index (s. u.) und LIANG ET AL. (1994) das in Kapitel 2.3.2.3 (s. S. 28) beschriebene VIC-Konzept, welches zur Heterogenisierung der Infiltration auch in einigen anderen Modellen Verwendung findet (z. B. in SEWAB; MENGELKAMP ET AL., 2000). Der 'Berg-Ansatz' ('mountain-approach') wurde VON LEUNGH & GAHN (1995) zur Berücksichtigung von Hangneigung und -exposition entwickelt.

Ein weiterer Ansatz, der in der makroskaligen Modellierung Verwendung findet, ist der 'Mischungsansatz' ('mixture-approach'), z. B. in BATS (DICKINSON ET AL., 1993) und in SiB (SELLERS ET AL., 1986). Im Bereich mesoskaliger Modelle wird häufig der von AVISSAR & PIELKE (1989) vorgeschlagene 'Mosaikansatz' ('mosaic-approach'), oder ein Ansatz über die sogenannte 'Blend-Höhe' ('blending-height') nach CLAUSSEN (1991), z. B. in METRAS (VON SALZEN ET AL., 1996), verwendet. Daneben bietet sich an, das LSP-Modul mit einer größeren Auflösung als das Atmosphärenmodell zu betreiben ('subgrid-scheme'; z. B. in VBATS (SETH ET AL., 1994) oder GESIMA (MÖLDERS, 1999)). Vergleiche unterschiedlicher Verfahren sind bei KOSTER & SUAREZ (1992b), MÖLDERS & RAABE (1996), MÖLDERS ET AL. (1996b) oder NOILHAN ET AL. (1997) zu finden.

### **2.3.2.9 INITIALISIERUNG**

Da die Entwicklung des Wassergehalts im Boden bis ein Meter Tiefe mehrere Wochen in Anspruch nimmt, kommt dem Anfangswert der Bodenfeuchte besonders bei Kurz- bis Mit-



telfristsimulationen eine große Bedeutung zu. So konnte beispielsweise JACOBSON (1999) den Einfluss des Anfangswassergehalts des Bodens auf das Feuchte-, Temperatur- und Windfeld zeigen. Selbst nach zwei Tagen machte sich dieser Einfluss noch bis zur 600-hPa-Höhe bemerkbar, obwohl der Anfangswassergehalt nur um 4 % variiert wurde.

Ausgehend von nur wenigen gemessenen Feuchteprofilen müssen weitere Bodenfeuchteprofile interpoliert und dem Modell als Anfangswerte bereitgestellt werden. Ein gemessener Feuchtwert lässt sich mit der Feldkapazität<sup>2</sup> der jeweiligen Bodenart normieren und somit auf andere Bodenarten übertragen. Vegetationsunterschiede müssen mit prozentualen Zu- oder Abschlägen berücksichtigt werden. Globale Modelle verwenden oft klimatologische Abschätzungen der Bodenfeuchte aufgrund der Vegetationsklassifizierung (z. B. LANICCI ET AL., 1987). Daneben gibt es die Möglichkeit der Abschätzung der Bodenfeuchte aus Werten der relativen Feuchte (MODICA ET AL., 1992). SMITH ET AL. (1994) betreiben im Vorlauf der Simulation ein hydrologisches Modell, welches das Bodenfeuchtfeld liefert. Die Bestimmung des Wassergehalts einer oberflächennahen Schicht von wenigen Zentimetern ist darüberhinaus mit Hilfe von Satellitendaten möglich (JONES ET AL., 1998).

Eine weitere Möglichkeit der Bodenfeuchte-Initialisierung innerhalb eines Atmosphärenmodells wurde von MAHFOUF (1991) und BOUTTIER ET AL. (1993) entwickelt. Diese Methode beruht darauf, Fehler bei der Prognose der Lufttemperatur in 2 m Höhe einem Fehler des Bodenfeuchte-Anfangswerts zuzuschreiben. Weitere Studien (RHODIN ET AL., 1997; CALLIES ET AL., 1998) belegen die Qualität dieses Verfahrens, weisen jedoch darauf hin, dass die damit erhaltenen Bodenfeuchtwerte nur als effektive Feuchtwerte zu verstehen sind. Diese Methode wird beispielsweise beim operationellen Einsatz des Vorhersagemodells des Deutschen Wetterdienstes angewendet.

---

<sup>2</sup> Die Feldkapazität oder die Bodenfeuchte bei Feldkapazität ist der Bodenwassergehalt, der sich nach längerer Zeit ohne Wasserzufuhr einstellt. Das Wasser- oder hydraulische Potenzial (siehe Kapitel 2.2.2) ist dann Null.

### 2.3.3 BODENWASSER IN HYDROLOGISCHEN MODELLEN

Im Gegensatz zu meteorologischen Modellen, wo die Modellierung des Bodenwassers als untere Randbedingung notwendig ist, dient in hydrologischen Modellen die Atmosphäre zur Bereitstellung oberer Randwerte. Aufgrund der gegebenen Zielsetzung (z. B. Stofftransport) spielt in diesen Modellen der laterale Wassertransport eine entscheidende Rolle. Ein Überblick über hydrologische Modelle ist bei MAIDMENT (1993) oder MORELSEYTOUX (1989) zu finden.

#### 2.3.3.1 MODELLKONZEPTE

Neben physikalisch deterministischen Modellen existieren in der Hydrologie eine Reihe stochastischer 'black box'- Modelle, die das Systemverhalten nur nachahmen: Das Ergebnis wird mit Hilfe einer Systemfunktion aus den Eingabegrößen ohne Berücksichtigung der inneren Systemstruktur gewonnen. Am weitesten verbreitet, z. B. in der Hochwasservorhersage, ist das Einheitsganglinien-Verfahren, das auf einer Korrelation zwischen gemessenen Niederschlags- und Abflusswerten beruht.

Die Betrachtung hydrologischer Modelle soll sich hier auf detaillierte, physikalisch begründete Modelle beschränken, wenngleich die Parametrisierung nicht explizit erfassbarer Prozesse unterhalb der Modellauflösung eine empirisch-beschreibende Betrachtungsweise notwendig macht. Diese Modelle bewegen sich im Skalenbereich von Einzugsgebieten. Aufgrund der - im Vergleich zu meteorologischen Skalen – langsamen lateralen Prozessgeschwindigkeiten sind sie zumeist auf eine größere Zeitskala im Bereich von Monaten und Jahren ausgerichtet.

Neben einer Einteilung in Modellierungsstrategien oder Anwendungsbereiche lassen sich hydrologische Modelle auch in unterschiedlichen Prozessgruppen zusammenfassen. Dies sind:

- Niederschlag-Abfluss Ereignismodelle
- kontinuierliche Abflussmodelle
- Hochwassermodelle
- Wasserqualität-Modelle

In dem hier interessierenden Bereich der zeitkontinuierlichen Abflussmodelle existiert eine große Anzahl von Modellen (DEVRIES & HROMADKA, 1993; SINGH, 1995). Als Beispiel eines relativ einfachen Modells, welches mit Hilfe von Tageswerten des Niederschlags und der 'SCS Curve-Number'-Methode (siehe z. B. RAWLS ET AL.; 1992) Oberflächenabflusskomponenten bestimmt, sei SWRRB ('Simulator for **W**ater **R**esources in **R**ural **B**asins'; ARNOLD ET AL., 1990) genannt. Es wird für größere Einzugsgebiete, die in bis zu zehn Untergebiete mit unterschiedlichen Niederschlags-Eingabegrößen aufgeteilt werden, angewandt. Der Boden kann in bis zu zehn Schichten, von denen die oberste eine Dicke von 1 cm hat, aufgeteilt werden. Das Programm ist für Simulationen über mehrere Jahre ausgerichtet. Aus einer Weiterentwicklung dieses Modells entstand SWAT (**S**oil and **W**ater **A**ssessment **T**ool; ARNOLD ET AL., 1993), das zur Simulation weiterer biophysikalischer Prozesse wie Erosion, Pflanzenwachstum und Nährstoffkreislauf in der Lage ist.

Das hydrologische Modell TOPMODEL ('**T**opographically and **P**hysically Based, **V**ariable **C**ontributing **A**rea **M**odel'; BEVEN ET AL., 1995) verwendet die topografischen Indizes nach O'LOUGHLIN (1986) und BEVEN & KIRBY (1979), wodurch die Fließvorgänge im Untergrund zwar nicht explizit beschrieben werden, aber dennoch eine physikalische Vorgehensweise gegeben ist. Diese Indizes beschreiben die vom hydraulischen Potenzial und dem Geländegefälle abhängige Wahrscheinlichkeit, ob ein Punkt im Einzugsbereich gesättigt ist. Eine auf TOPMODEL basierende LSP-Formulierung, die ebenfalls den topografischen Index nach BEVEN & KIRBY (1979) verwendet, ist bei FAMIGLIETTI & WOOD (1994) zu finden.

Unter den detaillierteren prozessorientierten Wassertransportmodellen ist an erster Stelle das 'Système **H**ydrologique **E**uropéan' (SHE, ABBOTT ET AL., 1986; MIKE SHE, REFSGAARD & STORM, 1995) zu nennen. Aufgrund der rechtwinkligen Rasterzerlegung des Einzugsgebiets ist es besonders zur Ankopplung an mesoskalige Atmosphärenmodelle geeignet (MÖLDERS ET AL., 1996a). Es ist ein dreidimensionales Grundwassermodell, zweidimensionaler Oberflächenabfluss und der eindimensionale Abfluss in einem Vorfluternetz integriert.

In TOPOG (O'LOUGHLIN, 1990) wird das Einzugsgebiet in Stromröhren zerlegt, die durch Höhenlinien in diskrete Elemente unterteilt werden, so dass laterale Flüsse eindimensional berechnet werden können. Die Richards-Gleichung wird in der eindimensionalen Form gelöst. Laterale Flüsse im Boden werden nur im gesättigten Bereich modelliert.

Nach den gleichen Prinzipien ist THALES (GRAYSON ET AL., 1995) gestaltet, jedoch wird für die Sickerung nicht die Richards-Gleichung, sondern ein vereinfachter Ansatz verwendet. Ein Vorfluternetz fehlt in beiden Modellen.

Ebenfalls muss das DHSVM ('**D**istributed **H**ydrology **S**oil **V**egetation **M**odel'; WIGMOSTA ET AL., 1994) als zeitkontinuierliches physikalisch basiertes Modell erwähnt werden, wengleich für den oberflächlichen Wassertransport nur das einfache Einheitsganglinien-Verfahren Verwendung findet. Wie bei SHE wird eine rechtwinklige Rasterzerlegung des Einzugsgebiets vorgenommen, was eine Kopplung mit einem Atmosphärenmodell nahelegt (LEUNG ET AL., 1996). Vertikalflüsse zwischen den zwei oder drei Bodenschichten werden mit der Darcy-Gleichung berechnet.

Ein physikalisch-basiertes hydrologisches Modell ist WaSiM-ETH (SCHULLA, 1997), das die diskretisierte Richards-Gleichung auf einem hochaufgelösten vertikalen Gitter anwendet. Oberflächenabfluss wird auf dem horizontalen rechtwinkligen Gitter über ein Fließzeitschema dem Gerinne zugeführt. Das Modell berücksichtigt Makroporenfluss und die Verschlammung des Oberbodens. Im IHDM ('**I**nstitute of **H**ydrology **D**istributed **M**odel'; CALVER & WOOD, 1995) wird, ebenso wie in CATFLOW (MAURER, 1997) und in vielen anderen hydrologischen Modellsystemen, eine Gebietszerlegung in Hänge und ein Entwässerungsnetz vorgenommen. Diese Modelle sind aufgrund ihrer detaillierten physikalisch begründeten Strategien einem hohen Entwicklungsstand zuzuordnen.

### **2.3.3.2 RAUMAUFTEILUNG**

Da man im Bereich mesoskaliger hydrologischer Modellierung vor allem am Wassertransport interessiert ist, beschränkt sich die Gebietszerlegung auf den Bereich des Einzugsgebiets. Darüber hinausreichende Gebiete werden nicht berücksichtigt. Die Zerlegung des Einzugsgebiets erfolgt im einfachsten Fall durch ein rechtwinkliges Gitter (SHE, MIKE SHE, DHSVM, WASIM-ETH). Für jede Gitterzelle sind entsprechend des Vorfluternetzes benachbarte Zellen mit lateralem Zufluss und eine Zelle mit lateralem Abfluss zu definieren. Der Topografie besser angepasst kann eine Rasterzerlegung gewählt werden, wenn variable Dreiecke verwendet werden. Eine weitere Möglichkeit ist die Unterteilung in Sub-Einzugsgebiete wie in SWRRB und SWAT.

Eine physikalisch sinnvollere, aber aufwendigere Zerlegung ist die Definition einzelner Hangbereiche (IHDM, CATFLOW). In einem ersten Schritt wird der Einzugsbereich in Teileinzugsbereiche und ein detailliertes Entwässerungsnetz aufgeteilt. Mit Hilfe eines Geografischen Informationssystems (GIS) können diese Schritte automatisiert werden. Die anschließende Abtrennung einzelner Hangflächen muss manuell erfolgen. Es folgt daraus ein System aus Hangfalllinien (vertikal ebene Längsschnitte) und Entwässerungspfaden. Vernachlässigt man die variable Hangbreite, so entsteht ein Stromliniennetz, wie es in TOPOG und THALES verwendet wird, doch wird dadurch eine physikalisch korrekte Beschreibung des Oberflächenabflusses verhindert.

### **2.3.3.3 MATRIXFLUSS**

Unter der Voraussetzung einer detaillierten physikalisch begründeten Modellierung der Sickerung wird in der Hydrologie für die Parametrisierung von hydraulischer Leitfähigkeit und Matrixpotenzial der Ansatz nach VAN GENUCHTEN (1980) gewählt. Die gebräuchlichste Zuordnung der Bodenkennwerte zu unterschiedlichen Korngrößenverteilungen (Bodentextur) stammt von CARSEL & PARRISH (1988). Sie bezieht sich auf die zwölf Bodenklassen der US-Soil-Taxonomy (SCHEFFER & SCHACHTASCHABEL, 1989).

### **2.3.3.4 MAKROPORENFLUSS**

Der nach Erreichen der Feldkapazität des Bodens oder kurz zuvor einsetzende Makroporenfluss wurde phänomenologisch bereits vielfältig untersucht. Zusammenfassende Literaturhinweise sind bei MERZ (1996) zu finden. Aufgrund der zeitlich und räumlich sehr variablen Entstehungsprozesse von Makroporen (absterbende Pflanzenwurzeln, Bodenfaunaaktivität, Bodenaggregation und -disaggregation, Bodenbearbeitung etc.) kann eine Modellierung nur konzeptionellen Charakter haben (MERZ, 1996) und wird demnach nur in detailliert-physikalischen Modellen der Mikro- und Mesoskala durchgeführt.

Neben der Änderung der Bodenkenngrößen zur Berücksichtigung der Makroporosität (DURNER, 1991) gehen die meisten Modelle (z. B. LUDWIG ET AL., 1999; CAMEIRA ET AL., 2000; JASPER ET AL., 2000; KOHLER ET AL., 2001) von dem Ansatz nach BEVEN & GERMANN (1981) aus, Makroporen als Kollektiv vertikaler Röhren mit einer bestimmten

Tiefe und Breite aufzufassen und somit den Boden neben einem mikroporösen Anteil auch aus einem makroporösen Anteil bestehen zu lassen. In diesen dringt der Makroporenfluss - beschrieben durch ein Potenzgesetz - laminar vor und gibt an die mikroporöse Bodenmatrix Wasser ab. Da die hierzu notwendigen Parameter äußerst schwer festzulegen sind, empfehlen MAURER (1997) und BRONSTERT (1994) eine Erhöhung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit  $K_s$  im Falle eines makroporösen Bodens. So kann bei hoher Makroporosität die Sättigungsleitfähigkeit etwa um eine Zehnerpotenz höher sein. Man wird damit der Zunahme des Anteils der Makroporen an der Versickerung oberhalb der Feldkapazität gerecht.

MERZ (1996) konnte zeigen, dass diese Parametrisierung ebensogute Ergebnisse wie das aufwendigere Verfahren von BEVEN & GERMANN (1981) ergibt. Probleme bereitet die Bereitstellung des Makroporositätsfaktors  $F_{Ks}$ , die für größere Gebiete nicht möglich ist. Diese Größe wird folglich häufig als Eichgröße bestimmt (MAURER, 1997). Nicht gerecht wird diese Parametrisierung aber der Abhängigkeit des Makroporenflusses von der Intensität und dem Betrag des Niederschlagsereignisses, der ebenfalls einen Einfluss auf die Infiltration in Makroporen hat (BOOLTINK & BOUMA, 1993).

Ein weiterer konzeptioneller Ansatz wird in TOPMODEL (BEVEN ET AL., 1995) verwirklicht: Ein bestimmter Prozentsatz des Infiltrations- bzw. Sättigungsüberschusses sowie der über eine Grenze hinausgehende Niederschlag kann direkt in einen Grobporenspeicher infiltrieren, der das Wasser in die gesättigte Bodenzone weiterleitet.

### **2.3.3.5 OBERFLÄCHENABFLUSS**

Die Speicherung von Wasser an der Erdoberfläche im Falle eines Infiltrationsüberschusses spielt eine große Rolle für den Bodenwassergehalt der oberen Schichten, da im weiteren zeitlichen Ablauf aus diesem Speicher erneut Wasser infiltrieren kann (Reinfiltration) oder dem Vorfluter zugeführt wird. Innerhalb der Hydrologie und der Wasserwirtschaft ist der Oberflächenabfluss wichtig zur Hochwasserprognose und zur Problembehandlung bei Erosionen und Stofftransporten (Gewässerbelastungen).

Einflussfaktoren, die die Höhe des Oberflächenabflusses und der Infiltration beeinflussen sind primär meteorologischer Natur, wie die Niederschlagshöhe und -dauer. Daneben wir-

ken sich natürliche Standortfaktoren wie die Bodenart oder die Hangneigung auf das Entstehen von Oberflächenabfluss aus. Schließlich existieren zahlreiche, durch die Vegetation und die Bodennutzung variierende Parameter, beispielsweise der Interzeptionsspeicher und die Transpiration der Vegetation oder die Makroporosität des Bodens.

Die Speicherung an der Erdoberfläche vollzieht sich in Form von schichtförmig abfließendem Oberflächenwasser und Muldenrückhalt in Pfützen und anderen mikroskaligen Vertiefungen der Erdoberfläche. Damit ist dieser Speicher entscheidend von der Rauigkeit dieser Oberfläche abhängig. Naturgemäß variiert diese Rauigkeit sehr stark in Abhängigkeit von der Art und dem Entwicklungszustand der Vegetation, der Landbearbeitung, der Streuauflage u.s.w. Den geringsten Oberflächenabfluss wird man bei Waldflächen vorfinden, wo nur bei extremen Niederschlagsereignissen die Infiltrationskapazität überschritten wird. Hohe Oberflächenabflussbeiträge liefern vor allem Ackerflächen ohne Bestand oder mit Mais- oder Weinanbau.

Weiterhin ist der Wasserspeicher an der Erdoberfläche abhängig von der Hangneigung, da bei stärkerer Neigung das Oberflächenwasser schneller das Gerinne erreicht, wo es in konzentrierter Form abfließt und keinen weiteren Beitrag zum Wasserhaushalt der Bodensäule liefert. Auch die Hangneigung muss in ausreichend hoher Auflösung vorliegen um auch kleinräumige Geländegliederungen erfassen zu können.

Oberflächenabfluss lässt sich mit den Saint-Venant-Flachwassergleichungen (FREAD, 1993) beschreiben. Sie bestehen aus einer Kombination der Kontinuitätsgleichung und der Bewegungsgleichung unter der Voraussetzung hydrostatischer Druckverteilung und über den Fließquerschnitt konstanter Geschwindigkeit. Neben der Hangneigung hat der Rauigkeitsbeiwert ('Strickler-Beiwert'; CUNGE ET AL., 1980) einen deutlichen Einfluss auf das Abflussvolumen und damit auf die Zeit, die zur Infiltration zur Verfügung steht. Er ist abhängig von der Vegetation und der Bodenbearbeitung. Die Hanggröße muss genügend klein, bzw. das Entwässerungsnetz entsprechend detailliert gewählt werden, um dem nach einem Niederschlagsereignis mit Infiltrationsüberschuss nur anfänglich auftretenden Schichtabfluss gerecht zu werden.

### 2.3.3.6 RANDBEDINGUNGEN

Als obere Randbedingung wird häufig das Infiltrationsmodell nach GREEN & AMPT (1911) verwendet. Der Boden wird hier in eine wassergesättigte obere Schicht, für die überstaute Verhältnisse angenommen werden, und einen nicht-gesättigten Bereich eingeteilt. Die Tiefe dieser Schicht ist zeitlich variabel und beschreibt so das Vordringen einer Feuchte-Front. Die Geschwindigkeit des Vordringens dieser Schicht ist von einer effektiven Saugspannung abhängig, deren Größe nur von der Bodenart abhängt. Ebenfalls wird oftmals das Infiltrationsmodell von PHILIP (1957) verwendet. Hier ist die Sorptivität, ein Maß für die Wasseraufnahme- und Abgabefähigkeit des Bodens, die entscheidende Größe für die Infiltration. Die Sorptivität wird in Abhängigkeit von der effektiven Saugspannung und dem Bodenwassergehalt bestimmt.

Die Lösung der Richards-Gleichung auf einem hochaufgelösten Gitter reduziert die Beschreibung des Infiltrationsvorgangs auf die Angabe einer oberen Randbedingung in Form einer Flussrandbedingung. Der gesamte auf der Erdoberfläche auftreffende Niederschlag infiltriert, bis die Infiltrationskapazität erreicht wird, oder die oberste Bodenschicht gesättigt ist. Anschließend führt das schichtförmige Abfließen des Oberflächenwassers zu einem Matrixpotenzial an der Erdoberfläche entsprechend der Höhe des aufgestauten Wasserspiegels:

$$h_A = \psi. \quad (2.34)$$

Die untere Randbedingung entspricht der unter Abschnitt 2.3.2.7 (s. S. 31) vorgestellten Gravitationsflussbedingung. Will man Grundwasser simulieren, so kann der Bodenwassergehalt einfach auf seinem Sättigungswert festgehalten werden. Die Geometrie der Bodenschichten ergibt dann die Tiefe des Grundwasserstandes.



### 3 BODEN-VEGETATIONSMODELL

Das vorliegende Boden-Vegetationsmodell ist an das mesoskalige nicht-hydrostatische Atmosphärenmodell KAMM2 angekoppelt. Eine detaillierte Modellbeschreibung kann BALDAUF (2002) entnommen werden. Die Aufgabe des Boden-Vegetationsmodells ist die Bereitstellung von Temperatur, Feuchte und turbulenten Flüssen als der unteren Randbedingung des Atmosphärenmodells. Das vorliegende Modell (s. Abb. 3.1) wurde - basierend auf dem Modell von DEARDORFF (1978) – von SCHÄDLER (1990) entwickelt. Die weitere Bearbeitung erfolgte durch ADRIAN (1994), LENZ (1996), DOTZEK (1999) und GRABE (2001).

Das Modell berücksichtigt eine homogene masselose Vegetationsschicht ('big leaf'), die zwischen dem Boden, der in mehrere Schichten aufgeteilt ist, und der Atmosphäre liegt. Die turbulenten Flüsse und die Lufttemperatur und -feuchte werden über die Bilanzierung der Energie- und Wasserflüsse zwischen dem Boden, der Vegetation und der Atmosphäre bestimmt. Diese Flüsse werden über das Produkt zwischen einem Widerstandswert und der Differenz der jeweiligen meteorologischen Parameter beschrieben. Die Analogie zum Ohm'schen Gesetz der Elektrizitätslehre erlaubt, diese Widerstände nach Bedarf 'in Reihe' oder 'in Serie' zu kombinieren. Die Vegetation wird ebenso wie der Boden dabei durch die Vorgabe einer Reihe von Parametern charakterisiert, die in die Parametrisierungen einfließen. Durch die Verwendung von Vegetations- und Bodenklassen und die Vorgabe mittlerer jahreszeitabhängiger Parameter können verschiedene Vegetations- und Bodenarten sowie deren jahreszeitliche Veränderung berücksichtigt werden. Das Vegetationsmodell simuliert die Speicherung von Wasser auf der Vegetation. Dieser Speicher kann durch Niederschlag oder Taubildung gefüllt werden, während er durch Verdunstung (Interzeption) entleert wird. Als weitere Größe wird die Transpiration parametrisiert. Die einfallende kurz- und langwellige Strahlung wird von der Vegetationsschicht reflektiert und absorbiert. Ein gewisser Teil erreicht den Erdboden, wo erneut ein großer Anteil absorbiert wird.

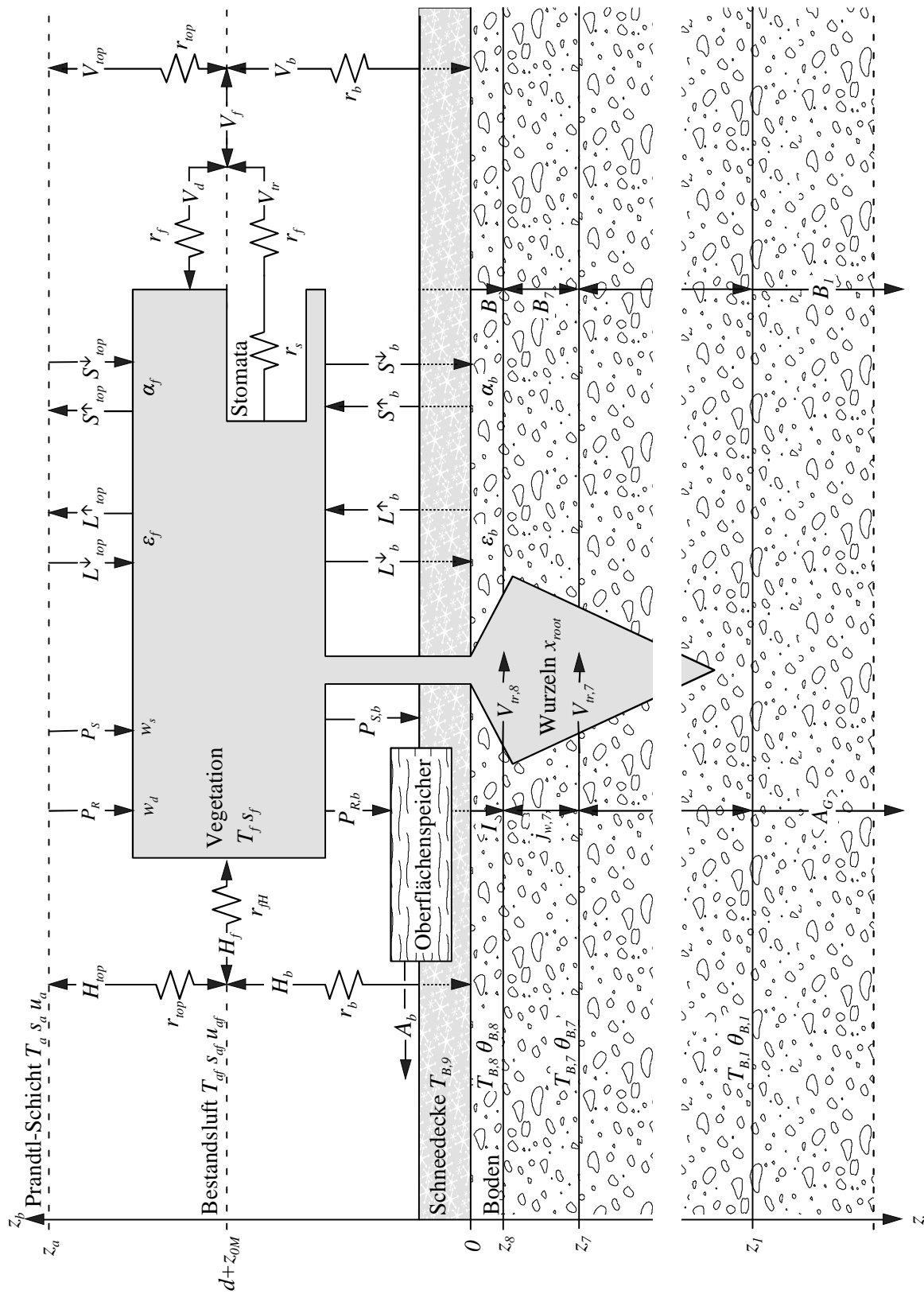


Abbildung 3.1: Schematischer Aufbau des Boden-Vegetationsmodells.

Der Wärme- und Wassertransport im Boden wird durch prognostische Gleichungen beschrieben, in die von der Bodenart abhängige Parametrisierungen einfließen. Niederschlag, der den Boden erreicht, infiltriert und wird durch Versickerung und kapillaren Aufstieg im Boden umverteilt. Kann der Niederschlag nicht vollständig infiltrieren, so wird das überschüssige Wasser an der Erdoberfläche gespeichert. Aus diesem Speicher fließt ein gewisser Anteil als Oberflächenwasser ab. Über die Vorgabe der Wurzeldichtevertelung wird dem Boden das für die Transpiration benötigte Wasser wieder entzogen.

Im Falle von Schneefall liegt dem Boden eine weitere Schicht auf, die die Schneedecke repräsentiert. Das Schneemodell (GRABE, 2001) ist konzeptionell an das Schneemodell der SVAT-Modelle CLASS (VERSEGHY, 1991) und ISBA (DOUVILLE, 1995) angelehnt. Es ist so konzipiert, dass die Gleichungen des Boden- und Vegetationsmodells weiterhin ihre Gültigkeit haben.

Der auf dem Bestand aufliegende Schnee führt zu einer Änderung der Oberflächenparameter der Vegetation  $\varepsilon_f$  und  $\alpha_f$ . Da diese Schneedecke als masselos betrachtet wird, wird ihre Wärmekapazität vernachlässigt. Im Falle einer Schneedecke auf dem Boden wird dieser Schnee wie eine der Bodenoberfläche aufliegende weitere Bodenschicht betrachtet. Es wird hierbei die Schneedichte, die Wärmeleitfähigkeit und die Wärmekapazität der Schneedecke berücksichtigt. In die Berechnung dieser Eigenschaften fließen Prozesse wie die Kompaktion der Schneedecke (die Verdichtung des Schnees aufgrund seines Eigengewichts), die so genannte destruktive Metamorphose (Erhöhung der Schneedichte aufgrund der Alterung des Schnees), das Schmelzen von Schnee und das Gefrieren von Flüssigwasser ein. Weitere Details können GRABE (2001) entnommen werden.

### 3.1 BODENMODELL

Das Erdbodenmodell hat die Aufgabe, die die Erdoberfläche erreichende Strahlung in die Energieflüsse des latenten und des fühlbaren Wärmestroms sowie des Bodenwärmestroms umzusetzen. Weiterhin sorgt das Bodenmodell für die Umverteilung des den Boden erreichenden Niederschlags in einen Oberflächenspeicher und einen infiltrierenden Anteil. Der

Wassertransport im Boden und der Entzug durch die Wurzeln der Vegetation sind weitere wichtige Komponenten.

Die Infiltrationsbedingung, die die Anteile des infiltrierenden und des oberflächlich gespeicherten Wassers bestimmt, ist abhängig von den Bodeneigenschaften und dem Wassergehalt der obersten Bodenschicht. Der Teil des Oberflächenwassers, der im Gerinne abfließt und zur erneuten Infiltration nicht zur Verfügung steht, wird von der Hangneigung und der Oberflächenrauigkeit beeinflusst. Die Umverteilung des Wassers im Boden wird über die Flüsse in Mikroporen und Makroporen bewerkstelligt. Der Boden wird hierzu in eine beliebige Anzahl von Schichten (in der in dieser Arbeit verwendeten Version acht Schichten) mit nach unten exponentiell zunehmender Dicke unterteilt. Auf diesem Gitter werden die folgenden prognostischen Gleichungen mit Hilfe eines verallgemeinerten Crank-Nicholson-Schemas, bei dem sich das Verhältnis explizit-impizit wichten lässt (SCHÄDLER, 1990), berechnet. Der verwendete Zeitschritt wird vom Atmosphärenmodell vorgegeben.

Bei der Beschreibung der Wärme- und Wasserflüsse im Boden genügt es, sich auf die vertikalen Komponenten der jeweiligen prognostischen Gleichungen zu beschränken. Horizontale Flüsse können in Anbetracht der verwendeten Gitterweiten und Simulationszeiten vernachlässigt werden. (vgl. Geschwindigkeit lateraler Wasserflüsse in Kap. 2.2.3, S. 12).

### **3.1.1 BODENTEMPERATUR**

Die Bodentemperatur wird mit einer prognostischen Gleichung berechnet, die den molekularen Wärmefluss beschreibt. Wärmetransporte durch Wasser, Wasserdampf und Luft werden gegenüber dieser molekularen Wärmeleitung vernachlässigt. Ebenso werden keine Phasenumwandlungen berücksichtigt und - wie beim Bodenwasser - nur horizontale Flüsse berechnet. Die beiden zentralen Parametrisierungen die Bodentemperatur betreffend sind die Wärmekapazität des feuchten Bodens und dessen Wärmeleitfähigkeit.

### 3.1.1.1 BODENTEMPERATURGLEICHUNG

Eine Änderung der Bodentemperatur ergibt sich aus der Divergenz des molekularen Wärmeflusses  $\lambda_B(\theta) \frac{\partial T_B}{\partial z}$ :

$$c_B(\theta) \frac{\partial T_B}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_B(\theta) \frac{\partial T_B}{\partial z} \right). \quad (3.1)$$

Darin ist  $c_B$  die volumetrische Wärmekapazität,  $\lambda_B$  die Wärmeleitfähigkeit des Bodens und  $\theta$  sein volumetrischer Wassergehalt.

Im Falle der Bodenart 'Wasser' bleibt die Bodentemperatur konstant auf ihrem Initialisierungswert (s. Kap. 3.4.1.2, S. 78).

### 3.1.1.2 WÄRMEKAPAZITÄT UND -LEITFÄHIGKEIT

Die volumetrische Wärmekapazität des Bodens setzt sich aus den Kapazitäten der Fraktionen der beteiligten Bodenbestandteile zusammen. Es sind dies die mineralischen Anteile (im wesentlichen Quarze und Tone), der Anteil der Bodenluft und der Bodenwasseranteil. Da die Wärmekapazität der Luft um drei Größenordnungen unter den beiden anderen Fraktionen liegt, kann diese vernachlässigt werden. Die Wärmekapazität  $c_B$  in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt ergibt sich dann aus der Wärmekapazität der trockenen luftleeren Bodensubstanz  $c_{B,t}$  und der von Wasser  $c_W$  zu:

$$c_B(\theta) = (1 - \theta_s) c_{B,t} + \theta c_W. \quad (3.2)$$

Der Sättigungswassergehalt des Bodens  $\theta_s$  steht darin für das Porenvolumen.

Zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit des Bodens bietet sich eine Methode nach JOHANSEN (1975), modifiziert von FAROUKI (1986), an, die gegenüber dem häufig verwendeten Verfahren nach MCCUMBER & PIELKE (1981) exaktere Ergebnisse liefert (PETERS-LIDARD ET AL., 1998). Die Methode nach JOHANSEN (1975) ist darüberhinaus auch zur Verwendung bei gefrorenem Boden erweiterbar.

Die thermische Leitfähigkeit  $\lambda_B$  berechnet sich aus einer Kombination aus der Leitfähigkeit trockenen Bodens  $\lambda_{B,t}$  und der gesättigten Bodens  $\lambda_{B,s}$ , gewichtet mit Hilfe einer normierten Leitfähigkeit, der Kersten-Zahl  $K_e$ :

$$\lambda_B = K_e (\lambda_{B,s} - \lambda_{B,t}) + \lambda_{B,t}. \quad (3.3)$$

Die Wärmeleitfähigkeit trockenen Bodens berechnet sich zu:

$$\lambda_{B,t} = \frac{0,135\rho_{B,t} + 64,7}{\rho_Q - 0,947\rho_{B,t}}. \quad (3.4)$$

$\rho_Q$  ist hier die Dichte der festen Bodenbestandteile ( $\rho_Q = 2700 \text{ kg m}^{-3}$ ) und  $\rho_{B,t}$  die Dichte des trockenen Bodens:

$$\rho_{B,t} = (1 - \theta_s)\rho_Q. \quad (3.5)$$

Die Wärmeleitfähigkeit gesättigten Bodens ist gegeben durch

$$\lambda_{B,s} = \lambda_M^{1-\theta_s} \lambda_W^{\theta_s}, \quad (3.6)$$

mit der Leitfähigkeit von Wasser  $\lambda_W$  ( $\lambda_W = 0,57 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) und der Leitfähigkeit der mineralischen Bodenbestandteile  $\lambda_M$ :

$$\lambda_M = \lambda_Q^q \lambda_b^{1-q}. \quad (3.7)$$

$q$  ist darin der volumetrische Quarzgehalt des mineralischen Bodenanteils,  $\lambda_Q$  die Wärmeleitfähigkeit von Quarz ( $\lambda_Q = 7,7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) und  $\lambda_b$  die Wärmeleitfähigkeit der sonstigen festen Bodenbestandteile.  $q$  muss in Abhängigkeit von der Bodenart bereitgestellt werden (s. Kap. 3.4.2.1.3, S. 85).

Die Kersten-Zahl für feine Bodenarten (Partikeldurchmesser  $< 2 \mu\text{m}$ ) ist gegeben durch

$$K_e = \log \frac{\theta}{\theta_s} + 1. \quad (3.8)$$

### 3.1.1.3 RANDBEDINGUNGEN

Aufgrund der extrem geringen Temperaturänderungen, die man in natürlichem Boden im Bereich des Modellunterrandes  $z_{\max}$  vorfindet, und unter Berücksichtigung einer Simulationszeit von einigen Tagen, kann man für die lokalzeitliche Änderung der Bodentemperatur in der untersten Bodenschicht

$$\left. \frac{\partial T_B}{\partial t} \right|_{z=z_{\max}} = 0 \quad (3.9)$$

annehmen.

Als obere Randbedingung des Bodenmodells erhält man für den Wärmefluss

$$\lambda_b(\theta_1) \left. \frac{\partial T_B}{\partial z} \right|_{z=0} = B, \quad (3.10)$$

mit dem Bodenwärmestrom  $B$  aus der Energiebilanz der Erdoberfläche

$$(1 - \alpha_b) S_b^\downarrow + L_b^\downarrow - L_b^\uparrow = H_b + V_b + B, \quad (3.11)$$

die sich aus der kurzwelligen  $((1 - \alpha_b) S_b^\downarrow)$  und langwelligen  $(L_b^\downarrow - L_b^\uparrow)$  Strahlungsbilanz, sowie den turbulenten Flüssen  $(H_b + V_b)$  und dem Bodenwärmestrom  $B$  zusammensetzt (s. Kap. 3.2, S. 59).

## 3.1.2 BODENWASSERGEHALT

Zur Berechnung der Bodenfeuchte werden einige vereinfachende Annahmen gemacht. So wird der Wassertransport in der Gasphase vernachlässigt, denn dieser ist einige Größenordnungen geringer als der Wassertransport in flüssiger Form. SCHEFFER (1998) gibt diesen Transport unter humiden Bedingungen mit maximal 1 mm Wasser für eine Schicht von 15 cm Mächtigkeit je Nacht an, was einer Differenz des volumetrischen Wassergehalts von nur  $\Delta\theta = 0,007 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  entspricht. Weiters wird die Bodenstruktur als unveränderlich betrachtet, es tritt also kein Quellen oder Schrumpfen des Bodens und auch keine Verschlammung der Bodenoberfläche auf. Eine weitere Annahme ist, dass die bodenhydraulischen Eigenschaften keine Hysterese aufweisen, d.h. sie sind unabhängig von der Vorgeschichte des Bodens bezüglich Be- oder Entwässerung. Beim Wassertransport in flüssiger Phase werden thermische und osmotische Gradienten vernachlässigt; das Wasserpotenzial

setzt sich also gemäß Gleichung 2.1 (s. S. 11) lediglich aus dem Matrixpotenzial  $\psi$  und dem Gravitationspotenzial  $\psi_g$  zusammen.

### 3.1.2.1 BODENWASSERGLEICHUNG

Die prognostische Bodenwassergleichung entspricht der in Kapitel 2.2.2 (s. S. 10) hergeleiteten Richards-Gleichung

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta) \frac{d\psi(\theta)}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + \frac{dK(\theta)}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - r_w(z), \quad (3.12)$$

mit dem Senkenterm  $r_w(z)$ :

$$r_w(z) = x_{root}(z) \frac{V_{tr}}{\rho_w l_w}, \quad (3.13)$$

der die Aufnahme von Bodenwasser der Vegetation über die Wurzeln für die Transpiration beschreibt. Der gesamte Wasserfluss durch die Transpiration  $\frac{V_{tr}}{\rho_w l_w}$  wird dabei entsprechend der normierten Wurzeldichtefunktion  $x_{root}$  (s. S. 70) gewichtet.

Für die Parametrisierung von hydraulischer Leitfähigkeit  $K(\theta)$  und Matrixpotenzial  $\psi(\theta)$  stehen die im Kapitel 2.3.1 (s. S. 14) vorgestellten Ansätze nach BROOKS & COREY (1964), CAMPBELL (1974) und VAN GENUCHTEN (1980) zur Verfügung.

### 3.1.2.2 UNTERE RANDBEDINGUNG

Der Abfluss am unteren Rand des Bodenmodells  $A_G$  wird von der unteren Randbedingung bestimmt. Standardmäßig wird die Gravitationsflussbedingung (vgl. Kap. 2.3.2.7, S. 31) verwendet. Sie folgt aus der Richards-Gleichung (Gl. 3.12) unter der Annahme, dass der Gradient des Matrixpotenzials Null wird:

$$\left. \frac{\partial \psi(\theta, z)}{\partial z} \right|_{z_{max}} = 0 \Leftrightarrow A_G = K(\theta, z_{max}). \quad (3.14)$$

Optional besteht die Möglichkeit, einen undurchlässigen Unterrand

$$\left. \frac{\partial \theta}{\partial t} \right|_{z_{max}} = 0 \Leftrightarrow A_G = 0, \quad (3.15)$$



oder eine gesättigte Schicht, und damit Grundwasser, zu simulieren:

$$\theta(z_G) = \theta_s. \quad (3.16)$$

$z_G$  ist darin der Grundwasser-Flurabstand. In diesem Fall ist kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser möglich.

### 3.1.2.3 INFILTRATION

Liegt der Interzeptionsspeicher  $w_d$  auf der Vegetation unterhalb seinem Maximalwert  $w_{d,\max}$ , so erreicht nur der Teil des Niederschlags den Erdboden, der nicht auf Vegetation fällt. Ansonsten fällt der gesamte Niederschlag bis zum Boden durch:

$$P_{R,b} = \begin{cases} (1 - \sigma_f) P_R & \text{für } w_d < w_{d,\max} \\ P_R & \text{für } w_d \geq w_{d,\max} \end{cases}. \quad (3.17)$$

Hier steht der Niederschlag  $P_{R,b}$  zusammen mit dem Fluss aus einem eventuell vorhandenen Oberflächenspeicher  $S_b$  (s. Kap. 3.1.2.4, S. 53) und abzüglich der Verdunstung  $V_b$  (s. Kap. 3.2.2.2, S. 63) zur Infiltration zur Verfügung. Diese potenzielle Infiltration  $I_b$  berechnet sich also zu

$$I_b = P_{R,b} + \frac{S_b}{\Delta t} - \frac{V_b}{\rho_w l_w}. \quad (3.18)$$

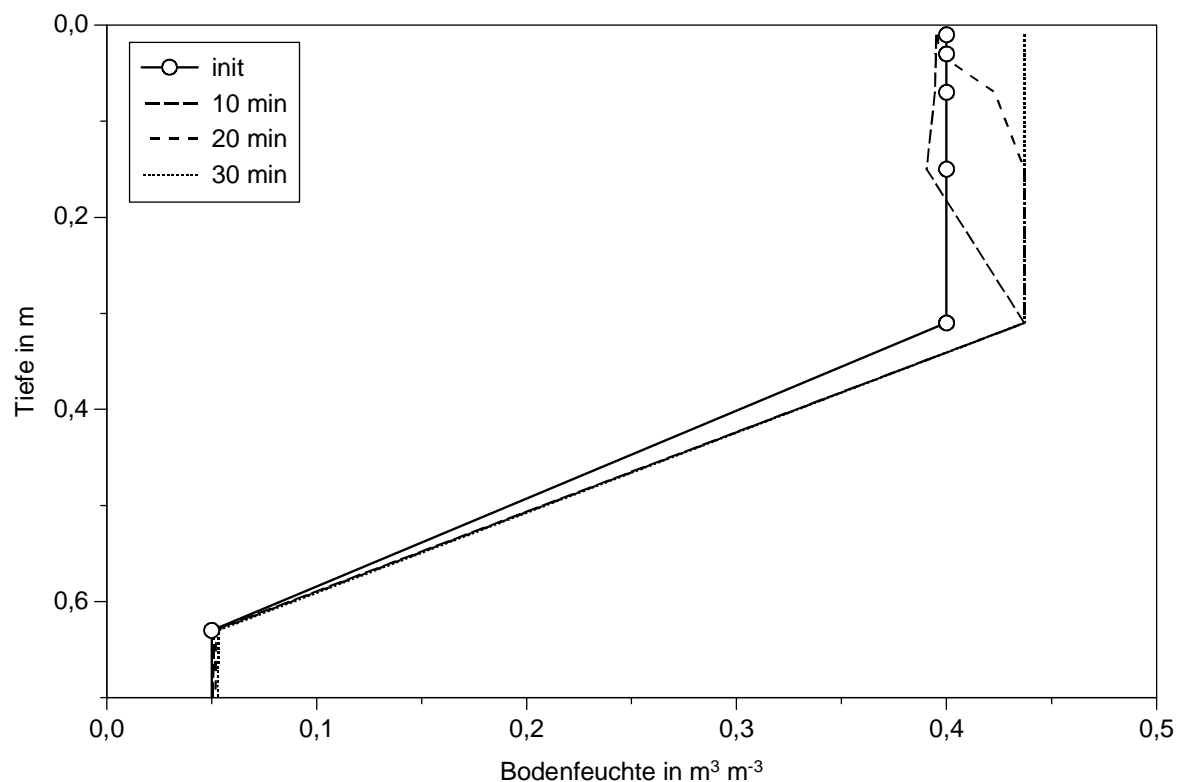
Liegt  $I_b$  unterhalb der Infiltrationskapazität  $I_{\max}$ , so kann der Niederschlag vollständig infiltrieren.  $I_{\max}$  erhält man aus der Richards-Gleichung (Gl. 3.12, S. 50) unter der Annahme von Sättigung an der Bodenoberfläche: Der Gradient des Wassergehalts wird Null, so dass sich der Fluss durch diese Schicht zu  $I_{\max} = K_s$  ergibt.

Übersteigt jedoch die potenzielle Infiltration die gesättigte Leitfähigkeit  $K_s$ , so wird der überschüssige Niederschlag dem Oberflächenspeicher zugeführt und es entsteht Horton-scher Oberflächenabfluss. Dieser Fall ist insbesondere bei hohen Niederschlagsraten und feiner Bodentextur zu erwarten. Man erhält damit die folgende obere Fluss-Randbedingung mit der aktuellen Infiltration  $I$ :

$$I = \begin{cases} I_b & \text{für } I_b \leq K_s \\ K_s & \text{für } I_b > K_s \end{cases}. \quad (3.19)$$

Im Falle makroporösen Bodens wird  $K_s$  in Gleichung 3.19 durch  $K_s^*$  ersetzt (s. Kap. 3.1.2.5, S. 56).

Ist in den darunterliegenden Bodenschichten der Wassergehalt bereits sehr hoch und ist eine Stauschicht, z. B. aufgrund eines starken Bodenfeuchte-Rückgangs, vorhanden, so dass die Infiltration zu einer Übersättigung führen würde, wird der Infiltrationsüberschuss dem Oberflächenspeicher zugeführt. Da es in diesem Fall zu einer Aufsättigung des Bodens von unten nach oben kommt, wird hier von Oberflächenabfluss nach Dunne (DUNNE, 1978) oder gesättigtem Oberflächenabfluss gesprochen. Er ist vor allem bei niedrigeren Niederschlagsraten und grob texturierten, sandigen Böden mit hoher Sättigungsleitfähigkeit zu erwarten. Bei dem in Abbildung 3.2 dargestellten Beispiel entsteht nach etwa 30 Minuten gesättigter Oberflächenabfluss.



**Abbildung 3.2:** Aufsättigung des Bodens von unten nach oben über einer trockenen Bodenschicht. Simulation mit der Bodenart 'lehmiger Sand' und einem Niederschlag von  $50 \text{ mm h}^{-1}$ .

### 3.1.2.4 OBERFLÄCHENSPEICHER UND -ABFLUSS

Ein Flüssigwasserspeicher an der Erdoberfläche entspricht dem Rückhalt an Niederschlag oder Schmelzwasser in Mulden, Rillen und anderen Vertiefungen ('Pfützen') der Erdoberfläche sowie dem fließenden Oberflächenwasser, bevor es dem Gerinne zugeführt wird. Daneben ist eine weitere Aufgabe dieses Speichers die Niederschlagsmenge zu konservieren, die innerhalb eines Zeitschritts fällt und ihrer Größe nach über der Infiltrationskapazität liegt, da innerhalb der verwendeten Modellzeitschritte ein vollständiger Abfluss aus der jeweiligen Gitterzelle nicht realistisch ist.

Liegt die Niederschlagsrate  $P_b$  abzüglich der Verdunstung des Erdbodens  $V_b$  über der Infiltrationskapazität  $I_{max}$ , also der gesättigten Leitfähigkeit  $K_s$  (vgl. Kap. 3.1.2.3, S. 51), oder kann die Bodensäule das zur Infiltration zur Verfügung stehende Wasser nicht vollständig aufnehmen, so wird das überschüssige Wasser dem Oberflächenspeicher  $S_b$  zugeführt. Im umgekehrten Fall entleert sich der Oberflächenspeicher. Liegt eine abschmelzende Schneedecke vor, so wird dieses Schmelzwasser ebenfalls dem Oberflächenspeicher zugeführt, um dieses Wasser zur Infiltration bereitzustellen.

Es wird angenommen, dass sich das Oberflächenwasser schichtförmig und homogen über die Gitterzelle verteilt hangabwärts bewegt, und dass zusammen mit dieser Bewegung stets ein gewisser Anteil dem Gerinne zugeführt wird. In der Hydrologie geht man bei der physikalischen Beschreibung des Oberflächenabflusses neben der Kontinuitäts- und der Bewegungsgleichung von der 'Manning-Strickler-Gleichung' (CHOW, 1995; HAGER, 1992) aus:

$$v_A = K_{str} R_h^{2/3} \sqrt{S_F} . \quad (3.20)$$

Sie beschreibt die Geschwindigkeit  $v_A$  des Abflusses über einer rauhen (Reibungsbeiwert nach Strickler  $K_{str}$ ) geneigten (Hangneigung  $S_F$ ) Oberfläche. Diese Gleichung wird der Gleichung nach Darcy-Weisbach (ABERLE, 2000) vorgezogen, da für den darin befindlichen Reibungsbeiwert wenig Literaturdaten vorhanden sind. Der hydraulische Radius  $R_h$  entspricht dem Verhältnis aus durchströmter Fläche und benetztem Umfang. Geht man von einer rechteckigen durchströmten Fläche aus, so ergibt sich  $R_h$  zu

$$R_h = \frac{h_A b_A}{b_A + 2h_A} , \quad (3.21)$$

mit der Breite  $b_A$  und der Höhe  $h_A$  des Oberflächenspeichers. Die Annahme schichtförmigen Abfließens über einer im Verhältnis zu  $h_A$  sehr breiten Fläche erlaubt nun die Grenzwertbildung:

$$R_h = \lim_{b_A \rightarrow \infty} \frac{h_A b_A}{b_A + 2h_A} = h_A. \quad (3.22)$$

Unter der Berücksichtigung von

$$\bar{v}_A = \frac{l_A}{t_A} \quad (3.23)$$

erhält man aus der zeitlichen Mittelung und Umformung von Gleichung 3.20 mit Gleichung 3.22 die mittlere Fließzeit  $t_A$ , also die mittlere Zeit, die das Wasser zur weiteren Infiltration zur Verfügung steht, bevor es das Gerinne erreicht:

$$t_A = \frac{n_m l_A}{h_A^{2/3} \sqrt{S_F}}. \quad (3.24)$$

$l_A$  ist darin die mittlere Länge des Fließwegs, also die Entfernung zum Gerinne. Der Strickler-Beiwert wurde hier durch den Rauigkeitsbeiwert nach Manning  $n_m$  ersetzt ( $n_m = 1 / K_{str}$ ).

Zur Berechnung der mittleren Fließstrecke des Oberflächenabflusses  $l_A$  stellte HORTON (1945) eine Formel bereit. Für ein typisches Wassereinzugsgebiet berechnete REE (1963) daraus eine Länge von 28 m. Laborexperimente von IZZARD (1946) führten zu einer Länge von 22 m, so dass im Mittel ein Wert von 25 m angenommen werden kann.

Geht man von der Annahme aus, dass sich die Zu- und Abflüsse aus benachbarten Gitterzellen gegenseitig aufheben, was unter der Annahme  $l_A \ll \Delta x$  gerechtfertigt erscheint, so lässt sich für die Höhe des Oberflächenspeichers eine prognostische Gleichung aufstellen:

$$\frac{\partial h_A}{\partial t} = (I_b - I) - A_b. \quad (3.25)$$

Der erste Teil in Gleichung 3.25 gibt als Quelle den Infiltrationsüberschuss (s. Kap. 3.1.2.3, S. 51) wieder, der zweite Teil ist die Senke in Form des Abflusses ins Gerinne  $A_b$ .

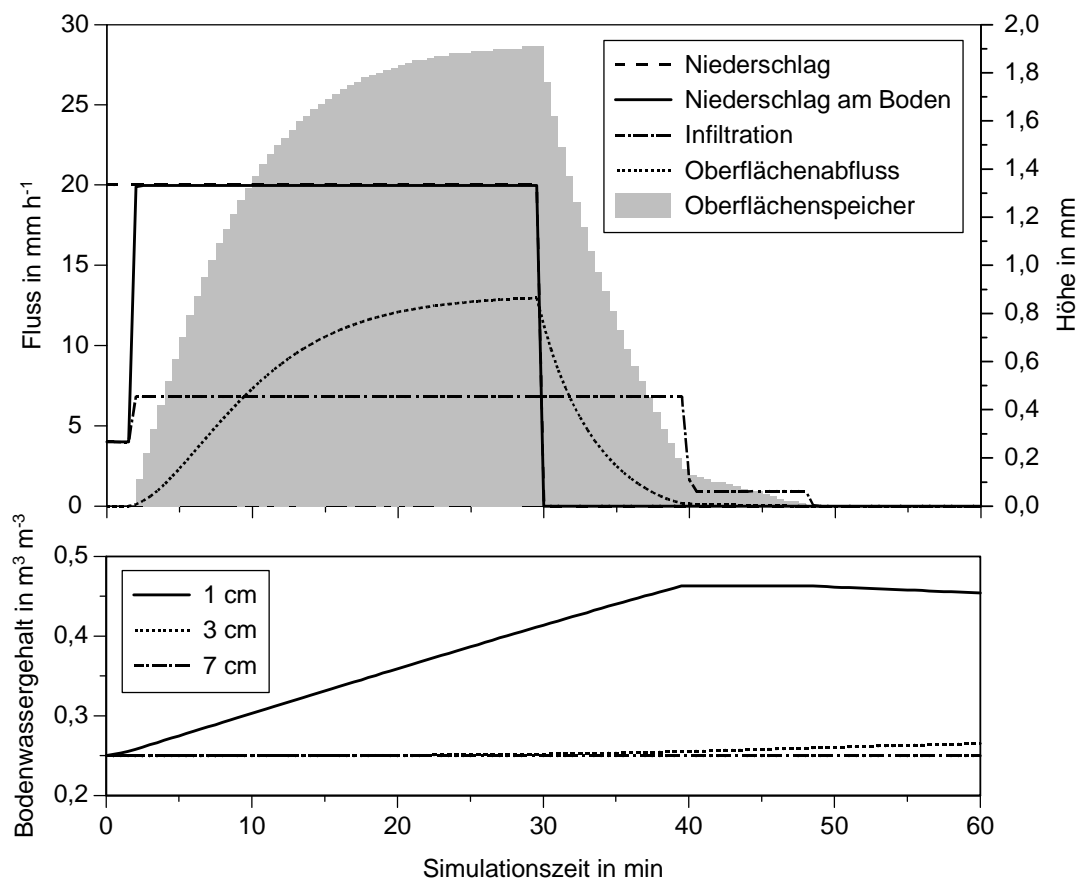
Beispielrechnungen mit niedrigen Rauigkeitsbeiwerten bei hoher Hangneigung und hohem Oberflächenspeicher zeigen, dass  $t_A$  mindestens im Bereich von einigen hundert Sekunden liegt.  $t_A$  ist damit deutlich höher als der im Modell verwendete Rechenzeitschritt  $\Delta t$  von

etwa 30 s. Ein gewisser Anteil des Oberflächenwassers wird also innerhalb des Modellzeitschritts das Gerinne erreichen und als Oberflächenabfluss  $A_b$  abfließen:

$$A_b \Delta t = \frac{\Delta t}{t_A} h_A. \quad (3.26)$$

Der übrige Teil des Oberflächenwassers steht weiter zur Infiltration im nächsten Zeitschritt zur Verfügung. Die Höhe des Oberflächenwassers wird auf maximal 2 mm beschränkt.

In Abbildung 3.3 ist beispielhaft die zeitliche Entwicklung der Höhe des Oberflächenspeichers  $h_A$  und der zeitliche Verlauf einiger Wasserflüsse an der Erdoberfläche zu sehen. Anfangs erreicht nur ein geringer Teil des Niederschlags  $P$  den Erdboden. Der größere Teil wird von der Vegetation zurückgehalten und füllt den Interzeptionsspeicher  $w_d$ . Die Niederschlagsrate am Boden  $P_b$  liegt noch unterhalb der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit  $K_s$ , so dass dieser Niederschlag vollständig infiltrieren kann.



**Abbildung 3.3:** Simulation der Höhe des Oberflächenspeichers, der Wasserflüsse und der Bodenfeuchte in drei Tiefen während eines Niederschlagsereignisses. Bodenart: 'Lehm', Vegetationsart: 'Wiese', Hangneigung:  $10^\circ$ ,  $P_b = 20 \text{ mm h}^{-1}$ ,  $n_m = 0,15$ , Bodenkennwerte nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982), bodenhydraulische Funktionen nach VAN GENUCHTEN (1980).

Nach etwa zwei Minuten ist der Interzeptionsspeicher der Vegetation gefüllt und der gesamte Niederschlag dringt bis zum Erdboden vor. Die Niederschlagsrate liegt nun über der Infiltrationskapazität, so dass sich der überschüssige Niederschlag an der Erdoberfläche in Form des Oberflächenspeichers aufstaut. Gleichzeitig entsteht Oberflächenabfluss, der mit der Zunahme des Oberflächenspeichers ansteigt. Parallel dazu steigt weiter der Bodenwassergehalt der obersten Bodenschicht (in 1 cm Tiefe) an. Mit der Zunahme des Oberflächenspeichers wird die Fließgeschwindigkeit des Oberflächenwassers größer und immer mehr Wasser wird dem Gerinne zugeführt, so dass der Anstieg des Speichers geringer wird. Nach etwa 30 Minuten wird kein weiterer Niederschlag mehr vorgegeben. In der Folge kann sich nun der Oberflächenspeicher durch weitere Infiltration entsprechend der gesättigten Leitfähigkeit rasch abbauen. Ebenso geht der Oberflächenabfluss zurück. Nach 40 Minuten wird in der obersten Bodenschicht Sättigung erreicht und es kann nur noch so viel Regenwasser infiltrieren, wie an die zweite Bodenschicht weitergegeben wird oder durch Evapotranspiration dem Boden entzogen wird. Dies führt dazu, dass sich der Oberflächenspeicher nun langsamer entleert. Nach 48 Minuten ist er vollständig geleert und der Bodenwassergehalt der obersten Bodenschicht geht nun langsam wieder zurück.

### 3.1.2.5 MAKROPOROSITÄT

Makroporenfluss wird entsprechend BRONSTERT (1994) durch eine Erhöhung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit  $K_s$  auf den Wert  $K_s^*$  parametrisiert:

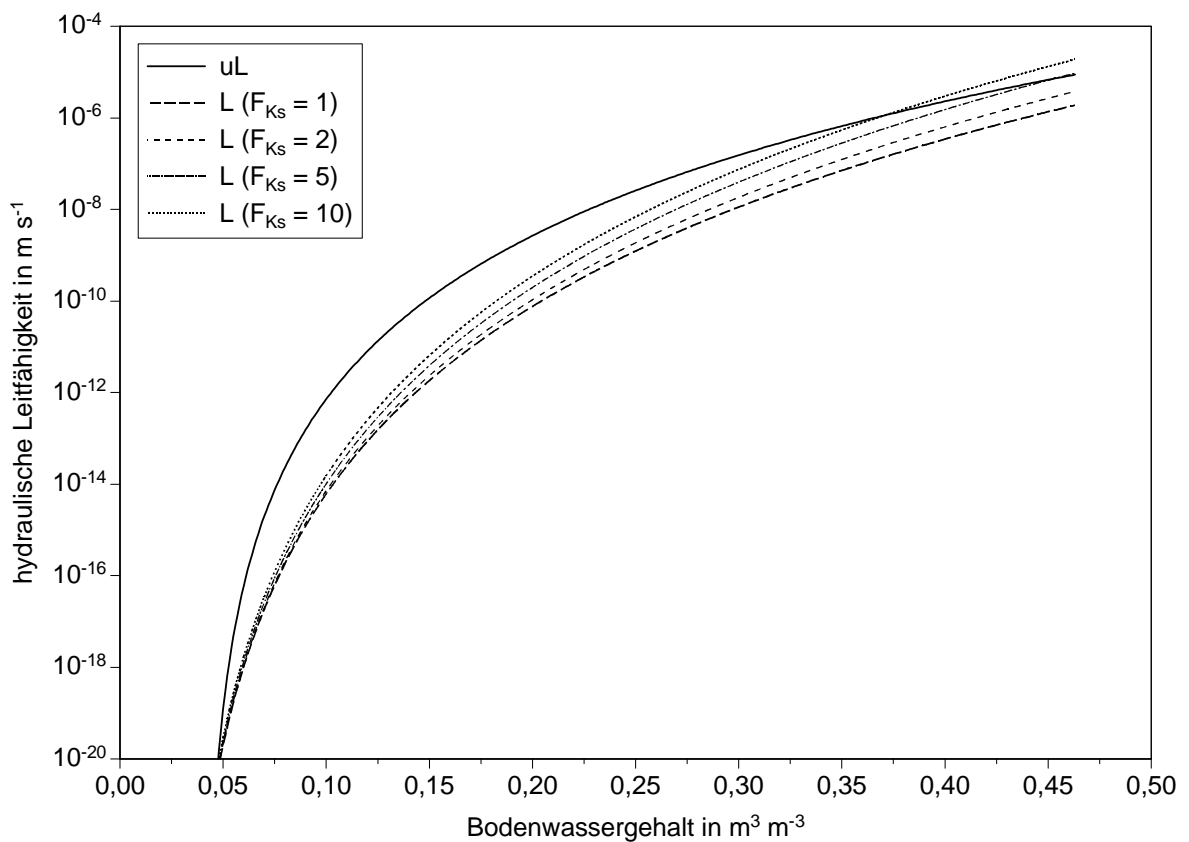
$$K_s^*(\theta, z, J_d) = K_s(\theta) \left[ 1 + \left( F_{K_s}(z, J_d) - 1 \right) \frac{\theta - \theta_0}{\theta_s - \theta_0} \right] \quad \text{für } \theta_0 < \theta < \theta_s. \quad (3.27)$$

$\theta_0$  ist hierin der Bodenwassergehalt, ab welchem mit Makroporenfluss zu rechnen ist. Der Makroporositätsfaktor  $F_{K_s}$  wird abhängig von der Bodentiefe  $z$  und der Jahreszeit ( $J_d$  ist der julianische Tag im Jahr) bestimmt. Liegt keine Makroporosität vor, so wird  $F_{K_s} = 1$  gewählt.

Abbildung 3.4 zeigt die Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit durch Makroporosität bei einem Lehmboden. Bei hohem Wassergehalt werden Werte erreicht, die der Bodenart 'schluffiger Lehm' ohne Makroporosität entsprechen.

Aufgrund der erhöhten Makroporosität in den obersten Schichten wird der Makroporositätsfaktor mit der Bodentiefe variiert. Da die Makroporosität mit der Wurzelichte zunimmt, wie BONELL (1993) feststellte, und in Anlehnung an die biologischen Entstehungsmechanismen von Makroporen (absterbende Pflanzenwurzeln, Aktivität der Bodenfauna), die den Großteil der Makroporenbildung ausmachen (BEVEN & GERMANN, 1982), wird die Makroporosität in Abhängigkeit von der normierten Wurzelfunktion  $x_{root}$  parametrisiert:

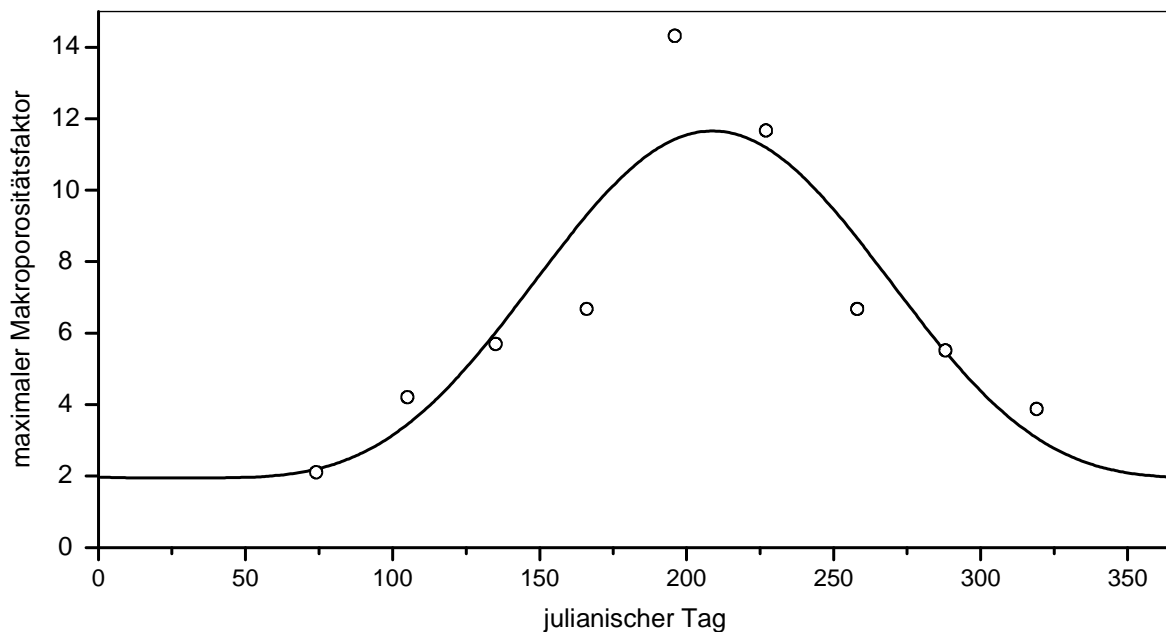
$$F_{K_s}(z, J_d) = F_{F_s, min} + \left( x_{root}(z) (F_{K_s, max} - F_{F_s, min}) \right) x_{veg}(J_d). \quad (3.28)$$



**Abbildung 3.4:** Hydraulische Leitfähigkeit bei schluffigem Lehm (uL) und unter Annahme verschiedener Makroporositätsfaktoren bei Lehm (L). Parametrisierung nach BROOKS & COREY (1964), Bodenkennwerte nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982)

Der Makroporositätsfaktor kann Werte zwischen einem Minimalwert  $F_{K_s, min}$  und der maximalen Makroporosität  $F_{K_s, max}$  annehmen. Über die Funktion  $x_{veg}(J_d)$  wird die jahreszeitliche Variation der maximalen Makroporosität in Abhängigkeit von der Aktivität der Vegetation gesteuert, um so die erhöhte Makroporosität während der Vegetationsperiode wiederzugeben (s. Kap. 3.4.2.2.1, S. 87).

Da bei der Landnutzungsart 'Ackerflächen' mit einer Erhöhung der Makroporosität aufgrund der landwirtschaftlichen Nutzung zu rechnen ist, wird in diesem Fall  $x_{root}$  für die Verwendung in Gleichung 3.28 mit einem logarithmischen Profil multipliziert. Dieses Profil nimmt in der obersten Schicht den Wert zwei und in der sechsten Schicht den Wert eins an, reicht also bis in 63 cm Tiefe, was etwa der Tiefe der Pflugsohle entspricht. Unterhalb dieser Tiefe ist es null, so dass sich dort  $F_{K_s}(z \leq 0,63 \text{ m}) = F_{K_s,min}$  ergibt.

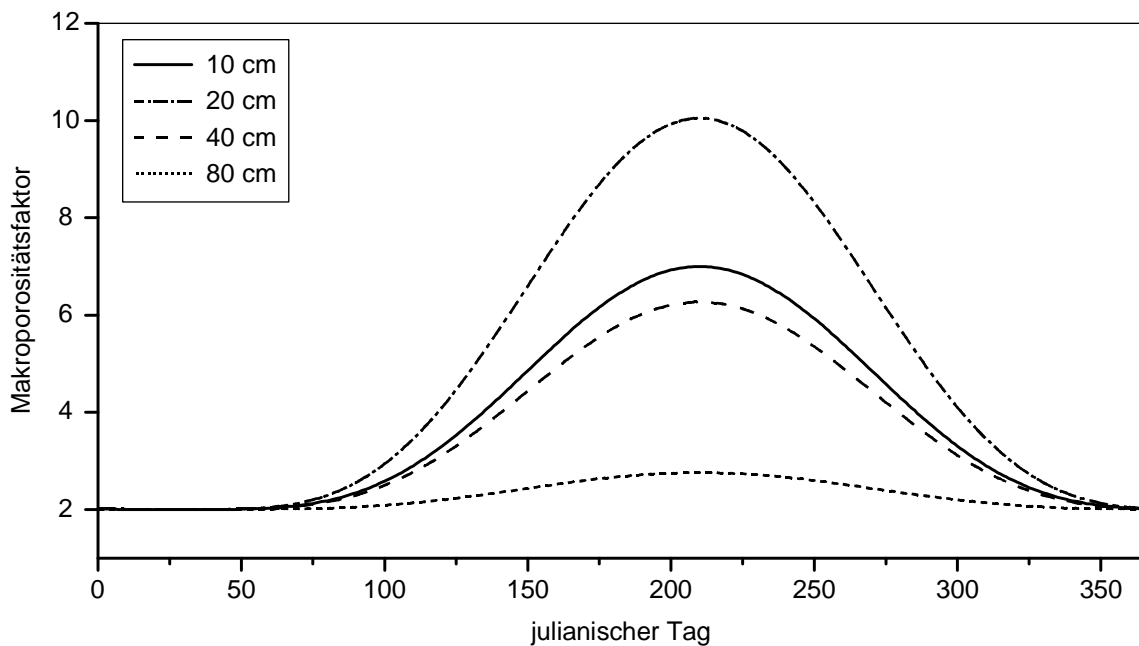


**Abbildung 3.5:** Monatsmittel des maximalen Makroporositätsfaktors als 'fitting-parameter'. 487 Simulationen während 1993-1996. Simulationsdauer jeweils 24 h, Parametrisierung: VAN GENUCHTEN (1980), Bodenkennwerte: RAWLS & BRAKENSIEK (1982),  $F_{K_s,min} = 2$ ,  $F_{K_s,max} = 12$ ,  $J_{d,veg} = 209$ .

Die jahreszeitliche Variation wird durch Simulationen, bei denen  $F_{K_s}$  als 'fitting-parameter' bestimmt wird, bestätigt. Für Abbildung 3.5 wurden 487 Tagessimulationen der Jahre 1994 bis 1996 an der Station Münzesheim (s. Kap. 4.1.1, S. 95) durchgeführt und dabei jeweils iterativ der Makroporositätsfaktor bestimmt, für den die Abweichung der Bodenfeuchte zu den gemessenen Werten der oberen Bodenzone (bis 50 cm Tiefe) am geringsten war. Für die Simulationen wurden nur Tage verwendet, an denen die Bodenfeuchte über  $\theta_0$  liegt.

Abbildung 3.6 zeigt am Beispiel des Wurzelprofils einer Wiese die sich daraus ergebende Makroporosität in verschiedenen Bodentiefen.





**Abbildung 3.6:** Makroporosität in vier Tiefen der Landnutzung 'Wiese'.  $F_{K_s, \min} = 2$ ,  $F_{K_s, \max} = 12$ ,  $J_{d, \text{veg}} = 209$ .

## 3.2 VEGETATIONSMODELL

Das Vegetationsmodell berücksichtigt die Vegetation (Bestand) mit der sie umgebenden Bestandsluft als eine masselose Schicht, für die mittlere Parameter wie der Blattflächenindex oder der Bedeckungsgrad angegeben werden können, ohne die Vegetation vertikal detailliert aufzulösen ('big leaf'-Konzept). Über die Bilanzierung der Energieflüsse wird die Temperatur und die Feuchte der Bestandsluft bestimmt, die als Eingabegrößen in das Atmosphärenmodell einfließen. Die turbulenten Flüsse zwischen Boden, Bestandsluft, Bestand und Atmosphäre werden dabei mit Widerstandsgesetzen beschrieben.

### 3.2.1 PROFILBEZIEHUNGEN

Zur Berechnung des Widerstandskoeffizienten (s. Kap. 3.2.4, S. 68) und damit der turbulenten Flüsse zwischen Oberrand der vegetationsbedeckten Erdoberfläche und der Atmo-

sphäre (s. Kap. 3.2.2.1, S. 63) werden die Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$ , die charakteristische potenzielle Temperatur  $\Theta_*$  und die charakteristische spezifische Feuchte  $s_*$  benötigt. Nach der Monin-Obuchov-Ähnlichkeitstheorie ergibt sich das Windprofil zu

$$u(z) = u_* \frac{\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_M \left( \frac{z}{L_*} \right)}{\kappa}. \quad (3.29)$$

$L_*$  ist die Monin-Obuchov-Stabilitätslänge,  $z_0$  eine Rauigkeitslänge und  $\kappa$  die von Kármán-Konstante ( $\kappa = 0,4$ ). Damit lassen sich nun Gleichungen für die Windgeschwindigkeit in der Höhe  $z_b - d$  und  $z_{0M}$  bestimmen. Aus deren Subtraktion erhält man die Schubspannungsgeschwindigkeit:

$$u_* = \frac{\kappa \left( \left| \vec{v} \right|_{z_b-d} - \left| \vec{v} \right|_{z_{0M}} \right)}{\ln \left( \frac{z_b-d}{z_{0M}} \right) - \Psi_M \left( \frac{z_b-d}{L_*} \right) + \Psi_M \left( \frac{z_{0M}}{L_*} \right)}. \quad (3.30)$$

In analoger Weise werden die charakteristische Temperatur und Feuchte bestimmt:

$$\Theta_* = \frac{\kappa \left( \Theta|_{z_b-d} - \Theta|_{z_{0H}} \right)}{\ln \left( \frac{z_b-d}{z_{0H}} \right) - \Psi_H \left( \frac{z_b-d}{L_*} \right) + \Psi_H \left( \frac{z_{0H}}{L_*} \right)}, \quad (3.31)$$

$$s_* = \frac{\kappa \left( s|_{z_b-d} - s|_{z_{0H}} \right)}{\ln \left( \frac{z_b-d}{z_{0H}} \right) - \Psi_H \left( \frac{z_b-d}{L_*} \right) + \Psi_H \left( \frac{z_{0H}}{L_*} \right)}. \quad (3.32)$$

$z_{0M}$  und  $z_{0H}$  sind Rauigkeitslängen für Impuls und fühlbare Wärme und  $z_b$  ist die Höhe über der Erdoberfläche. Die integrierten dimensionslosen Profilfunktionen  $\Psi_M \left( \frac{z}{L_*} \right)$  und  $\Psi_H \left( \frac{z}{L_*} \right)$  werden bei neutraler und stabiler Schichtung ( $\frac{z}{L_*} \geq 0$ ) nach DOTZEK (1994) und

bei labiler Schichtung ( $\frac{z}{L_*} < 0$ ) nach PAULSON (1970) berechnet:

$$\Psi_M \left( \frac{z}{L_*} \right) = \begin{cases} -31,58 \left( 1 - e^{-0,19 \frac{z}{L_*}} \right) & \text{für } \frac{z}{L_*} \geq 0 \\ 2 \ln \left( \frac{1+x}{2} \right) + \ln \left( \frac{1+x^2}{2} \right) - 2 \arctan x + \frac{\pi}{2} & \text{für } \frac{z}{L_*} < 0 \end{cases}, \quad (3.33)$$

$$\Psi_H\left(\frac{z}{L_*}\right) = \begin{cases} -41,05 \left(1 - e^{-0,19 \frac{z}{L_*}}\right) & \text{für } \frac{z}{L_*} \geq 0 \\ 2 \ln\left(\frac{1+y}{2}\right) & \text{für } \frac{z}{L_*} < 0 \end{cases}, \quad (3.34)$$

mit

$$x = \left(1 - 19,3 \frac{z}{L_*}\right)^{\frac{1}{4}}, \quad (3.35)$$

und

$$y = \left(1 - 12,0 \frac{z}{L_*}\right)^{\frac{1}{2}}. \quad (3.36)$$

Im Falle von bewachsenem Boden werden die Rauigkeitslängen für fühlbare Wärme und Impuls gleichgesetzt:

$$z_{0H} = z_{0M}. \quad (3.37)$$

Windgeschwindigkeit, potenzielle Temperatur und spezifische Feuchte entsprechen in dieser Höhe den Werten in der Bestandsluft:

$$\left| \vec{v} \right|_{z_{0M}} = u_{af}, \quad (3.38)$$

$$\Theta|_{z_{0M}} = \Theta_{af}, \quad (3.39)$$

$$s|_{z_{0M}} = s_{af}. \quad (3.40)$$

Für unbewachsenen Boden wird für das Verhältnis zwischen den Rauigkeitslängen für Impuls und fühlbare Wärme ein Ansatz nach BRUSTAERT (1979) verwendet:

$$\ln\left(\frac{z_{0M}}{z_{0H}}\right) = 2,46 Re^{1/4} - 2. \quad (3.41)$$

Darin ist  $Re$  die Rauigkeits-Reynoldszahl:

$$Re = \frac{\rho u_* z_{0M}}{\mu(T_b)}, \quad (3.42)$$

mit der dynamischen Viskosität  $\mu(T)$ :

$$\mu(T) = 1,722 \cdot 10^{-5} \frac{393}{T + 120} \left(\frac{T}{273,15}\right)^{3/2}. \quad (3.43)$$

Die potenzielle Temperatur und die spezifische Feuchte im Niveau  $z_{0M}$  erhält man mit  $z_b = d + z_{0M}$  aus den Gleichungen 3.31 und 3.32. In der Höhe  $z_{0H}$  werden die Werte der Bodenoberfläche verwendet:

$$\Theta|_{z_{0H}} = \Theta_b, \quad (3.44)$$

$$s|_{z_{0H}} = s_b. \quad (3.45)$$

Für die Windgeschwindigkeit wird bei vegetationsfreiem Boden die Haftbedingung angewandt:

$$\left. \vec{v} \right|_{z_{0M}} = 0. \quad (3.46)$$

Diese führt über Wasserflächen zu der Annahme, die Windgeschwindigkeit und die Driftgeschwindigkeit gleichzusetzen. Für die Driftgeschwindigkeit wird ein Ansatz nach WU (1975) verwendet:

$$\left. \vec{v} \right|_{z_{0M}} = 0,55 u_* . \quad (3.47)$$

### 3.2.2 BILANZIERUNG DER TURBULENTEN FLÜSSE

Der latente Wärmefluss zwischen der vegetationsbedeckten Erdoberfläche und der Atmosphäre  $V_{top}$  setzt sich zusammen aus der Verdunstung des Erdbodens  $V_b$ , des Wärmestroms aufgrund von Interzeption oder Kondensation an der Pflanzenoberfläche  $V_d$  und der Transpiration der Vegetation  $V_{tr}$ :

$$V_{top} = V_b + V_d + V_{tr}. \quad (3.48)$$

Die Addition von  $V_d$  und  $V_{tr}$  ergibt den gesamten latenten Fluss zwischen der Vegetation und der Bestandsluft  $V_f$ .

Wie bei den latenten Flüssen ergibt die Summe der fühlbaren Flüsse zwischen Boden und Bestandsluft  $H_b$  sowie zwischen Bestand und Bestandsluft  $H_f$  den fühlbaren Wärmestrom zwischen der vegetationsbedeckten Erdoberfläche und der Atmosphäre  $H_{top}$ :

$$H_{top} = H_b + H_f \quad (3.49)$$

Aus Gleichung 3.48 lässt sich die spezifische Feuchte der Bestandsluft  $s_{af}$  und daraus die einzelnen latenten Wärmeflüsse bestimmen. In gleicher Weise erhält man aus Gleichung 3.49 die Temperatur der Bestandsluft  $T_{af}$ .

### 3.2.2.1 DIE WÄRMEFLÜSSE AM OBERRAND

Die Wärmeflüsse zwischen der Bestandsluft und der Atmosphäre werden bestimmt zu

$$V_{top} = \rho l_w \frac{1}{r_{top}} (s_{af} - s_a) \quad (3.50)$$

und

$$H_{top} = \rho c_p \frac{1}{r_{top}} (\Theta_{af} - \Theta_a). \quad (3.51)$$

Die spezifische Feuchte  $s_a$  und die potenzielle Temperatur  $\Theta_a$  werden dabei vom Atmosphärenmodell bereitgestellt.

### 3.2.2.2 DIE WÄRMEFLÜSSE ZWISCHEN BODEN UND BESTANDSLUFT

Der fühlbare Wärmefluss zwischen Boden und Bestandsluft ist

$$H_b = \rho c_p \frac{1}{r_b} (\Theta_b - \Theta_{af}), \quad (3.52)$$

mit der potenziellen Temperatur der Erdoberfläche  $\Theta_b$ . Sie wird gleich der Erdbodentemperatur der obersten Bodenschicht gesetzt.

Die Verdunstung des unbedeckten Bodens ergibt sich aus

$$V_b = \rho l_w \frac{1}{r_b} (s_b - s_{af}). \quad (3.53)$$

Die spezifische Feuchte der Bodenoberfläche wird nach einem Ansatz von ATWATER (1972) bestimmt:

$$s_b = \phi s_{sat}(T_b) + (1 - \phi) s_{af}. \quad (3.54)$$

Mit der Gewichtungsfunktion  $\phi$  wird zwischen der Sättigungsfeuchte an der Bodenoberfläche  $s_{sat}(T_b)$  und der Feuchte der Bestandsluft  $s_{af}$  linear interpoliert. Sie wird in Abhän-

gigkeit vom Sättigungsdefizit  $\theta_{d,b}$  und der Feuchte  $\theta_b$  der obersten Bodenschicht nach SCHÄDLER (1989) parametrisiert:

$$\phi = \theta_{d,b}^5 e^{\frac{g\psi(\theta_b)}{R_w T_b}} + (1 - \theta_{d,b}^5) \theta_{d,b}^2, \quad (3.55)$$

mit

$$\theta_{d,b} = \frac{\theta_b - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}. \quad (3.56)$$

### 3.2.2.3 DIE WÄRMEFLÜSSE ZWISCHEN BESTAND UND BESTANDSLUFT

Der fühlbare Wärmefluss zwischen Bestand und Bestandsluft wird bestimmt nach

$$H_f = \rho c_p \frac{1}{r_{fH}} (\Theta_f - \Theta_{af}). \quad (3.57)$$

Die potenzielle Temperatur der Pflanzen  $\Theta_f$  erhält man unter der Annahme einer masselosen Vegetationsschicht über die Energiebilanz der Vegetationsoberfläche:

$$S_f + L_f (\Theta_f^4) = V_{tr} + V_d (\Theta_f) + H_f (\Theta_f). \quad (3.58)$$

Darin ist  $S_f$  die kurzwellige Strahlungsbilanz (bestimmt aus Gl. 3.77 u. Gl. 3.78, S. 67) an der Pflanzenoberfläche,  $L_f$  die langwellige (bestimmt aus Gl. 3.84 u. Gl. 3.85, S. 68),  $V_{tr}$  die Transpiration (Gl. 3.63, S. 65) und  $V_d$  der latente Fluss infolge Interzeption oder Taubildung (Gl. 3.59, S. 64).

Der latente Wärmefluss zwischen dem Interzeptionsspeicher der Pflanzen und der Bestandsluft wird bestimmt nach

$$V_d = \rho l_w \frac{x_f}{r_f} (s_{sat}(T_f) - s_{af}). \quad (3.59)$$

Der benetzte Flächenanteil der Pflanzenoberfläche  $x_f$  wird nach DEARDORFF (1978) berechnet:

$$x_f = \left( \frac{W_d}{W_{d,max}} \right)^{2/3}. \quad (3.60)$$

$w_d$  ist darin das pro Quadratmeter Boden auf den Pflanzen vorhandene Wasservolumen, das sich nach

$$\frac{\partial w_d}{\partial t} = \sigma_f P - \frac{1}{l_w V_d} \quad (3.61)$$

berechnet. Wird der Maximalwert (BOUGEAULT, 1991)

$$w_{d,max} = 0,2 \cdot 10^{-3} \text{ m } \sigma_f LAI \quad (3.62)$$

erreicht, so tropft überschüssiges Wasser zum unbedeckten Erdboden durch.  $w_{d,max}$  ist abhängig vom Vegetations-Bedeckungsgrad  $\sigma_f$  und vom Blattflächenindex  $LAI$ , der das Verhältnis der Blattoberfläche des Bestandes zu seiner Grundfläche angibt. Da Taubildung auf dem gesamten transpirierenden Flächenanteil stattfinden kann, wird in diesem Fall  $x_f = 1$  gesetzt.

Transpiration ist auf dem nicht benetzten Flächenanteil der Pflanzen  $(1 - x_f)$  möglich:

$$V_{tr} = \rho l_w \frac{1 - x_f}{r_s + r_f} \left( s_{sat}(T_f) - s_{af} \right). \quad (3.63)$$

Zum Widerstand zwischen Pflanzenoberfläche und Bestandsluft  $r_a$ , der die aerodynamischen Eigenschaften des Pflanzenbestandes wiedergibt, kommt hier der Stomatawiderstand  $r_s$ , also der Widerstand zwischen Pflanzeninnerem und -oberfläche, hinzu.  $r_s$  beschreibt die Regelung der Transpiration der Pflanze durch das Öffnen und Schließen der Spaltöffnungen (Stomata).

### 3.2.3 STRAHLUNGSBILANZ

#### 3.2.3.1 KURZWELIGE STRAHLUNGSBILANZ

Die am oberen Rand des Boden-Vegetationsmodells einfallende kurzwellige Strahlung ist (SCHÄDLER, 1989 und STEPHENS, 1978)

$$S_{top}^{\downarrow} = S_0 (R - a_w) T_r \cos i. \quad (3.64)$$

Darin ist  $S_0$  die Solarkonstante ( $S_0 = 1360 \text{ W m}^{-2}$ ) und  $T_r$  ein Transmissionskoeffizient, der die Extinktion durch Wolken beschreibt:

$$T_r = 1 - \frac{\beta \tau}{\sin h_s \left( 1 + \frac{\beta \tau}{\sin h_s} \right)}. \quad (3.65)$$

$\tau_E$  ist ein von der Wasserdampfmasse der Luftsäule abhängiger empirischer Parameter, ebenso wie  $\beta_E$ , der selbst von  $\tau$  sowie vom Sinus der Sonnenhöhe  $\sin h_s$  abhängt (STEPHENS, 1978).

In Gleichung 3.64 ist  $R$  die Extinktion der solaren Strahlung aufgrund von Streuung (KONDRATJEV, 1969):

$$R = 1,03 - \frac{0,08}{\sqrt{\sin h_s}}. \quad (3.66)$$

$a_w$  beschreibt die Absorption durch Wasserdampf (MCDONALD, 1960):

$$a_w = 0,0386 \left( \frac{Z}{\sin h_s} \right)^{0,3}, \quad (3.67)$$

mit der optischen Dicke  $Z$ :

$$Z = \int_{z=h}^{z=H} \rho s dz \quad (3.68)$$

und dem Sinus der Sonnenhöhe (Zenitdistanz; OKE, 1978):

$$\sin h_s = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t_h, \quad (3.69)$$

mit der geografischen Breite  $\varphi$ , der Erddeklination  $\delta$  und dem Stundenwinkel der Sonne  $t_h$ . Für  $\delta$  gilt:

$$\delta = 23,45^\circ \sin \left( 280,1 + \frac{360}{365} J_d \right) \frac{2\pi}{360}, \quad (3.70)$$

mit dem Julianischen Tag  $J_d$ . Der Stundenwinkel der Sonne berechnet sich zu

$$t_h = \frac{2\pi}{24h} (12h - t_{MOZ}), \quad (3.71)$$

wobei  $t_{MOZ}$  die mittlere Ortszeit in Stunden ist.

In Gleichung 3.64 ist  $i$  der Winkel zwischen der Hangnormalen und dem Sonnenstrahl, so dass man für  $\cos i$

$$\cos i = \cos \alpha_n \sin h_s + \sin \alpha \cos h_s \cos(\Psi_s - \Psi) \quad (3.72)$$

erhält, mit  $\alpha_n$ , dem Winkel zwischen der Hangnormalen und der Vertikalen,  $\Psi$ , dem Azimutwinkel der geneigten Fläche, und  $\Psi_s$ , dem Azimutwinkel der Sonne:



$$\Psi_s = \arccos\left(\frac{\sin\varphi \cos\delta \cos t_h - \cos\varphi \sin\delta}{\cosh_s}\right). \quad (3.73)$$

Die kurzwellige Strahlungsbilanz des Erdbodens setzt sich zusammen aus dem Anteil der Strahlung, der nicht von Vegetation zurückgehalten wird (Vegetation wird als für kurzwellige Strahlung undurchdringlich angesehen):

$$S_b^\downarrow = (1 - \sigma_f) S_{top}^\downarrow, \quad (3.74)$$

abzüglich einem reflektierten Anteil:

$$S_b^\uparrow = \alpha_b(\theta)(1 - \sigma_f) S_{top}^\downarrow. \quad (3.75)$$

Der Rückgang der Bodenalbedo  $\alpha_b$  mit zunehmendem Bodenwassergehalt wird beschrieben durch

$$\alpha_b(\theta) = \alpha_{b0} - \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \Delta\alpha_b, \quad (3.76)$$

mit der Albedo des trockenen Bodens  $\alpha_{b0}$  und der Albedodifferenz zwischen trockenem und gesättigten Boden  $\Delta\alpha_b$ .

Für die Vegetation erhält man die kurzwellige Strahlungskomponenten

$$S_f^\downarrow = \sigma_f S_{top}^\downarrow \quad (3.77)$$

und

$$S_f^\uparrow = \alpha_f \sigma_f S_{top}^\downarrow. \quad (3.78)$$

Am Oberrand der Vegetation kommt zur kurzwelligen Ausstrahlung noch der von den Pflanzen reflektierte Anteil hinzu:

$$S_{top}^\uparrow = \alpha_b(\theta)(1 - \sigma_f) S_{top}^\downarrow + \alpha_f \sigma_f S_{top}^\downarrow. \quad (3.79)$$

### 3.2.3.2 LANGWELIGE STRAHLUNGSBILANZ

Die langwellige Einstrahlung am Oberrand des Vegetationsbestandes wird mit der Ångström-Formel bestimmt:

$$L_{top}^\downarrow = 1,19 s_a^{0,07} \sigma T_a^4, \quad (3.80)$$

mit der Stefan-Boltzmann-Konstante  $\sigma$ .

Die langwellige Ein- und Ausstrahlung an der Bodenoberfläche  $L_b^\downarrow$  und  $L_b^\uparrow$  sowie die langwellige Ausstrahlung am Oberrand des Bestandes  $L_{top}^\uparrow$  werden nach PIELKE (1984) berechnet:

$$L_b^\downarrow = (1 - \sigma_f) L_{top}^\downarrow + \sigma_f \frac{\varepsilon_f \sigma T_f^4 + (1 - \varepsilon_f) \varepsilon_b \sigma T_b^4}{\varepsilon_b + \varepsilon_f - \varepsilon_b \varepsilon_f}, \quad (3.81)$$

$$L_b^\uparrow = (1 - \sigma_f) (\varepsilon_b \sigma T_b^4 + (1 - \varepsilon_b) L_{top}^\downarrow) + \sigma_f \frac{\varepsilon_b \sigma T_b^4 + (1 - \varepsilon_b) \varepsilon_f \sigma T_f^4}{\varepsilon_b + \varepsilon_f - \varepsilon_b \varepsilon_f}, \quad (3.82)$$

$$L_{top}^\uparrow = (1 - \sigma_f) (\varepsilon_b \sigma T_b^4 + (1 - \varepsilon_b) L_{top}^\downarrow) + \sigma_f (\varepsilon_f \sigma T_f^4 + (1 - \varepsilon_f) L_{top}^\downarrow). \quad (3.83)$$

Darin sind  $\varepsilon_b$  und  $\varepsilon_f$  das Emissionsvermögen des Erdbodens und der Vegetation.

Die langwellige Einstrahlung auf die Vegetation  $L_f^\downarrow$  ergibt sich aus der atmosphärischen Gegenstrahlung und der vom Boden ausgehenden Strahlung:

$$L_f^\downarrow = \sigma_f \left( L_{top}^\downarrow + \frac{\varepsilon_b \sigma T_b^4 + (1 - \varepsilon_b) \varepsilon_f \sigma T_f^4}{\varepsilon_b + \varepsilon_f - \varepsilon_b \varepsilon_f} \right). \quad (3.84)$$

Da die Vegetation nach oben und unten langwellig ausstrahlt, erhält man für die Ausstrahlung  $L_f^\uparrow$ :

$$L_f^\uparrow = \sigma_f \left( \varepsilon_f \sigma T_f^4 + (1 - \varepsilon_f) L_{top}^\downarrow + \frac{\varepsilon_f \sigma T_f^4 + (1 - \varepsilon_f) \varepsilon_b \sigma T_b^4}{\varepsilon_b + \varepsilon_f - \varepsilon_b \varepsilon_f} \right). \quad (3.85)$$

Das Emissionsvermögen des Erdbodens wird – wie die Albedo – in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt parametrisiert:

$$\varepsilon_b(\theta) = \varepsilon_{b0} - \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \Delta \varepsilon_b. \quad (3.86)$$

Der Wert bei trockenem Boden  $\varepsilon_{b0}$  liegt demnach um die Differenz  $\Delta \varepsilon_b$  über dem Emissionsvermögen gesättigten Bodens.

### 3.2.4 WIDERSTÄNDE

Der Widerstand am Oberrand des Boden-Vegetationsmodells  $r_{top}$  ergibt sich aus den Profilbeziehungen der Prandtl-Schicht (s. Kap. 3.2.1, S. 59) zu

$$r_{top} = \frac{\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{0M}}\right) - \Psi_H\left(\frac{z_a - d}{L_*}\right) + \Psi_H\left(\frac{z_{0M}}{L_*}\right)}{\kappa u_*}. \quad (3.87)$$

Der Widerstand für den latenten Wärmestrom zwischen Pflanzenoberfläche und Bestandsluft ist nach THOM (1972) und TACONET ET AL. (1986)

$$r_f = \frac{1 + 0,5LAI}{0,04u_{af} LAI}, \quad (3.88)$$

mit der Windgeschwindigkeit in der Bestandsluft  $u_{af}$  und dem Blattflächenindex  $LAI$ .

Der zugehörige Widerstand für den fühlbaren Fluss ist

$$r_{fH} = \frac{r_f}{S_T}. \quad (3.89)$$

$S_T$  wird als 'Trockenfaktor' bezeichnet und beschreibt das Verhältnis der gesamten Pflanzenoberfläche zum transpirierenden Oberflächenteil der Blätter  $LAI$  und wird berechnet nach

$$S_T = \frac{SAI + LAI}{LAI}, \quad (3.90)$$

mit der Fläche der nicht transpirierenden – aber Wärme austauschenden – Pflanzenteile pro Quadratmeter Grundfläche  $SAI$ .

Der Stomatawiderstand wird nach DEARDORFF (1978) und TACONET ET AL. (1986) berechnet:

$$r_s = r_{s,min} \frac{\sigma_s}{LAI} \left( \frac{S_{max}^\downarrow}{S_{top}^\downarrow + 0,03S_{max}^\downarrow} + \left( \frac{\theta_w}{\int_0^{z_{r,max}} x_{root} \theta dz} \right)^2 \right). \quad (3.91)$$

Darin ist  $r_{s,min}$  der minimale Stomatawiderstand, der sich unter für die Vegetation optimalen Umweltbedingungen ergibt,  $S_{max}^\downarrow$  die jahreszeitlich variierende maximal mögliche kurzweilige Einstrahlung,  $S_{top}^\downarrow$  die aktuelle kurzweilige Einstrahlung,  $\theta_w$  der Bodenwassergehalt am Welkepunkt der Pflanzen und  $x_{root}$  die Wurzelfunktion.  $\sigma_s$  ist der Beschattungsfaktor:

$$\sigma_s = 1 + 0,5LAI, \quad (3.92)$$

der den Widerstand erhöht, da ein gewisser Anteil der Blattfläche aufgrund von Beschattung nicht zur Transpiration beiträgt.

Der Stomatawiderstand beinhaltet damit den Antrieb zur Transpiration über die Verfügbarkeit von Licht sowie von Bodenwasser. Weitere Faktoren wie das Sättigungsdefizit der Bestandsluft oder Stressfunktionen durch Annäherung der Bestandstemperatur an einen kritischen Wert, bei dem sich die Stomata schließen, werden vernachlässigt. Dies konnte durch vergleichende Simulationen mit einem Stomatawiderstand (XIU & PLEIM, 2001), welcher derartige Stressfunktionen beinhaltet, bestätigt werden.

Das Matrixpotenzial am permanenten Welkepunkt beträgt  $-153$  m (SCHEFFER, 1998). Mit diesem Wert kann der zugehörige Bodenwassergehalt  $\theta_w$  nach den in Kapitel 2.3.1 (s. S. 14) genannten Parametrisierungsansätzen bestimmt werden.

Die Dichteverteilung der Wurzeln im Boden wird über die Wurzelfunktion von LENZ (1996) gesteuert:

$$x_{root}(z) = \sum_{k=1}^2 a_{r,k} \left( \frac{z}{z_{r,max}} \right)^{b_{r,k}} e^{c_{r,k} \frac{z}{z_{r,max}}}. \quad (3.93)$$

Aufgrund der Summation können auch Wurzelverteilungen mit zwei Maxima besser abgebildet werden. Die Normierung wird so durchgeführt, dass das Integral von der Erdoberfläche bis zur maximalen Durchwurzelungstiefe  $z_{r,max}$  ergibt:

$$\int_{z=0}^{z=z_{r,max}} x_{root}(z) dz = 1. \quad (3.94)$$

Erreicht in einer bestimmten Bodenschicht der Bodenwassergehalt den permanenten Welkepunkt  $\theta_w$ , so wird in dieser Schicht  $x_{root}$  Null gesetzt, um weiteren Wasserentzug durch Transpiration aus dieser Schicht zu verhindern. Aufgrund Gleichung 3.94 entzieht die Vegetation dann mehr Wasser aus anderen Bodenschichten, um die Transpiration aufrecht zu erhalten.

Unter der Annahme von logarithmischen Wind-, Temperatur- und Feuchte-Profilen und einer neutralen Schichtung erhält man für den Widerstand am Boden  $r_a$  aus den Profilbeziehungen (s. Kap. 3.2.1, S. 59):

$$r_a = \frac{1}{u_{af}} \left( \frac{\ln \left( \frac{\alpha d - z_{ob}}{z_{ob}} \right)}{\kappa} \right)^2. \quad (3.95)$$

Darin wird der Parameter  $\alpha$ , der die vertikale Erstreckung des logarithmischen Profils zwischen der Bodenoberfläche und der Verdrängungshöhe  $d$  steuert, generell  $\alpha = 0,2$  gesetzt.  $z_{0b}$  ist die für Impuls, Wärme und Wasserdampf einheitliche Rauigkeitslänge.

### 3.2.5 WINDGESCHWINDIGKEIT IM BESTAND

Grundlage für die Bestimmung der Windgeschwindigkeit im Bestand  $u_{af}$  ist die Annahme eines Modellprofils, welches von der Prandtl-Schicht bis zur Höhe  $d + z_{0M}$  als logarithmisch angenommen wird. Unterhalb dieser Höhe und im Bestand nimmt das Profil den höhenkonstanten Wert  $u_{af}$  an, während es sich direkt über dem Boden wieder logarithmisch dem Wert Null in Höhe der Bodenrauigkeitslänge  $z_{0b}$  annähert.

Aus Messungen (z. B. BRUTSAERT, 1979) ist bekannt, dass im Bestand die Windgeschwindigkeit nicht höhenkonstant ist, sondern exponentiell abnimmt. Aus der Mittelung eines solchen Profils (GOUDRIAAN, 1977) erhält man  $u_{af}$  zu (SCHÄDLER, 1989; LENZ, 1996)

$$u_{af} = |\vec{v}_{top}| \sqrt{\frac{1 - e^{-2a}}{2a}}, \quad (3.96)$$

mit dem Parameter  $a$ , der die Dichte des Bestandes charakterisiert. Unter der Voraussetzung, dass die Schubspannung am oberen Rand des Bestandes für das Modellprofil und das exponentielle Profil gleich sind, erhält man nach einigen Umformungen (GOUDRIAAN, 1977):

$$u_{af} = c_{veg} u_* . \quad (3.97)$$

Der Parameter  $c_{veg}$  ist dabei abhängig von der Dichte des Bestandes  $a$ , von der Bestandshöhe  $h_{veg}$ , vom Blattflächenindex  $LAI$ , sowie von der Form und Größe der Blätter der Vegetation. Da diese Parameter nur sehr grob bestimmbar sind, schlägt LENZ (1996) eine andere Methode zur Berechnung von  $c_{veg}$  vor: Unter der Annahme einer neutralen Schichtung erhält man mit dem logarithmischen Windgesetz (Gl. 3.29, S. 60) am Oberrand des Bestandes

$$|\vec{v}_{top}| \approx u(h_{veg} - d) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{h_{veg} - d}{z_{0M}}\right). \quad (3.98)$$

Zusammen mit Gleichung 3.96 und 3.97 ergibt sich  $c_{veg}$  dann zu

$$c_{veg} = \sqrt{\frac{1 - e^{-2a}}{2a} \frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{h_{veg} - d}{z_{0M}}\right)}. \quad (3.99)$$

LENZ (1996) weist auf die Ungenauigkeit dieser Gleichung aufgrund der Vernachlässigung von  $u_{af}$  gegenüber  $|\vec{v}_{top}|$  in Gleichung 3.30 (s. S. 60) hin, doch zeigen Sensitivitätsstudien von SCHÄDLER (1990), dass die Simulationsergebnisse nur unwesentlich von  $c_{veg}$  abhängen.

### 3.3 NUMERISCHE LÖSUNG

Zur Berechnung von  $u_*$ ,  $\Theta_*$  und  $q_*$  wird die Monin-Obuchov-Länge  $L_*$  benötigt, die durch

$$L_* = -\frac{u_*^2}{\kappa \frac{g}{\Theta_a} \Theta_*} \quad (3.100)$$

gegeben ist. Zusammen mit den Profilbeziehungen (Gl. 3.30 u. Gl. 3.31, S. 60) und der Windgeschwindigkeit im Bestand  $u_{af}$  (Gl. 3.96, S. 71) erhält man eine Gleichung, aus der sich  $(z_a - d) / L_*$  iterativ bestimmen lässt:

$$\frac{z_a - d}{L_*} = \frac{g(z_a - d)(\Theta_a - \Theta_{af})}{\Theta_a u_a^2} \frac{\left[ \ln\left(\frac{z_a - d}{z_{0M}}\right) - \Psi_M\left(\frac{z_a - d}{L_*}\right) + \Psi_M\left(\frac{z_{0M}}{L_*}\right) + \kappa c_{veg} \right]^2}{\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{0H}}\right) - \Psi_H\left(\frac{z_a - d}{L_*}\right) + \Psi_H\left(\frac{z_{0H}}{L_*}\right)}. \quad (3.101)$$

Hierzu wird ein Bisektionsverfahren verwendet:

$$\frac{z_a - d}{L_*} \Big|_{k+1} = \frac{1}{2} \left( \frac{z_a - d}{L_*} \Big|_k + \frac{z_a - d}{L_*} \Big|_{k+1}^* \right), \quad (3.102)$$

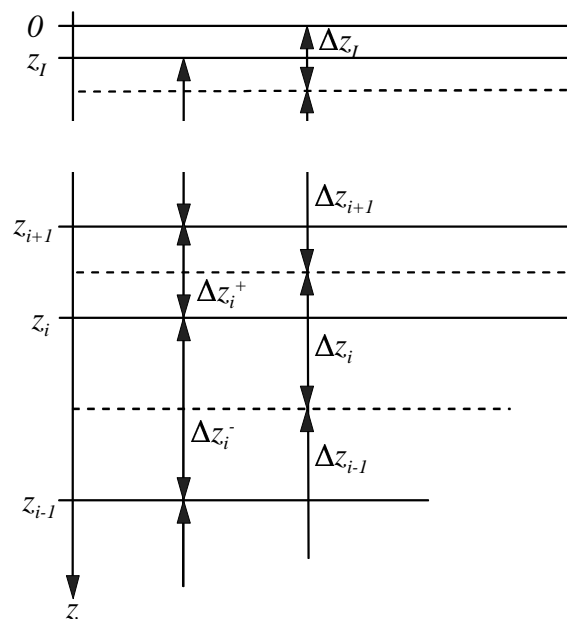
mit dem Iterationsindex  $k$ . Der zweite Term in Gleichung 3.102 ist der zuvor iterierte Wert für  $(z_a - d) / L_*$  aus Gleichung 3.101. Aus  $L_*$  erhält man  $u_*$ , mit dem sich schließlich die Widerstände  $r_{top}$ ,  $r_b$ ,  $r_f$  und  $r_{fH}$  berechnen lassen, so dass man aus einer Bilanzie-

nung der fühlbaren Wärmeflüsse  $H_{top}$ ,  $H_f$  und  $H_b$  die potenzielle Temperatur der Bestandsluft  $\Theta_{af}$  erhält.

Die potenzielle Temperatur der Vegetation  $\Theta_f$  wird ebenfalls iterativ aus der Bilanzierung der Energieflüsse an der Vegetationsoberfläche (Gl. 3.58, S. 64) bestimmt. Es wird hierzu das Newton-Raphson-Verfahren verwendet:

$$\Theta_f^{k+1} = \Theta_f^k - \frac{F(\Theta_f^k)}{\frac{\partial F(\Theta_f^k)}{\partial \Theta_f}}. \quad (3.103)$$

$F(\Theta_f)$  ist darin die implizite Funktion der Gleichung 3.58 (s. S. 64).



**Abbildung 3.7:** Schema des Bodenmodellgitters mit Schichtgrenzen (gestrichelte Linien) und Schichtmitten (durchgezogene Linien).

Die prognostischen Gleichungen für die Bodentemperatur (Gl. 3.1, S. 47), die Bodenfeuchte (Gl. 3.12, S. 50) und die Schneedichte (GRABE, 2001) werden auf einem Modellgitter mit exponentiell zunehmender Schichtdicke (s. Abb. 3.7) berechnet. Die Schichten werden dabei von unten nach oben gezählt. Für die  $i$ -te Schicht ergibt sich die Dicke

$$\Delta z_i = \frac{3}{2} \frac{2^{I-i}}{100} \quad \text{für } i < I, \quad (3.104)$$

wobei  $I$  die frei wählbare Gesamtanzahl der Bodenschichten ist. Die oberste Bodenschicht hat die Dicke

$$\Delta z_I = 0,02 \text{ m}. \quad (3.105)$$

Die Variablen werden jeweils auf den Schichtmitten  $z_i$  berechnet:

$$z_i = \frac{2^{I-i+1} - 1}{100}. \quad (3.106)$$

Man erhält entsprechend Abbildung 3.7 für die diskretisierte Form der prognostischen Bodentemperaturgleichung:

$$T_{B,i}^{t+\Delta t} - T_{B,i}^t = \frac{\Delta t}{c_B(\theta_i^t) \Delta z_i} \left( \lambda_B(\theta_i^+) \frac{T_{B,i} - T_{B,i+1}}{\Delta z_i^+} - \lambda_B(\theta_i^-) \frac{T_{B,i} - T_{B,i-1}}{\Delta z_i^-} \right), \quad (3.107)$$

und für die Bodenfeuchte:

$$\theta_i^{t+\Delta t} - \theta_i^t = \frac{\Delta t}{\Delta z_i} \left( D_i^+ \frac{\theta_i - \theta_{i+1}}{\Delta z_i^+} - D_i^- \frac{\theta_i - \theta_{i-1}}{\Delta z_i^-} + K_i^+ - K_i^- \right) - \Delta t \frac{x_{root,i}}{\rho l_w} V_{tr}, \quad (3.108)$$

mit dem Bodenwassergehalt an den Schichtgrenzen

$$\begin{aligned} \theta_i^+ &= \frac{\theta_i^t + \theta_{i+1}^t}{2} \\ \theta_i^- &= \frac{\theta_{i-1}^t + \theta_i^t}{2} \end{aligned} \quad (3.109)$$

Da die hydraulische Leitfähigkeit sehr stark variiert, wird sie nach HAVERCAMP & VAUCLIN (1979) aus dem geometrischen Mittel der benachbarten Schichtmitten berechnet:

$$\begin{aligned} K_i^+ &= \sqrt{K_i K_{i+1}} \\ K_i^- &= \sqrt{K_i K_{i-1}} \end{aligned} \quad (3.110)$$

Für die Diffusionskoeffizienten erhält man

$$\begin{aligned} D_i^+ &= K_i^+ \left. \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right|_{\theta_i^+} \\ D_i^- &= K_i^- \left. \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right|_{\theta_i^-} \end{aligned} \quad (3.111)$$

Die Gleichungen 3.107 und 3.108 werden mit einem verallgemeinerten Crank-Nicholson-Verfahren gelöst. Dessen allgemeine Form für eine Größe  $A$  lautet:

$$A_i^{t+\Delta t} - A_i^t = \Delta t (\alpha F_i^{t+\Delta t} + (1-\alpha) F_i^t) + \Delta t R \quad (3.112)$$

Dabei steuert die Zahl  $\alpha$  die Gewichtung zwischen der rein expliziten Berechnung ( $\alpha = 0$ ) und der impliziten Berechnung ( $\alpha = 1$ ).  $\alpha = 0,5$  liefert das übliche semi-implizite



Crank-Nicholson-Verfahren. Die Funktion  $F$  ist bei der Berechnung von  $T_B$  der gesamte rechte Teil von Gleichung 3.107, während für die Berechnung von  $\theta$  nur die Diffusionskoeffizienten  $D$  verwendet werden und der Rest von Gleichung 3.108 als rein explizit berechneter Teil  $R$  hinzugefügt wird.

Der Bodenwassergehalt wird explizit unter dem Sättigungswassergehalt gehalten. Das hieraus entstehende Restglied wird der darüber liegenden Bodenschicht hinzugefügt, da ein über der Sättigungsfeuchte liegender Bodenwassergehalt nur durch einen zu hohen Zufluss aus der darüber liegenden Bodenschicht entstehen kann. Sollte sich dadurch auch in dieser Schicht eine Übersättigung ergeben, so wird erneut an die darüber liegende Schicht überschüssiges Wasser abgegeben u.s.w. Ist die oberste Schicht erreicht, so wird das in diese Schicht zu viel infiltrierte Wasser der Infiltration abgezogen und dem Oberflächenspeicher hinzugefügt.

Die Diskretisierung der prognostischen Schneedichtegleichung ist in GRABE (2001) beschrieben.

### 3.4 INITIALISIERUNG

Für den Betrieb des Modells müssen Kartierungen der Orografie, der Landnutzung und der Bodenart bereitgestellt werden. Zur Berechnung des Oberflächenabflusses ist darüber hinaus eine Kartierung der Hangneigung notwendig, denn die Ermittlung der Hangneigung aus gemittelten Orografiedaten ergibt zu geringe Hangneigungswerte. Testrechnungen zeigen, dass sich erst ab einer Gitterweite von etwa 50 m realistische Hangneigungen ergeben.

Das Modell arbeitet momentan mit acht Landnutzungsarten, zu denen sämtliche Vegetationsparameter (z. B. Blattflächenindex, Wurzelprofil, Makroporositätsfaktor, Rauigkeitslänge) bereitgestellt werden müssen (s. Kap. 3.4.2.2, S. 87). Die Anzahl der Landnutzungsarten lässt sich aber beliebig vergrößern.

Die Landnutzung 'Ackerflächen' weist erhebliche zeitliche und räumliche Variationen der Vegetationsparameter auf, da sich Ackerflächen aus sehr verschiedenen Pflanzenarten zu-

sammensetzen und sich diese Zusammensetzung aufgrund der landwirtschaftlichen Bearbeitung stark ändert. Dennoch ist diese Landnutzung sehr wichtig, da beispielsweise in Deutschland über die Hälfte der Fläche landwirtschaftlich genutzt wird. Das Modell verwendet für 'Ackerflächen' die mittleren Parameter verschiedener Winter- und Sommer-Getreidearten sowie Daten von Mais, Kartoffeln, Rüben, und Blattfrüchten. Eine weitere heterogene Landnutzungsart ist 'Grünland'. Diese Klasse schließt Brachflächen, natürliches Grünland und nicht klassifizierte Flächen ein, während Wiesen und Weiden eine eigene Landnutzungsart bilden. Unter der Landnutzungsart 'Sonderkulturen' werden Flächen mit Kleingärten, Wein- und Obstanbau zusammengefasst. Waldflächen werden in die Klassen 'Laubwald', 'Nadelwald' und 'Mischwald' unterteilt. Schließlich verwendet das Modell die Landnutzungsart 'besiedeltes Gebiet' für Siedlungen, Industrieflächen und sonstige bebaute Flächen.

Zur Unterscheidung der Bodenarten wird die USDA-Klassifikation mit zwölf Bodenarten verwendet, doch können hier alternativ beliebig viele Bodenklassen gebildet werden, die über ihren Sand- und Tongehalt charakterisiert werden. Die Bodenkennwerte werden in diesem Fall mit Pedotransferfunktionen bestimmt.

Da das Modell prognostische Gleichungen verwendet, wird eine Reihe von Anfangswerten benötigt. Den atmosphärischen Teil betreffend sind dies Profile für die Temperatur, die Luftfeuchte und die Windgeschwindigkeit. Für das Boden-Vegetationsmodell sind die Profile der Bodentemperatur und -feuchte vorzugeben. Da diese Größen im allgemeinen nicht flächendeckend vorliegen, sie aufgrund ihrer Abhängigkeit von topografischen Faktoren aber dennoch stark variieren, müssen Verfahren entwickelt werden, die ein gemessenes Profil auf die Verhältnisse an anderen Gitterpunkten übertragen lassen.

### **3.4.1 ANFANGSWERTE**

#### **3.4.1.1 ANFANGSWERT DES BODENWASSERGEHALTS**

Als Eingabeprofil für den Bodenwassergehalt kann ein an jedem beliebigen Ort des Modellgebiets gemessenes Profil verwendet werden, doch muss dieses anschließend an die Boden- und Vegetationsverhältnisse der anderen Gitterpunkte angepasst werden.

Zur Anpassung an die jeweilige Bodenart wird das Anfangsprofil der Bodenfeuchte mit dem Wassergehalt bei Feldkapazität normiert und in dieser Form als gültig für die gesamte Simulationsregion angenommen. Mit dem Wassergehalt bei Feldkapazität der anderen Bodenarten, die jeweils mit einem pF-Wert<sup>3</sup> von 2,5 berechnet werden, lässt sich dieses Profil so auf die anderen Gitterpunkte übertragen:

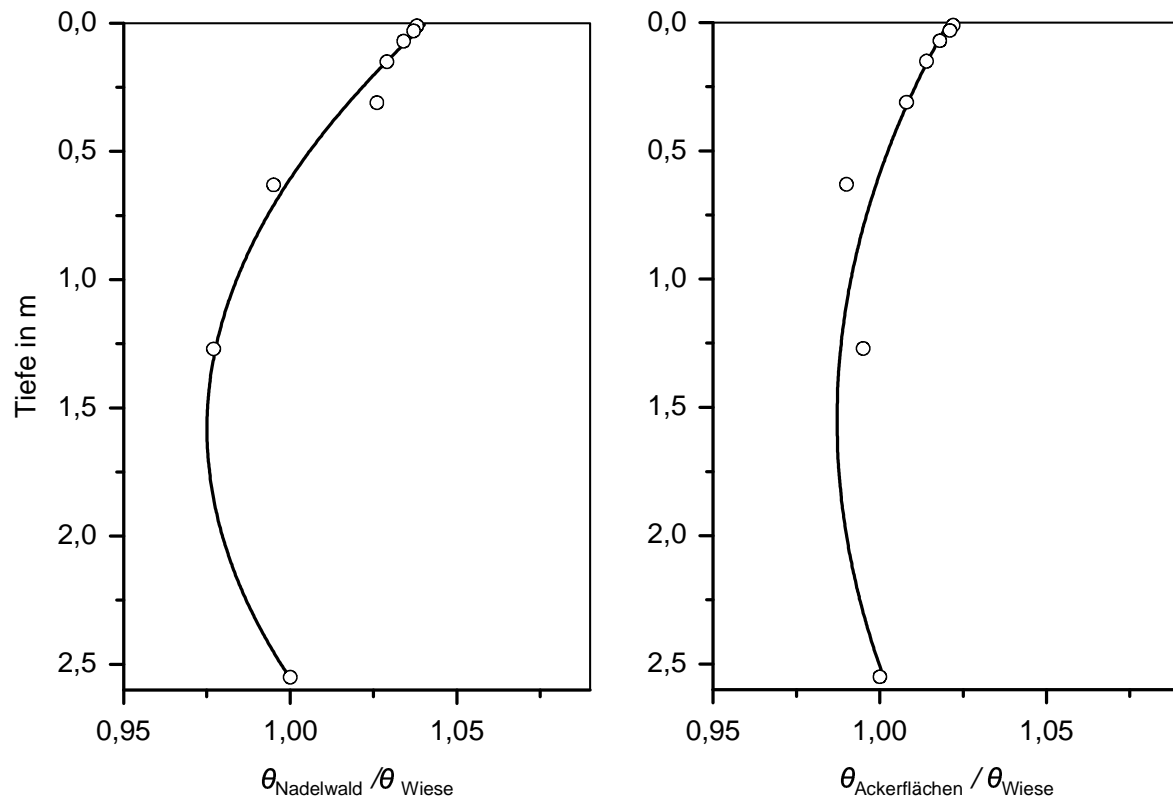
$$\theta(z) = \theta_f \frac{\theta(z)}{\theta_f} \Big|_{\text{Bodenart(Initialisierungsort)}} \quad (3.113)$$

Bei der Variation des Bodenwasser-Anfangsgehalts bezüglich der Landnutzung wird berücksichtigt, dass der Bodenwassergehalt nach wenigen Wochen Simulationszeit unabhängig von seinem Initialisierungswert wird, wie Arbeiten von GROVES (1989), MAHOUF (1991) und CAPEHART & CARLSON (1994) zeigen. Dazu wurden zehntägige Simulationen mit zwei Niederschlagsereignissen für jede Vegetationsklasse durchgeführt, um damit Verhältnisse zwischen Wassergehalten an Standorten mit unterschiedlicher Vegetation zu bestimmen. Ausgehend von einem vertikal einheitlichen Bodenwassergehalt von 25 % wurde am ersten Simulationstag ein sechstündiger Niederschlag mit einer Summe von 10 mm und am sechsten Tag ebenfalls ein Niederschlagsereignis mit der gleichen Intensität vorgegeben. Als weitere Bedingung wurden sommerliche Strahlungstage vorgegeben. In zeitlicher Dauer von Niederschlags- und Trockenperiode sowie bezüglich der Niederschlagsmenge, entspricht diese Simulation damit grob einem langjährigen Mittel. Abbildung 3.8 zeigt beispielhaft das Verhältnis zweier Wassergehalte am Ende der Simulation.

Zur Regression wurde ein Polynom dritten Grades verwendet, mit welchem Korrelationskoeffizienten von 0,79 bis 0,99 erreicht werden. Diese Polynome dienen nun dazu, den Anfangswassergehalt bei einer bestimmten Vegetationsart auf andere Vegetationsarten zu übertragen. Man erreicht damit beispielsweise einen höheren Wassergehalt in der oberen Bodenzone bei 'Nadelwald' und 'Ackerflächen' im Gegensatz zu 'Wiese', da 'Wiese' aufgrund der höheren Wurzeldichte im Oberboden dem Boden mehr Wasser durch Transpiration entzieht. Umgekehrt bewirkt 'Nadelwald' eine geringere Bodenfeuchte in tieferen Bodenschichten. Unterhalb der maximalen Durchwurzelungstiefe von 2,55 m bleibt der Initialisierungswert der Bodenfeuchte bezüglich der Landnutzungsart konstant.

---

<sup>3</sup> Der pF-Wert entspricht dem Logarithmus des Matrixpotenzials in cm. Ein pF-Wert von 2,5 entspricht somit einem Matrixpotenzial von etwa - 3,16 m.



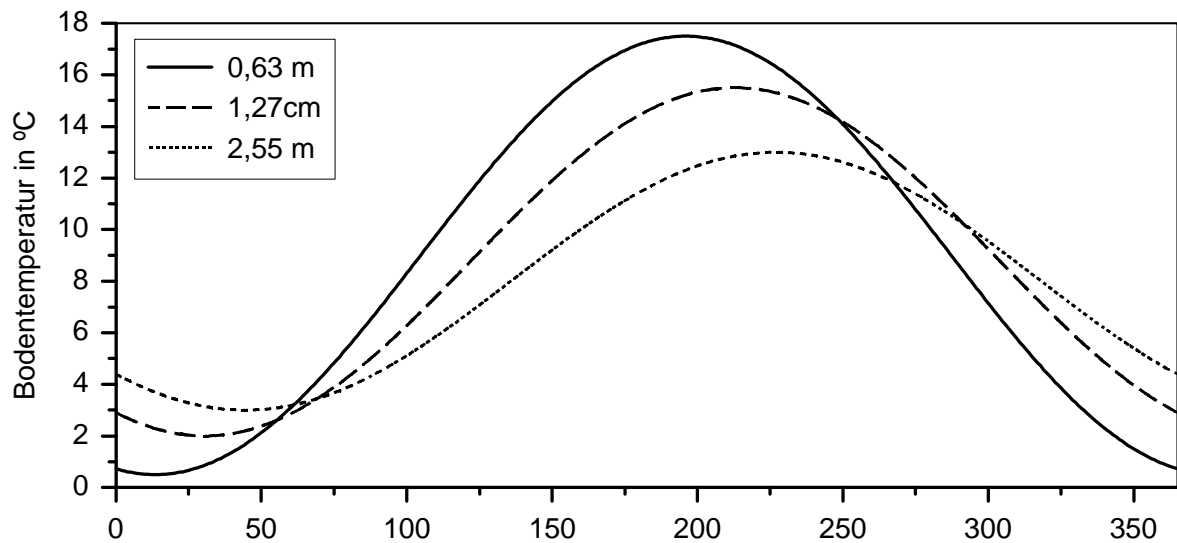
**Abbildung 3.8:** Verhältnis des Bodenwassergehalts von 'Nadelwald' (links) und 'Ackerfläche' (rechts) zum Wassergehalt von 'Wiese' nach zehntägiger Simulation (siehe Text).

### 3.4.1.2 ANFANGSWERT DER BODENTEMPERATUR

Ebenso wie bei der Bodenfeuchte kann auch bei der Bodentemperatur ein Profil vorgegeben werden. Alternativ kann die Bodentemperatur der obersten Schicht aus der Lufttemperatur der untersten Rechenfläche des Atmosphärenmodells generiert werden. Es wird dann noch ein klimatologischer Wert an der untersten Bodenschicht vorgegeben und ein logarithmisches Profil aus diesen beiden Werten bestimmt. Die klimatologische Bodentemperatur wird nach

$$T_B(z_{max}) = T_{B,mittel}(z_{max}) + \frac{T_{B,Ampl}(z_{max})}{2} \sin\left(\frac{2\pi}{365}\left(J_d - J_{d,max}(z_{max}) + \frac{365}{4}\right)\right) \quad (3.114)$$

berechnet. Vorgegeben wird der Jahresmittelwert  $T_{B,mittel}(z_{max})$ , die Jahresamplitude  $T_{B,Ampl}(z_{max})$  und der Julianische Tag  $J_{d,max}(z_{max})$ , an dem das Temperaturmaximum liegt. Standardmäßig wird der in Abbildung 3.9 dargestellte Jahresgang verwendet, der nach Daten von HAUSMANN (in GEIGER, 1961) generiert wurde.



**Abbildung 3.9:** Klimatologischer Wert der Bodentemperatur in 3 Tiefen.

Die Bodentemperatur der obersten Schicht wird an den Initialisierungswert der Lufttemperatur der untersten Rechenfläche gekoppelt. Diese wird dem Modell in einer Eingabe-Datei vorgegeben. Beispielsweise kann die Bodentemperatur 1 K unter der Lufttemperatur der ersten Rechenfläche liegen:

$$T_B(z_1) = T(h_{ini}) - 1 \text{ K}. \quad (3.115)$$

Das Bodentemperaturprofil erhält man dann aus einer logarithmischen Interpolation:

$$T_B(z) = \frac{T_B(z_1) - T_B(z_{max})}{\log \frac{z_1}{z_{max}}} \log \frac{z}{z_{max}} + T_B(z_{max}). \quad (3.116)$$

Im Falle der Bodenart 'Wasser' wird als Bodentemperatur über die gesamte Tiefe die Temperatur der untersten Bodenschicht verwendet.

Um den Rückgang der Bodentemperatur mit der Höhe zu berücksichtigen, wird eine Transformation bezüglich der Orografie durchgeführt: Entsprechend des in der Eingabe-Datei angegebenen Temperaturgradienten der Atmosphäre  $\gamma$  wird das Temperaturprofil variiert:

$$T_B(z, h) = T_B(z, h_{ini}) - (h - h_{ini})\gamma. \quad (3.117)$$

## 3.4.2 BODEN- UND VEGETATIONSPARAMETER

### 3.4.2.1 BODENPARAMETER

#### 3.4.2.1.1 Bodenhydraulische Funktionen und Bodenkennwerte

Das Bodenmodell bietet die Möglichkeit, verschiedene Parametrisierungen der bodenhydraulischen Funktionen (hydraulische Leitfähigkeit und Matrixpotenzial) zu verwenden. Es sind dies die unter Kapitel 2.3.1 (s. S. 14) angegebenen Funktionen nach CAMPBELL (1974), BROOKS & COREY (1964) und VAN GENUCHTEN (1980). Die Bodenkennwerte, die zur Berechnung dieser bodenhydraulischen Funktionen notwendig sind, werden in der Hydrologie häufig durch direkte Messungen im Feld oder Labor erfasst. Für das allgemeingültige KAMM2-Modell bietet es sich an, auf Literaturdaten zurückzugreifen, die die Bodenkennwerte entsprechend der Bodenart klassifiziert angeben. Als weitere Alternative besteht die Möglichkeit der variablen (klassenunabhängigen) Zuweisung von Bodenkennwerten entsprechend der Korngröße mittels empirisch ermittelten Polynomen. Eine Übersicht solcher sogenannter Pedotransferfunktionen findet sich z. B. in TIETJE & TAPKENHINRICHS (1993) oder SCHAAP & LEIJ (1998).

In KAMM2 wurde die zwölfteilige USDA-Klassifikation (s. Abb. 2.1, S. 9) eingeführt. Diese Klassifikation wird sehr häufig verwendet, so dass auch eine große Anzahl an validierten Literaturwerten zur Verfügung steht. Im Modell besteht die Möglichkeit unterschiedliche Bodenkennwerte nach CLAPP & HORNBERGER (1978), RAWLS & BRAKENSIEK (1982), CARSEL & PARISH (1988) und RAWLS (in SCHAAP & LEIJ, 1998) zu wählen (siehe Anhang A.2). Darüber hinaus kann auch, z. B. bei einer von der USDA-Klassifikation abweichenden Bodenkartierung, die Pedotransferfunktion nach RAWLS & BRAKENSIEK (1985) gewählt werden (siehe Anhang A.3). Diese Pedotransferfunktion wird sehr häufig verwendet und zeigt gute Ergebnisse (DIEKKRÜGER & ARNING, 1995; WAGNER ET AL., 2001). Man erhält damit die Möglichkeit, beliebige klassenunabhängige Bodenkartierungen zu verwenden. Für jede Bodenart wird hierbei der prozentuale Gewichtsanteil der Texturanteile Ton (Partikeldurchmesser  $< 2 \mu\text{m}$ ), Schluff ( $2 \mu\text{m}$  bis  $63 \mu\text{m}$ ) und Sand ( $63 \mu\text{m}$  bis  $2000 \mu\text{m}$ ) benötigt. Jede Bodenart lässt sich nun im Texturdreieck eindeutig festlegen und es werden entsprechend dieser Gewichtsanteile die zugehörigen Bodenkennwerte mit Hilfe der Pedotransferfunktion exakt ermittelt. Man umgeht damit den Fehler, bei einer Kartierung mit geringer Klasseneinteilung Bodenarten wählen zu müssen, die ursprünglich

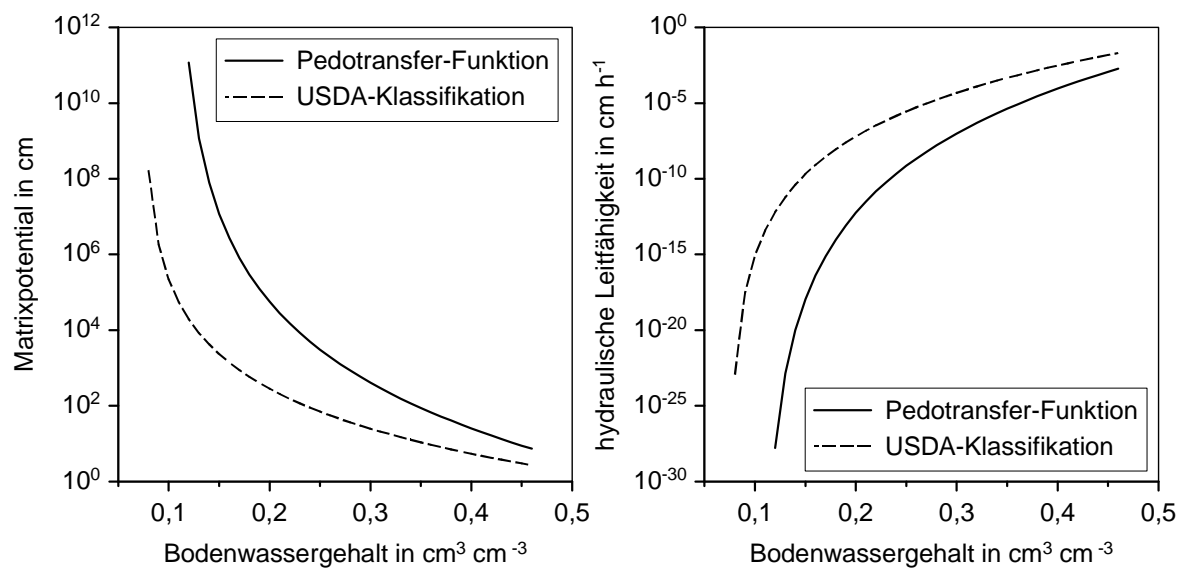
für einen kleinräumigeren Bereich bestimmt wurden und damit im Mittel nicht genau der verwendeten Bodenkartierung entsprechen (vgl. Kap. 4.2.2.7, S. 144). Umgekehrt können beliebig detaillierte Bodenkartierungen mit mehr als zwölf Klassen verwendet werden.

Den Bodenarten der häufig verwendeten 5-Klassen-Einteilung der Bodentextur, zu der aber keine Bodenkennwerte existieren, können beispielsweise mittlere Gewichtsanteile anstatt USDA-Bodenarten (LICHTNER, 1999) zugeordnet werden (s. Tab. 3.1). Mit Hilfe dieser Texturfraktionen lassen sich nun mittels einer Pedotransferfunktion die benötigten Bodenkenngrößen, wie die hydraulische Leitfähigkeit bei Sättigung oder der residuale Wassergehalt, exakter berechnen, als dies mit einer Zuordnung zu Bodenarten der USDA-Klassifikation möglich wäre.

Bezeichnung	Ton- bzw. Sandanteil	Zuordnung USDA-Klassifikation	mittlerer Ton- bzw. Sandanteil
grob	< 18 % Ton, > 65 % Sand	lehmgiger Sand	9 % Ton, 77 % Sand
mittel	< 35 % Ton, > 15 % Sand oder > 18 % Ton, > 65 % Sand	Lehm	20 % Ton, 40 % Sand
mittel-fein	< 35 % Ton, < 15 % Sand	schluffig-toniger Lehm	18 % Ton, 8 % Sand
fein	35 % < Ton < 60 %	toniger Lehm	48 % Ton, 26 % Sand
sehr fein	> 60 % Ton	Ton	73 % Ton, 13 % Sand

**Tabelle 3.1:** Zuordnung von Texturfraktionen zur Bodentexturklassifikation nach LICHTNER (1999).

Abbildung 3.10 zeigt am Beispiel der Texturklasse 'fein' den Unterschied beim Matrixpotenzial und der hydraulischen Leitfähigkeit zwischen einer Zuordnung zur USDA-Klasse 'toniger Lehm' und der Berechnung mittels der Pedotransferfunktion nach RAWLS & BRAKENSIEK (1985).



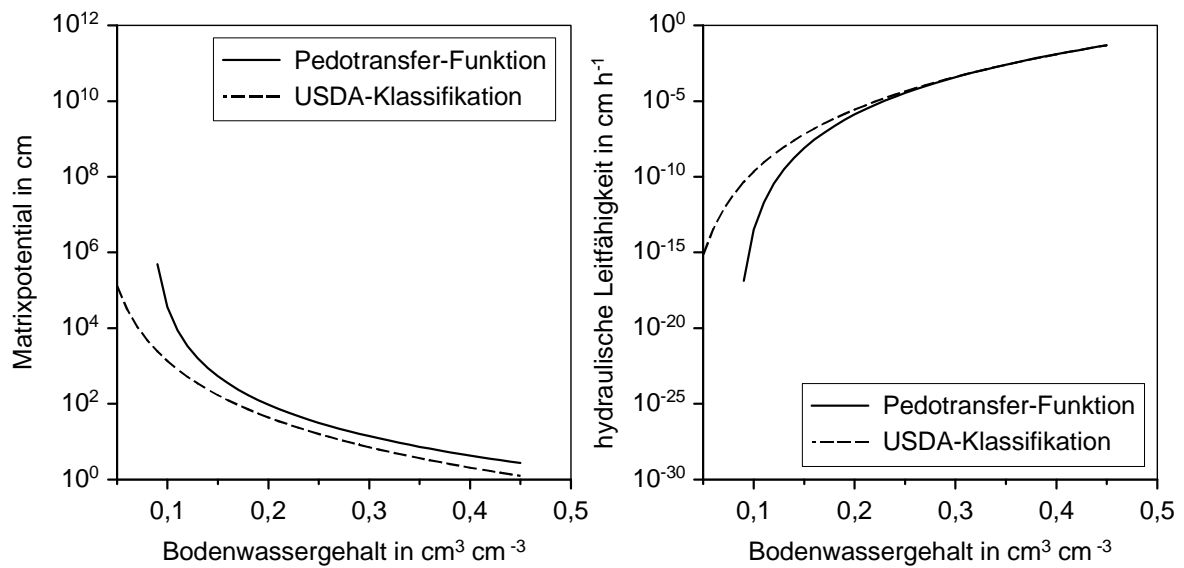
**Abbildung 3.10:** Matrixpotential und hydraulische Leitfähigkeit der Texturklasse 'fein', berechnet entsprechend der Zuordnung zur USDA-Bodenart 'toniger Lehm' nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982) und mittels der Pedotransferfunktion nach RAWLS & BRAKENSIEK (1985).

Wird die Pedotransferfunktion verwendet, so wird – entsprechend der Prozentangaben in Tabelle 3.1 – eine feinere Körnung berücksichtigt als bei der Bodenart 'toniger Lehm'. In der Folge ist bei der Berechnung mittels der Pedotransferfunktion das Matrixpotential höher und die hydraulische Leitfähigkeit geringer. Die Unterschiede sind so groß, dass die Kurven aus der Zuordnung zur USDA-Klassifikation hier etwa den Pedotransfer-Kurven der nächstgrößeren Bodentextur 'mittel-fein' ('Lehm') entsprechen (s. Abb. 3.11).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden einige vergleichende Simulationen mit Bodenkennwerten aus Pedotransferfunktionen und Bodenkennwerten aus dieser ungenauen Zuordnung durchgeführt. Es ergaben sich bei den turbulenten Flüssen Differenzen von etwa  $20 \text{ Wm}^{-2}$  und bei der Temperatur in 2 m Höhe von fast 1 K.

Im Falle gefrorenen Bodens wird die hydraulische Leitfähigkeit auf einen sehr kleinen Wert von  $K = 10^{-13} \text{ m s}^{-1}$  gesetzt (BRADEN, 1995), um so den Wassertransport zwischen den Bodenschichten zu verhindern.





**Abbildung 3.11:** Matrixpotential und hydraulische Leitfähigkeit der Texturklasse 'mittel-fein', berechnet entsprechend der Zuordnung zur USDA-Bodenart 'Lehm' nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982) und mittels der Pedotransferfunktion nach RAWLS & BRAKENSIEK (1985).

#### 3.4.2.1.2 Albedo und Emissionsvermögen

Die Albedo trockenen Bodens  $\alpha_{b0}$  und die Albedodifferenz zwischen trockenem und gesättigtem Boden  $\Delta\alpha_b$  wurde mit Hilfe des Texturdreiecks (s. Abb. 2.1, S. 9) für die zwölf Bodenklassen ermittelt. Dabei variiert die Albedo linear in Abhängigkeit des Ton- bzw. Sandgehalts. Als Stützstellen dienen in PIELKE (1984) enthaltene Daten. Es ergeben sich die in Tabelle 3.2 angegebenen Werte.

Für das Emissionsvermögen des Erdbodens  $\varepsilon_b$  wird wie bei der Albedo der Wert bei trockenem Boden und die Differenz zum Emissionsvermögen bei gesättigtem Boden benötigt. OKE (1978) gibt für trockenen Boden  $\varepsilon_{b0} = 0,9$  und für feuchten Boden 0,98 an, so dass sich die in Tabelle 3.2 angegebenen Werte ergeben. Für die Bodenarten 'organisch' (Torf) und 'Wasser' wurden die Emissionswerte PIELKE (1984) entnommen.

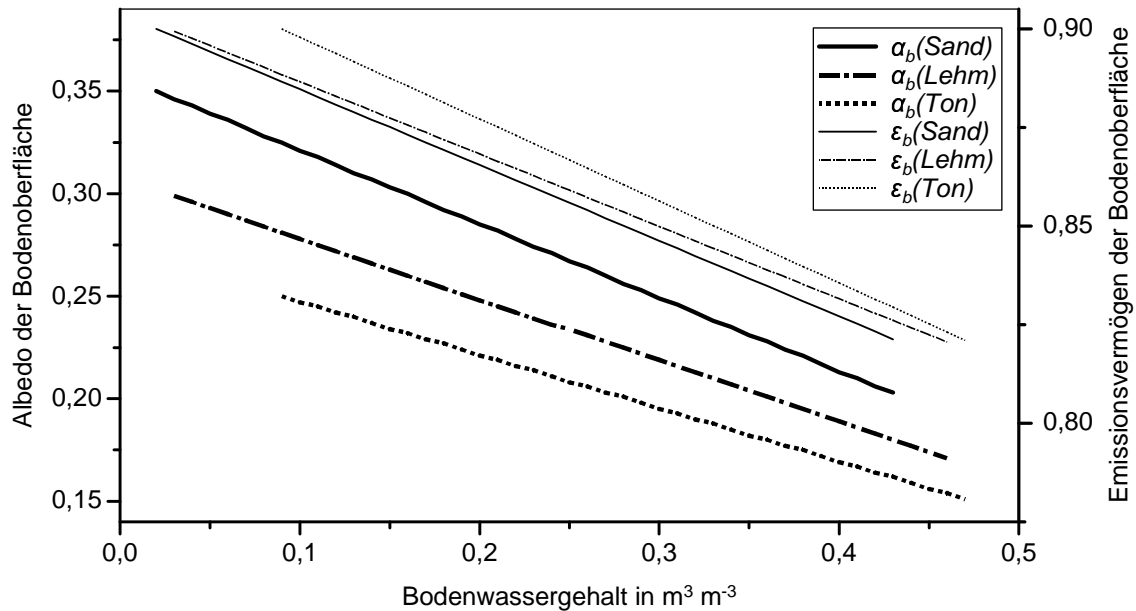
Tongehalt der Stützstelle des Texturdreiecks	$\alpha_{b0}$	$\Delta\alpha_b$
5 % (Sand)	0,35	0,15
75 % (Ton)	0,25	0,10

Bodenart	$\alpha_{b0}$	$\Delta\alpha_b$	$\varepsilon_{b0}$	$\Delta\varepsilon_b$
Sand	0,35	0,15	0,9	0,08
lehmiger Sand	0,34	0,15	0,9	0,08
sandiger Lehm	0,32	0,14	0,9	0,08
sandig toniger Lehm	0,30	0,13	0,9	0,08
Lehm	0,30	0,13	0,9	0,08
schluffiger Lehm	0,29	0,12	0,9	0,08
Schluff	0,29	0,12	0,9	0,08
sandiger Ton	0,29	0,12	0,9	0,08
toniger Lehm	0,28	0,11	0,9	0,08
schluffig toniger Lehm	0,27	0,11	0,9	0,08
schluffiger Ton	0,26	0,10	0,9	0,08
Ton	0,25	0,10	0,9	0,08
organisch	0,15	0,10	0,98	0
Wasser	0,10	0,00	0,993	0

**Tabelle 3.2:** Albedo  $\alpha_{b0}$ , Albedodifferenz  $\Delta\alpha_b$ , Emissionsvermögen  $\varepsilon_{b0}$  und Differenz des Emissionsvermögens  $\Delta\varepsilon_b$  (siehe Text) nach Bodenklassen.

In Abbildung 3.12 ist die Albedo und das Emissionsvermögen am Beispiel dreier Bodenarten zu sehen. Der Sandboden weist aufgrund seines hohen Quarzgehalts die höchste Albedo auf. Mit zunehmender Bodenfeuchte geht die Albedo linear zurück, um bei gesättigtem Boden nahezu die Hälfte ihres Wertes bei trockenem Boden zu erreichen. Ebenso geht das Emissionsvermögen mit zunehmendem Wassergehalt zurück. Beim residualen und Sättigungs-Wassergehalt ist das Emissionsvermögen der jeweiligen Bodenarten gleich,

aufgrund der unterschiedlichen Bodenkennwerte hat jedoch beim gleichen Wassergehalt der Sandboden das höchste Emissionsvermögen und der Tonboden das geringste.



**Abbildung 3.12:** Albedo der Bodenoberfläche  $\alpha_b$  (linke Ordinate) und Emissionsvermögen  $\varepsilon_b$  (rechte Ordinate) dreier Bodenarten in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt. Bodenkenngrößen nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982).

### 3.4.2.1.3 Wärmekapazität und -leitfähigkeit

Zur Bestimmung der volumetrischen Wärmekapazität  $c_B$  ist die Angabe der Wärmekapazität der trockenen Bodensubstanz  $c_{B,t}$  notwendig. Da die trockene Bodensubstanz vor allem aus mineralischen Teilen besteht, variiert sie nur unwesentlich mit der Bodenart. Mineralische Bodenbestandteile bestehen im wesentlichen aus Tonmineralen und Quarz, die eine nahezu gleiche Wärmekapazität von  $2,1 \text{ J cm}^{-3} \text{ K}^{-1}$  aufweisen. Für sandige Böden kann man einen etwas höheren Wert von  $2,4 \text{ J cm}^{-3} \text{ K}^{-1}$  annehmen, der mit zunehmendem Tongehalt linear bis auf  $2,1 \text{ J cm}^{-3} \text{ K}^{-1}$  abfällt (PIELKE, 1984). Die sich daraus ergebenden Werte für die Wärmekapazität sind in Tabelle 3.3 angegeben. Zu beachten gilt, dass die Wärmekapazität der trockenen Bodensubstanz nicht der des trockenen Bodens entspricht.

Zur Berechnung der Wärmeleitfähigkeit der mineralischen Bodenbestandteile  $\lambda_M$  wird, neben der Leitfähigkeit von Quarz ( $\lambda_Q = 7,7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ), die Wärmeleitfähigkeit der sonstigen festen Bodenbestandteile  $\lambda_f$  benötigt. Diese wird nach JOHANSEN (1975) bestimmt:

$$\lambda_b = \begin{cases} 2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1} & q > 0,2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3} \\ 3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1} & q \leq 0,2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3} \end{cases} \quad (3.118)$$

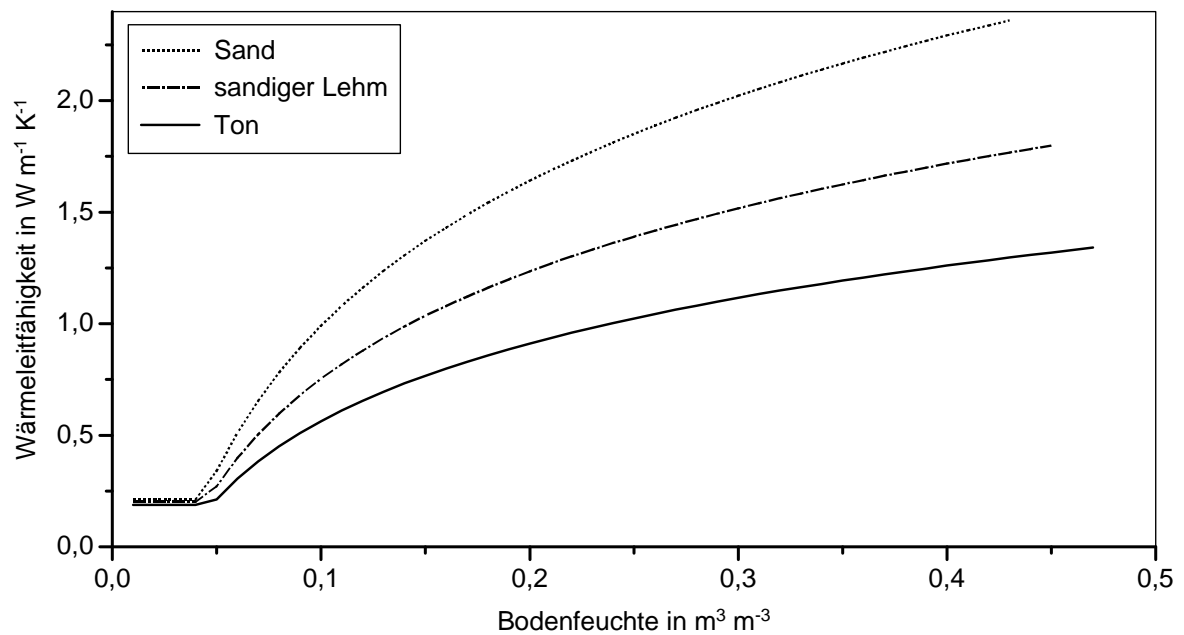
Für den Quarzgehalt des Bodens werden Mittelwerte nach PETERS-LIDARD ET AL. (1998) verwendet (s. Tab. 3.3).

Bodenart	$c_{B,t}$ in $\text{J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$	$q$ in $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$
Sand	$2,4 \cdot 10^6$	0,92
lehmiger Sand	$2,4 \cdot 10^6$	0,82
sandiger Lehm	$2,3 \cdot 10^6$	0,60
sandig toniger Lehm	$2,3 \cdot 10^6$	0,60
Lehm	$2,3 \cdot 10^6$	0,40
schluffiger Lehm	$2,3 \cdot 10^6$	0,25
Schluff	$2,3 \cdot 10^6$	0,10
sandiger Ton	$2,2 \cdot 10^6$	0,52
toniger Lehm	$2,4 \cdot 10^6$	0,35
schluffig toniger Lehm	$2,2 \cdot 10^6$	0,10
schluffiger Ton	$2,1 \cdot 10^6$	0,10
Ton	$2,1 \cdot 10^6$	0,25
organisch	$0,83 \cdot 10^6$	0

**Tabelle 3.3:** Wärmekapazität der trockenen Bodensubstanz  $c_{B,t}$  und Quarzgehalt  $q$  verschiedener Bodenarten und 'organisch'.

Entsprechend Abbildung 3.13 nimmt, wegen der höheren Wärmeleitfähigkeit von Wasser, oberhalb des residualen Wassergehalts die Leitfähigkeit des Bodens zu. Aufgrund des höheren Quarzgehalts ist die Wärmeleitfähigkeit des Sandbodens nahezu doppelt so hoch wie die des quarzarmen Tonbodens.

PETERS-LIDARD ET AL. (1998) konnten die Überlegenheit dieser Parametrisierung gegenüber dem häufig verwendeten Verfahren von MCCUMBER & PIELKE (1981) zeigen.



**Abbildung 3.13:** Die Wärmeleitfähigkeit dreier Bodenarten in Abhängigkeit des Bodenwassergehalts nach Johansen (1975). Bodenkenngrößen nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982).

### 3.4.2.2 VEGETATIONSPARAMETER

#### 3.4.2.2.1 Vegetationsfunktion

Über die Vegetationsfunktion  $x_{veg}(J_d)$  wird der Jahresgang einiger Vegetationsparameter und der Makroporosität gesteuert.  $x_{veg}(J_d)$  nimmt dabei Werte zwischen null (Ende Januar:  $J_d = 27,5$ ) und eins (Ende Juli:  $J_d = 210$ ) an:

$$x_{veg}(J_d) = \left( \frac{1 - \cos\left(\pi + 2\pi \frac{J_d - 210}{365}\right)}{2} \right)^2. \quad (3.119)$$

Ein Vergleich mit den in BRONSTERT ET AL. (2001) zusammengefassten Jahresgängen verschiedener Vegetationsparameter zeigt, dass über die Vorgabe dieser Vegetationsfunktion gemessene Jahresgänge mit nur wenigen Parametern hinreichend realistisch wiedergegeben werden können.

### 3.4.2.2.2 Makroporositätsfaktor

Aufgrund des hohen Matrixpotenzials bei niedrigem Wassergehalt setzt Makroporenfluss erst kurz vor oder bei Erreichen der Feldkapazität des Bodens ein, so dass der Anfangswassergehalt, ab welchem Makroporenfluss auftritt, auf den Wert bei Feldkapazität  $\theta_f$  gesetzt wird:

$$\theta_0 = \theta_f. \quad (3.120)$$

Der minimale und maximale Makroporositätsfaktor  $F_{K_s,min}$  und  $F_{K_s,max}$  kann vegetationsabhängig gewählt werden, da die Art des Bestands mit seiner jeweiligen Krautschicht, Streuauflage und Wurzelverteilung einen großen Einfluss auf die Makroporosität hat. So weisen beispielsweise WOHLRAB ET AL. (1992) auf eine mittlere bis hohe Makroporosität bei Waldflächen und eine mittlere Makroporosität bei Grünland hin. Bei Ackerflächen kann – abhängig vom Bearbeitungszustand – die Makroporosität sehr hoch oder sehr niedrig sein. Die geringste Makroporosität ist aufgrund von Bodenverdichtungen bei Weiden und Sonderkulturen vorzufinden. Ausgehend von dieser Aussage wird bei Waldflächen  $F_{K_s,max} = 10$  und bei den übrigen Landnutzungsarten  $F_{K_s,max} = 5$  angenommen. Dieser Wert wird bei der Landnutzungsart 'Wiesen und Weiden' durch Simulationen bestätigt (s. Kap. 4.1, S. 95).  $F_{K_s,min}$  wird generell auf eins gesetzt.

### 3.4.2.2.3 Blattflächenindex und Bedeckungsgrad

Der Blattflächenindex stellt einen der wichtigsten Oberflächenparameter des Modells dar, denn er beeinflusst wesentlich den Stomatawiderstand (vgl. Gl. 3.91, S. 69) und bestimmt die Größe des Interzeptionsspeichers (vgl. Gl. 3.62, S. 65) und des Widerstands für die turbulenten Flüsse zwischen Pflanzenoberfläche und Bestandsluft (vgl. Gl. 3.88, S. 69). Er ergibt sich aus Quadratmetern Blattfläche bezogen auf 1 m<sup>2</sup> Bodenoberfläche. Da er stark vom Entwicklungszustand der Vegetation abhängt, ist er einer deutlichen jahreszeitlichen Schwankung unterworfen. Diese ist besonders bei den Landnutzungsarten 'Laubwald' und 'Sonderkulturen' ausgeprägt, während der immergrüne Nadelwald kaum einen Jahresgang zeigt. Aufgrund dieser Periodizität wird der Blattflächenindex aus einem Minimalwert  $LAI_{min}$  und einem Maximalwert  $LAI_{max}$  bestimmt:

$$LAI = LAI_{min} + (LAI_{max} - LAI_{min})x_{veg}(J_d). \quad (3.121)$$

Bei der Landnutzungsart 'Ackerflächen' ist der Blattflächenindex nur mit großer Schwierigkeit zu bestimmen, da hier ein Mittelwert aus sehr vielen verschiedenen Vegetationsarten mit unterschiedlichen Entwicklungszyklen berücksichtigt werden muss. Bei MÜNCH (1993) sind für sieben häufig angebaute Ackerfrüchte Jahrgänge zu finden, aus deren Mittelwert  $LAI_{min}$  und  $LAI_{max}$  ermittelt werden können. Aus weiteren Literaturangaben (z. B. MENZEL, 1997) in BRONSTERT ET AL. (2001) wurden die in Tabelle 3.4 angegebenen Werte bestimmt.

Landnutzungsart	$LAI_{min}$	$LAI_{max}$	$\sigma_{f,min}$	$\sigma_{f,max}$
besiedeltes Gebiet	1	2	0,7	0,7
Laubwald	0,5	8	0,7	0,95
Mischwald	4	10	0,8	0,95
Nadelwald	9	13	0,9	0,9
Sonderkulturen	0,5	5	0,7	0,75
Ackerflächen	1	3,5	0,15	0,8
Wiesen und Weiden	2	4	0,9	0,95
Grünland	1,5	4	0,75	0,85

**Tabelle 3.4:** Blattflächenindex  $LAI$  und Vegetationsbedeckungsfaktor  $\sigma_f$  verschiedener Landnutzungsarten.

Der Vegetationsbedeckungsgrad  $\sigma_f$  gibt den von Vegetation bedeckten Anteil einer Landnutzungsart an. Neben dem Interzeptionsspeicher (vgl. Gl. 3.62, S. 65) spielt er bei der Strahlungsbilanzierung (s. Kap. 3.2.3, S. 65) eine Rolle. Wie der Blattflächenindex ist auch der Bedeckungsfaktor einer jahreszeitlichen Variation unterworfen:

$$\sigma_f = \sigma_{f,min} + (\sigma_{f,max} - \sigma_{f,min})x_{veg}(J_d). \quad (3.122)$$

Werte für Minimal- und Maximalwert des Bedeckungsfaktors wurden den Literaturangaben in BRONSTERT ET AL. (2001) entnommen.

### 3.4.2.2.4 Aerodynamische Parameter

Als weitere Größen müssen die Rauigkeitslänge für den Impuls  $z_{0M}$  und die Verdrängungshöhe  $d$ , die zur Berechnung der 'Sterngrößen' (s. Kap. 3.2.1, S. 59) benötigt werden, jahreszeitlich variiert werden:

$$z_{0M} = z_{0M,min} + (z_{0M,max} - z_{0M,min})x_{veg}(J_d), \quad (3.123)$$

$$d = d_{min} + (d_{max} - d_{min})x_{veg}(J_d). \quad (3.124)$$

Angaben zur Belegung dieser Parameter (s. Tab. 3.5) wurden den in WIERINGA (1993) angegebenen Literaturangaben entnommen.

Landnutzungsart	$z_{0M,min}$ in m	$z_{0M,max}$ in m	$z_{0b}$ in m	$d_{min}$ in m	$d_{max}$ in m	$c_{veg,min}$	$c_{veg,max}$
Gewässer	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	0	$1 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-9}$	0	0
besiedeltes Gebiet	0,7	0,7	0,005	5	5	2,4	2,4
Laubwald	0,7	0,8	0,01	8	9	1,9	2,1
Mischwald	0,85	0,9	0,01	10	10,5	1,8	1,9
Nadelwald	1,0	1,0	0,01	12	12	1,75	1,75
Sonderkulturen	0,25	0,3	0,005	1,5	2	1,8	2,4
Ackerflächen	0,02	0,07	0,003	0,1	0,4	1,2	1,4
Wiesen und Weiden	0,02	0,03	0,002	0,1	0,15	1,2	1,2
Grünland	0,07	0,08	0,002	0,35	0,4	2,4	2,4

**Tabelle 3.5:** Rauigkeitslänge für den Impuls  $z_{0M}$ , Verdrängungshöhe  $d$  und Profilparameter  $c_{veg}$  verschiedener Landnutzungsarten.

Zur Berechnung der Windgeschwindigkeit im Bestand  $u_{af}$  ist die Bereitstellung des Profilparameters  $c_{veg}$  notwendig. Dieser wird nach Gleichung 3.99 (s. S. 72) berechnet, worin die Rauigkeitslänge  $z_{0M}$ , die Höhe des Vegetationsbestandes  $h_{veg}$  und der Parameter  $a$ , der die Dichte des Bestandes beschreibt, einfließen.



Dies hat zur Folge, dass auch beim Profilparameter eine jahreszeitliche Schwankung berücksichtigt werden muss:

$$c_{veg} = c_{veg,min} + (c_{veg,max} - c_{veg,min})x_{veg}(J_d). \quad (3.125)$$

$h_{veg}$  wird aus der Verdrängungshöhe  $d$  abgeschätzt:

$$h_{veg} = \frac{3}{2}d. \quad (3.126)$$

Die Werte für  $a$  stammen aus der Arbeit von CIONCO (1965), wobei die Minimalwerte von 'Laubwald', 'Mischwald' und 'Sonderkulturen' etwas verringert wurden, da mit dem Laubfall auch die Bestandsdichte zurückgeht.

Die Rauigkeitslänge der Bodenoberfläche ermittelt LENZ (1996) aus

$$z_{ob} = \frac{1}{10}h_b, \quad (3.127)$$

mit der Höhe der Rauigkeitselemente  $h_b$ . Für Waldflächen schätzt er diese, wegen der dort relativ hohen Streuschicht, auf  $h_b = 0,1$  m. Bei den anderen Landnutzungsklassen ist sie entsprechend niedriger. LENZ (1996) begründet diese grobe Abschätzung mit der geringen Bedeutung des Parameters  $z_{ob}$  für die turbulenten Flüsse am Oberrand des Bestands.

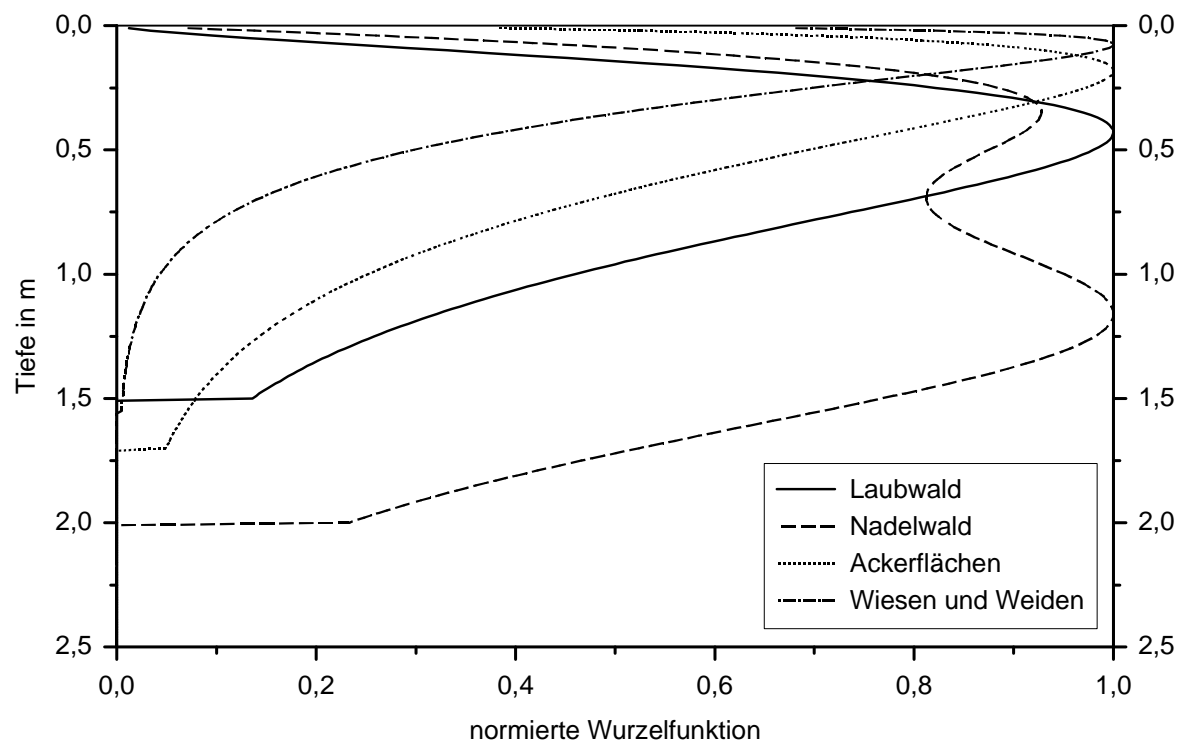
#### 3.4.2.2.5 Wurzelprofil

LENZ (1996) ermittelte für verschiedene Vegetationsgesellschaften Häufigkeitsverteilungen einzelner Pflanzenarten. Über die Wurzel dichtep profile der einzelnen Arten konnte er so die Parameter der Wurzel dichtefunktion  $x_{root}$  (Gl. 3.93, S. 70) ermitteln (s. Tab. 3.6).  $a_{r,l}$  nimmt dabei stets den Wert eins an.

Abbildung 3.14 zeigt das normierte Wurzel dichtep rofil von vier Landnutzungsarten. Es ist das nahe der Erdoberfläche liegende Maximum der Vegetationsart 'Wiesen und Weiden' zu erkennen. Bei 'Ackerflächen' und 'Laubwald' liegt dieses entsprechend tiefer. 'Nadelwald' ist durch zwei Maxima aufgrund tiefwurzelnder Kiefern und flachwurzelnder Fichten charakterisiert.

Landnutzungsart	$b_{r,1}$	$c_{r,1}$	$a_{r,2}$	$b_{r,2}$	$c_{r,2}$	$z_{r,max}$
besiedeltes Gebiet	0,37	-2,7	0	0	0	2,45
Laubwald	1,6	-5,6	0	0	0	1,5
Mischwald	1,2	-5,0	0	0	0	2,0
Nadelwald	1,0	-5,8	700000	11,3	-17,8	2,0
Sonderkulturen	1,7	-6,4	0	0	0	2,45
Ackerflächen	0,49	-4,6	0	0	0	1,7
Wiesen und Weiden	0,33	-6,7	0	0	0	1,55
Grünland	0,33	-6,7	5	1,7	-6,4	2,45

**Tabelle 3.6:** Parameter des Wurzel dichteprofils verschiedener Landnutzungsarten.



**Abbildung 3.14:** Normierte Wurzel dichtefunktion von vier Landnutzungsarten.

### 3.4.2.2.6 Weitere Vegetationsparameter

Die Albedo  $\alpha_f$  und das Emissionsvermögen  $\varepsilon_f$  der Vegetation, die den Strahlungshaushalt des Bestandes bestimmen, wurden, ebenso wie der minimale Stomatawiderstand  $r_{s0}$  und der Flächenindex der nicht transpirierenden Pflanzenteile  $SAI$ , von LENZ (1996) übernommen, der diese aus einer Reihe von Literaturangaben ermittelte. Der für die Geschwindigkeit des Oberflächenabflusses wichtige Rauigkeitsbeiwert nach Manning  $n_m$  wurde anhand von Literaturdaten aus MOORE & FOSTER (1990) und SHEN & JULIEN (1993) gewählt. Bei Waldflächen und insbesondere bei Laubwald wird, aufgrund der stärker ausgeprägten Krautschicht, von einer höheren Oberflächenrauigkeit ausgegangen. Sonderkulturen und Ackerflächen weisen eine nur geringe Rauigkeit auf, da hier der lockere Bestand, das zeitweilige Brachliegen und das Fehlen weiterer Vegetation zu einem schnellen Abfließen des Oberflächenwassers führt (WOHLRAB ET AL., 1992). Da die Oberflächenrauigkeit auch unabhängig von der Landnutzung durch viele Faktoren beeinflusst wird, müssen diese Werte jedoch als sehr grob angesehen werden.

Landnutzungsart	$\alpha_f$	$\varepsilon_f$	$r_{s0}$ in s m <sup>-1</sup>	$SAI$	$n_m$
besiedeltes Gebiet	0,15	0,9	250	3,0	0,02
Laubwald	0,15	0,96	120	0,9	0,35
Mischwald	0,13	0,96	120	0,6	0,3
Nadelwald	0,11	0,97	120	0,6	0,25
Sonderkulturen	0,18	0,97	180	0,6	0,05
Ackerflächen	0,2	0,96	100	0,4	0,05
Wiesen und Weiden	0,2	0,96	150	1,25	0,15
Grünland	0,18	0,96	150	1,2	0,1

**Tabelle 3.7:** Albedo  $\alpha_f$ , Emissionsvermögen  $\varepsilon_f$ , minimaler Stomatawiderstand  $r_{s0}$ , Flächenindex der nicht transpirierenden Pflanzenteile  $SAI$  und Rauigkeitsbeiwert nach Manning  $n_m$  verschiedener Landnutzungsarten.

## 4 SIMULATIONEN

Zur Überprüfung der Parametrisierungen und der Parameter, um die das Modell erweitert wurde, werden in diesem Kapitel Sensitivitätsstudien und Simulationen vorgestellt.

Zunächst (Kap. 4.1, S. 95) werden eindimensionale Simulationen mit einer 'off-line'-Version des Boden-Vegetationsmodells durchgeführt. Das Modell wird hierbei mit gemessenen meteorologischen Daten initialisiert und ohne Atmosphärenmodell betrieben. Als Eingabegrößen während der Simulation werden am Oberrand des Boden-Vegetationsmodells die gemessenen Werte von Temperatur, Feuchte, Wind und Strahlung vorgegeben. Ein Vergleich der simulierten mit der gemessenen Bodenfeuchte erlaubt dann eine Beurteilung der Qualität des Modells. Besonderes Augenmerk soll in diesem Kapitel auf die verschiedenen Parametrisierungsmöglichkeiten der bodenhydraulischen Funktionen (s. Kap. 2.3.1, S. 14) gerichtet werden, mit dem Ziel die Parametrisierung, die die besten Simulationsergebnisse liefert, zu extrahieren.

Im zweiten Unterkapitel werden Sensitivitätsstudien gezeigt, die zum Ziel haben, den Einfluss von hydrologischen Parametern, Parametrisierungen und Prozessen auf die Atmosphäre aufzuzeigen. Diese Studien betreffen zunächst (Kap. 4.2.1, S. 115) die Bodenkennwerte, über deren Analyse Hinweise herausgearbeitet werden können, welche Genauigkeit bei der Vorgabe dieser Bodenkennwerte notwendig ist, um ein hinreichend genaues Simulationsergebnis zu erhalten. Darüber hinaus lässt diese Analyse Schlüsse auf die Wichtigkeit von Prozessen zu, in die diese Bodenkennwerte eingebunden sind. Explizit untersucht werden hydrologische Prozesse und Parametrisierungen in Kapitel 4.2.2 (s. S. 127): Um zu zeigen, welche Auswirkung beispielsweise der Oberflächenspeicher oder die Makroporosität auf die Atmosphäre hat, werden Simulationen mit und ohne diese Prozesse gezeigt. Es können daraus Empfehlungen abgeleitet werden, welche Prozesse berücksichtigt werden sollten und welche vernachlässigbar sind. Zum Vergleich werden Simulationen mit unterschiedlicher Bodenfeuchte-Initialisierung und unter Verwendung unterschiedlicher Bodenarten gezeigt. Aus diesen Simulationen lässt sich zudem abschätzen, welchen Maximalfehler man bei der Interpretation von Simulationsergebnissen einkalkulieren muss, wenn ein ungenauer Anfangswert der Bodenfeuchte gewählt oder eine falsche Bodenart verwendet wird.

In Kapitel 4.3 (s. S. 149) wird schließlich eine dreidimensionale Simulation vorgestellt, die es erlaubt, den Einfluss der Bodenhydrologie in einem realen Gebiet zu beurteilen.

## 4.1 VALIDIERUNG

### 4.1.1 DATENGRUNDLAGE UND MODELLANPASSUNG

Zur Validierung des Boden-Vegetationsmodells steht ein Datensatz des Regionalen Klimaprojekts (REKLIP; FIEDLER, 1995) zur Verfügung. Innerhalb dieses Projekts wurden die wichtigsten meteorologischen Parameter im Bereich des Oberrheingrabens und seiner angrenzenden Gebirge flächendeckend und kontinuierlich über mehrere Jahre erfasst. Neben meteorologischen Größen wurden bei drei Stationen (Karlsdorf, Linkenheim, Münzesheim; s. Abb. 4.1) auch die Bodentemperatur und der volumetrische Bodenwassergehalt in den Tiefen 5 cm, 10 cm, 20 cm, 30 cm und 40 cm gemessen. Die Messung der Bodenfeuchte erfolgte mit Brandelik-Sonden. Alle Messwerte liegen als 10-Minuten-Mittelwerte vor. Abzüglich einiger Tage mit Datenausfällen und der Wintermonate Dezember, Januar und Februar stehen die in Tabelle 4.1 angegebenen Zeiträume zur Verfügung.

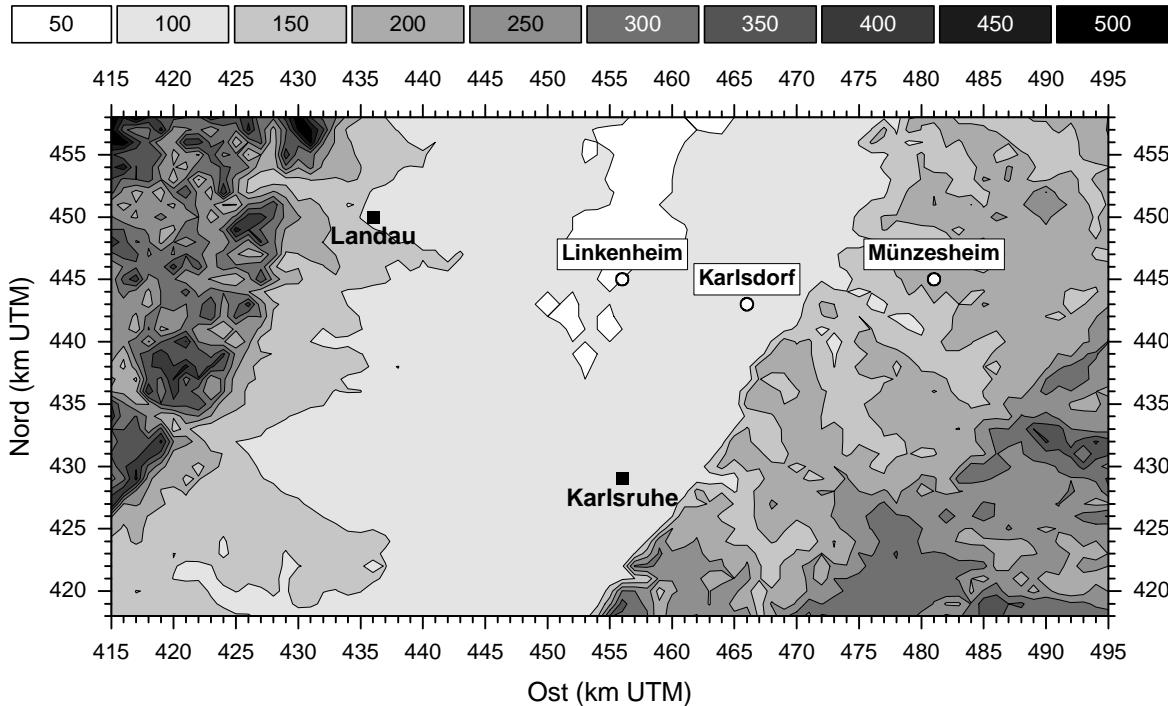
Station	Simulations-Zeitraum	Anzahl der Simulationstage
Karlsdorf	24.08.1994 bis 18.11.1996	575
Linkenheim	28.08.1992 bis 20.08.1993	153
Münzesheim	15.07.1991 bis 07.11.1994	429

**Tabelle 4.1:** Verfügbare Simulationszeiten.

Das Boden-Vegetationsmodell wird im folgenden 'off-line', also ohne Atmosphärenmodell betrieben. Eingabewerte sind hierbei Lufttemperatur, -feuchte und Windgeschwindigkeit der Messhöhe 10 m (Münzesheim: 8 m), sowie die Strahlungsbilanzkomponenten, der Luftdruck und der Niederschlag. Letzterer kann, trotz möglicher starker kurzzeitiger Schwankungen innerhalb dieses Intervalls, problemlos als 10-Minuten-Mittelwert verwen-

det werden, denn wie Sensitivitätsanalysen von MERZ (1996) zeigen, hat die zeitliche Diskretisierung der Niederschlagsintensität in diesem Bereich keinen relevanten Einfluss auf die Infiltration.

Höhe über NN in m:



**Abbildung 4.1:** Lage der Stationen im mittleren Oberrheingraben.

Die Station Linkenheim befindet sich im Zentrum des Oberrheingrabens in orografisch homogenem Gelände. Der Bodentyp ist als Braunerde anzusprechen; das Ausgangssubstrat in diesem Bereich sind Sande (ROESCHMANN, 1986). Die Bodenart ist entsprechend der USDA-Klassifikation 'schluffig-toniger Lehm' (LICHTNER, 2000), die Vegetationsart ist 'Wiese'.

Die Station Karlsdorf liegt etwas weiter östlich, ebenfalls noch im Oberrheingraben und damit in homogenem Gelände. Auch hier ist die Vegetationsart 'Wiese'. Der Bodentyp in Karlsdorf ist Gley, das Ausgangssubstrat sind fluvisole Sedimente (ROESCHMANN, 1986). Für die Simulationen wird von der vertikal homogen verteilten Bodenart 'sandiger Lehm' ausgegangen (LICHTNER, 2000).

Münzesheim liegt bereits in der Hügelregion des Kraichgaus auf einer Kuppe, ebenfalls ohne nennenswerte Hangneigung. Die Umgebung ist landwirtschaftlich genutzt, so dass dort als Vegetationsart 'Ackerflächen' für die Simulationen verwendet wird. Es muss hier

von radikalen Veränderungen des Bodengefüges und damit der bodenhydraulischen Eigenschaften in den oberen Schichten (Bodenverdichtungen, Bodenlockerungen, Verschlämung) und der Vegetationsparameter aufgrund der ackerbaulichen Bearbeitung ausgegangen werden. Während des Simulationszeitraums wurden im Frühjahr und in den Sommermonaten Sonnenblumen und im Herbst Winterweizen oder Senf angebaut. Im Gebiet des Kraichgau ist der Bodentyp eine Tschernosem-Parabraunerde, das Ausgangssubstrat ist Löß (ROESCHMANN, 1986). Eine Zuordnung der Bodentextur zur USDA-Klassifikation ergibt die Bodenart 'Lehm' (LICHTNER, 2000).

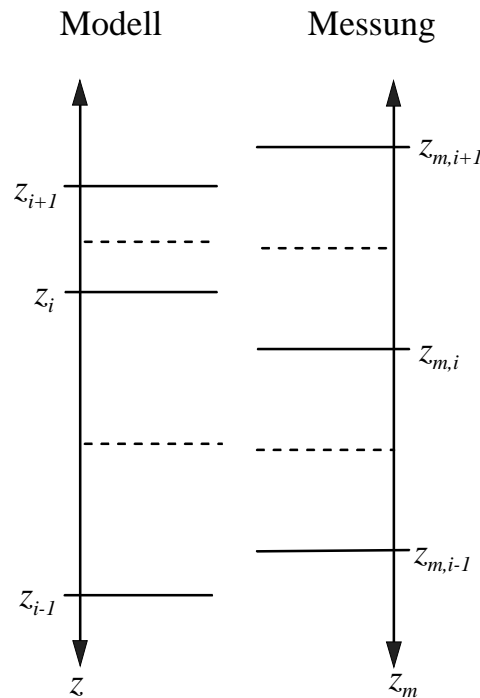
Diese drei Stationen decken somit den Bereich von leicht grober Textur bis zur mittel-feinen ab. Alle drei Bodenarten sind in Mitteleuropa sehr häufig vorzufinden.

Die eindimensionale Modellvariante ist auch in der Lage, eine Horizont-Einteilung der Bodenarten zu verwenden, sofern die Horizontgrenzen den Schichtgrenzen des Modells entsprechen. Testsimulationen haben aber gezeigt, dass dies zu keiner wesentlichen Verbesserung der Simulationsergebnisse führt.

	Modell	Messung
Tiefe der Schichtmitte in m	0,01; 0,03; 0,07; 0,15; 0,31; 0,63; 1,27; 2,55	0,05; 0,1; 0,2; 0,3; 0,4
Tiefe der Schichtgrenze in m	0; 0,02; 0,05; 0,11; 0,23; 0,47; 0,95; 1,91; 2,84	0; 0,075; 0,15; 0,25; 0,35; 0,45

**Tabelle 4.2:** Tiefen der Schichtmitten und Schichtgrenzen des Bodenmodells ('Modell') und der gemessenen Bodenfeuchte ('Messung').

Die gemessene Bodenfeuchte muss zur Initialisierung und zum späteren Vergleich mit den simulierten Werten auf die Tiefen der Schichtmitten  $z_i$  des Bodenmodells umgerechnet werden. Die gemessenen und simulierten Bodenfeuchtwerte werden dabei als konstant innerhalb der jeweiligen Schicht angenommen. Die Schichtgrenzen der Messung ergeben sich aus der Mittelung der Tiefen der Schichtmitten  $z_{mi}$ , an denen die Messungen vorliegen, da bei der Messung - abgesehen von der ersten Messtiefe - konstante Schichtdicken verwendet wurden (s. Tab. 4.2).



**Abbildung 4.2:** Schichtmitten (durchgezogene Linien) und Schichtgrenzen (gestrichelte Linien) zur Umrechnung der gemessenen Bodenfeuchte ('Messung') auf das Gitter des Bodenmodells ('Modell').

Entsprechend Abbildung 4.2 erhält man die auf das Modellgitter transponierte Bodenfeuchte  $\theta_m^*$  aus der gemessenen Bodenfeuchte  $\theta_m$  zu

$$\theta_{m0,01}^* = \theta_{m0,05}$$

$$\theta_{m0,03}^* = \theta_{m0,05}$$

$$\theta_{m0,07}^* = \left[ (0,075 \text{ m} - 0,05 \text{ m})\theta_{m0,05} + (0,11 \text{ m} - 0,075 \text{ m})\theta_{m0,1} \right] / (0,11 \text{ m} - 0,05 \text{ m})$$

$$\theta_{m0,15}^* = \left[ (0,15 \text{ m} - 0,11 \text{ m})\theta_{m0,1} + (0,23 \text{ m} - 0,15 \text{ m})\theta_{m0,2} \right] / (0,23 \text{ m} - 0,11 \text{ m})$$

$$\theta_{m0,31}^* = \left[ (0,25 \text{ m} - 0,23 \text{ m})\theta_{m0,2} + (0,35 \text{ m} - 0,25 \text{ m})\theta_{m0,3} + (0,47 \text{ m} - 0,35 \text{ m})\theta_{m0,4} \right] / (0,47 \text{ m} - 0,23 \text{ m})$$

$$\theta_{m0,63}^* = \theta_{m0,4}$$

$$\theta_{m1,27}^* = \theta_{m0,4}$$

$$\theta_{m2,55}^* = \theta_{m0,4}$$

Die Indizes weisen jeweils auf die Tiefe der Schichtmitte hin. Im Folgenden wird zum Vergleich der simulierten Bodenfeuchte mit der gemessenen Bodenfeuchte stets diese transponierte Bodenfeuchte verwendet.



Zur Bestimmung der Makroporositätsparameter wurden Simulationen von jeweils 24 Stunden Dauer über die in Tabelle 4.1 angegebenen Zeiträume durchgeführt. Neben dem maximalen Makroporositätsfaktor  $F_{K_s, \max}$  wurde auch der julianische Tag des Eintretens der maximalen Makroporosität  $J_{d, \text{makro}}$  variiert. Die geringste Abweichung des simulierten Tagesgangs der Bodenfeuchte zur gemessenen Bodenfeuchte bis zu einer Tiefe von 50 cm ergab sich in Karlsdorf und Linkenheim bei nicht makroporösem Boden ( $F_{K_s, \max} = 1$ ), was durch die hohe Trittbelastung am Stationsort, die zu einer Bodenverdichtung führt, begründet werden kann. Im Gegensatz dazu konnte bei der Station Münzesheim ein Optimum mit  $F_{K_s, \max} = 10$  erreicht werden. Dort wurde bei der Stationswartung darauf geachtet, den Boden entsprechend der landwirtschaftlichen Bearbeitung in der Stationsumgebung zu lockern. Der julianische Tag mit maximaler Makroporosität lag bei  $J_{d, \text{makro}} = 210$ , also Ende Juli.

Bei den folgenden Simulationen muss berücksichtigt werden, dass die Messung und die natürliche Variabilität der Standortfaktoren Fehler hervorrufen können. Messfehler können durch eine ungenaue Positionierung der Messsonden im Boden entstehen. In Verbindung mit der Übertragung des gemessenen Bodenfeuchteprofils auf das KAMM2-Bodengitter können - insbesondere bei vertikal stark variierender Bodenfeuchte - solche Fehler sehr groß werden. Weitere Fehler entstehen durch die grobe Klassifikation der Bodenart, die entsprechend der 12-teiligen USDA-Klassifikation vorgenommen wird. Die Klasseneinteilung der Vegetationsparameter kann ebenfalls zu einer Abweichung zu den Vegetationsparametern am Stationsort führen, insbesondere weil nur ein mittlerer Jahrgang über die Vegetationsfunktion (s. Kap. 3.4.2.2.1, S. 87) berücksichtigt wird, dieser aber durch Mahd oder Ernte von den Standortbedingungen abweichen kann. Dies kann - zusammen mit weiterer landwirtschaftlicher Bearbeitung - besonders bei der Station Münzesheim eine zeitlich und lokal stark schwankende Makroporosität und damit Fehler hervorrufen. Bei der Station Karlsdorf kann von sehr homogenen Standortfaktoren bezüglich des Bodens und der Vegetation ausgegangen werden, so dass die Interpretation der Ergebnisse dieser Station im Vordergrund stehen soll.

#### 4.1.2 PARAMETRISIERUNG DER BODENHYDRAULISCHEN FUNKTIONEN

Neben den bodenhydraulischen Funktionen (s. Kap. 2.3.1, S. 14) beeinflusst ebenfalls die Wahl der Bodenkennwerte das Simulationsergebnis eines SVAT-Modells. Einen direkten Nachweis der Qualität einer Parametrisierung (die aus einer Kombination aus Funktionen und Bodenkennwerten besteht) kann der Vergleich von simulierter mit gemessener Bodenfeuchte erbringen.

CUENCA ET AL. (1996) machten einen Vergleich von drei unterschiedlichen Parametrisierungen: Die Funktionen von CAMPBELL (1974) mit den Bodenkennwerten nach CLAPP & HORNBERGER (1978), die Funktionen nach BROOKS & COREY (1964) mit Bodenkennwerten nach COSBY ET AL. (1984) sowie die Funktionen nach VAN GENUCHTEN (1980) mit den Bodenkennwerten nach RAWLS ET AL. (1982). Es wurde ein Strahlungstag, initialisiert mit Daten des HAPEX-MOBILHY-Experiments, simuliert, wobei die Bodenart 'sandiger Lehm' war. Vegetation wurde nicht berücksichtigt. Es wurden erhebliche Unterschiede der Simulationsergebnisse bei den turbulenten Flüssen, der Strahlungsbilanz, dem Bodenwärmestrom und der Grenzschichthöhe festgestellt, ohne dass eine Aussage darüber gemacht werden konnte, welche Parametrisierung die beste ist.

Ein weiterer Vergleich verschiedener Parametrisierungen stammt von SHAO & IRANNEJAD (1999) mit Simulationen des Modells ALSIS über ein Jahr. Die Initialisierungsdaten stammten ebenfalls aus dem HAPEX-MOBILHY-Experiment; die Bodenart war 'schluffiger Lehm'. Es wurde hier ebenso das Modell nach CLAPP & HORNBERGER (1978) sowie die Funktionen nach BROOKS & COREY (1964) mit Parametern nach RAWLS & BRAKEN-SIEK (1982), und die Funktionen nach VAN GENUCHTEN (1980) mit Bodenkennwerten nach CARSEL & PARRISH (1988) verwendet. Als weitere Modellvariante wurde mit Funktionen nach BROADBRIDGE & WHITE (1988) simuliert. Die Funktionen nach VAN GENUCHTEN (1980) zeigten hierbei die beste Übereinstimmung mit der gemessenen Bodenfeuchte. Das Modell nach BROADBRIDGE & WHITE (1988) lieferte die schlechtesten Ergebnisse, so dass auf die Verwendung dieses Modells im Folgenden verzichtet wird.

Die Klasseneinteilung der Bodenart kann dazu führen, dass die verwendeten Bodenkennwerte nicht exakt den Bodenkennwerten des Standorts entspricht. Es ist deshalb notwendig, Tests der Parametrisierungen an mehreren Stationen durchzuführen, um Interpretationsfehler zu minimieren. Wie der Vergleich der verschiedenen Parametrisierungen im Fol-

genden zeigt, hängen die Eigenschaften der bodenhydraulischen Funktionen stark vom Bodenwassergehalt selbst ab, so dass immer verschiedene Simulationszeiträume mit unterschiedlichen Umweltbedingungen betrachtet werden sollten. Bisherige Vergleiche der Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen beschränkten sich stets auf einen Stationsort oder wurden mit SVAT-Modellen für globale Simulationsanwendungen durchgeführt. Es soll im Folgenden ein Vergleich der Parametrisierungen gemacht werden, der unterschiedliche Standortbedingungen (insbesondere bezüglich der Bodenart) und Simulationszeiten berücksichtigt und sich dabei auf die Simulation von Tagesgängen, wie sie in der mesoskaligen Modellierung benötigt werden, konzentriert. Aus den Ergebnissen soll die Parametrisierung hervorgehoben werden, die die besten Ergebnisse liefert.

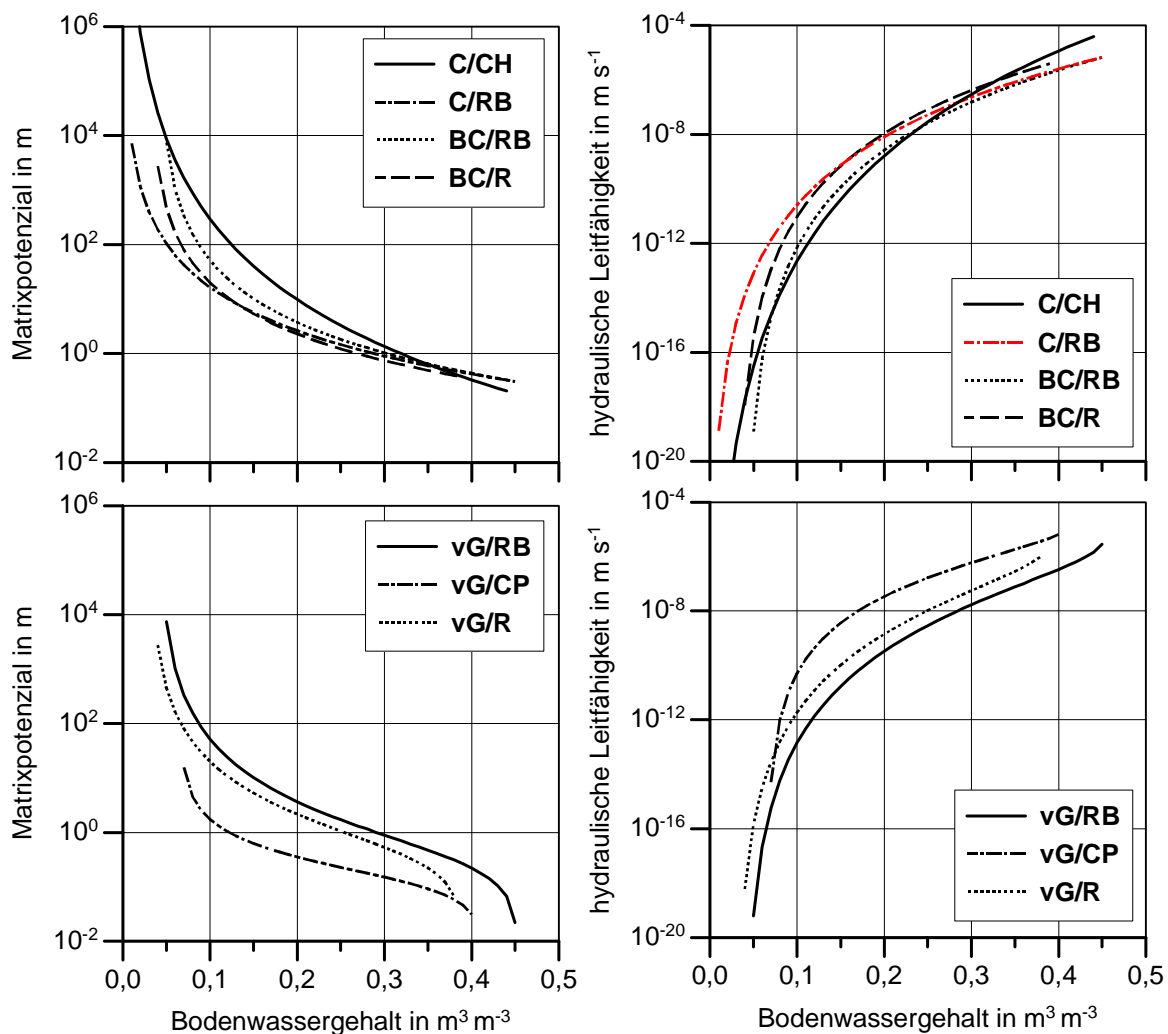
bodenhydraulische Funktionen	Bodenkennwerte	Abkürzung
CAMPBELL (1974)	CLAPP & HORNBERGER (1978)	C/CH
CAMPBELL (1974)	RAWLS & BRAKENSIEK (1982)	C/RB
BROOKS & COREY (1964)	RAWLS & BRAKENSIEK (1982)	BC/RB
BROOKS & COREY (1964)	RAWLS (in SCHAAP & LEIJ, 1998)	BC/R
VAN GENUCHTEN (1980)	RAWLS & BRAKENSIEK (1982)	vG/RB
VAN GENUCHTEN (1980)	CARSEL & PARRISH (1988)	vG/CP
VAN GENUCHTEN (1980)	RAWLS (in SCHAAP & LEIJ, 1998)	vG/R

**Tabelle 4.3:** Verwendete Parametrisierungen und ihre Abkürzungen.

Für die anschließenden Simulationen werden die in Tabelle 4.3 angegebenen Parametrisierungen verwendet, die grafisch in Abbildung 4.3 für die Bodenart 'sandiger Lehm' dargestellt sind. Die bodenhydraulischen Funktionen nach CAMPBELL (1974) und BROOKS & COREY (1964) werden sehr häufig in SVAT-Modellen verwendet. Besonders das C/CH-Modell ist dort sehr weit verbreitet. Im Bereich der hydrologischen Modellierung wird hingegen standardmäßig die Parametrisierung nach VAN GENUCHTEN (1980) verwendet.

Es ist zu sehen, dass die Unterschiede zwischen den Parametrisierungen sehr groß sind. Das Matrixpotenzial der vG/CP-Parametrisierung ist am geringsten, das der C/CH-Parametrisierung am höchsten. Unter den übrigen Parametrisierungen erzeugen das vG/RB- und BC/R-Modell noch relativ hohe Saugspannungen.

Bei den BC- und vG-Funktionen macht sich gegenüber den C-Funktionen der Einfluss des residualen Wassergehalts bei niedriger Bodenfeuchte bemerkbar, was zu einem höheren Matrixpotenzial führt. Darüber hinaus ist zu sehen, dass sich das Matrixpotenzial im Bereich des Sättigungswassergehalts bei den C- und BC-Funktionen dem Wert  $\psi_s$  annähert, während es bei den vG-Funktionen dem Wert null zustrebt, was bei hoher Bodenfeuchte zu einem niedrigeren Matrixpotenzial gegenüber den anderen beiden Funktionen führt.



**Abbildung 4.3:** Bodenhydraulische Funktionen der verwendeten Parametrisierungen der Bodenart 'sandiger Lehm'.

Für die Diffusion im Boden ist der Gradient des Matrixpotenzials verantwortlich, also die Steigung der Kurve in Abbildung 4.3. Diese ist – bei mittlerer Bodenfeuchte - bei den C- und BC-Funktionen etwas höher als bei den vG-Funktionen, was bei vertikalen Bodenfeuchtegradienten zu einer Angleichung der Bodenfeuchte führt. Ein niedriges Matrixpo-

tenzial ist darüber hinaus mit einer hohen hydraulischen Leitfähigkeit gekoppelt, wie beispielsweise bei der vG/R-Parametrisierung zu sehen ist. Die geringste Leitfähigkeit weist die vG/RB-Parametrisierung auf, also die Parametrisierung, die auch ein relativ hohes Matrixpotenzial hat. Wassertransporte werden in diesem Modell eher durch Saugspannungsgradienten als durch die Gravitationskraft angetrieben. Umgekehrt ist bei der vG/CP-Parametrisierung die Leitfähigkeit sehr hoch und das Matrixpotenzial bzw. dessen Steigung gering.

Es wurde für jede dieser Parametrisierungen der in Tabelle 4.1 angegebene Zeitraum simuliert, wobei nach jedem Einzeltag neu initialisiert wurde. Dabei wurde der Betrag der Differenz zwischen gemessener und simulierter Bodenfeuchte kontinuierlich ermittelt und über die Anzahl der simulierten Einzeltage gemittelt. Es wurden hierfür die obersten fünf Bodenschichten (1 cm, 3 cm, 7 cm, 15 cm, 31 cm) verwendet. In Tabelle 4.4 ist diese mittlere Abweichung für die verwendeten Parametrisierungen dargestellt.

			Bodenkennwerte			
			CH	RB	CP	R
Karlsdorf	Funktionen	C	0,044	0,040	-	-
		BC	-	0,034	-	0,046
		vG	-	0,023	0,067	0,025
Linkenheim	Funktionen	C	0,041	0,043	-	-
		BC	-	0,040	-	0,106
		vG	-	0,031	0,052	0,042
Münzesheim	Funktionen	C	0,077	0,047	-	-
		BC	-	0,042	-	0,109
		vG	-	0,023	0,035	0,079

**Tabelle 4.4:** Mittlere Differenz des Betrags zwischen gemessener und simulierter Bodenfeuchte der oberen fünf Schichten.

Trotz der variierenden Landnutzung zusammen mit der Bodenbearbeitung lässt sich die Bodenfeuchte in Münzesheim so gut simulieren wie an den anderen beiden Stationen. Unter den verschiedenen Parametrisierungen selbst sind jedoch erhebliche Unterschiede fest-

zustellen. Die Abweichung zur gemessenen Bodenfeuchte ist im schlechtesten Fall drei bis fünf mal höher als bei der besten Parametrisierung.

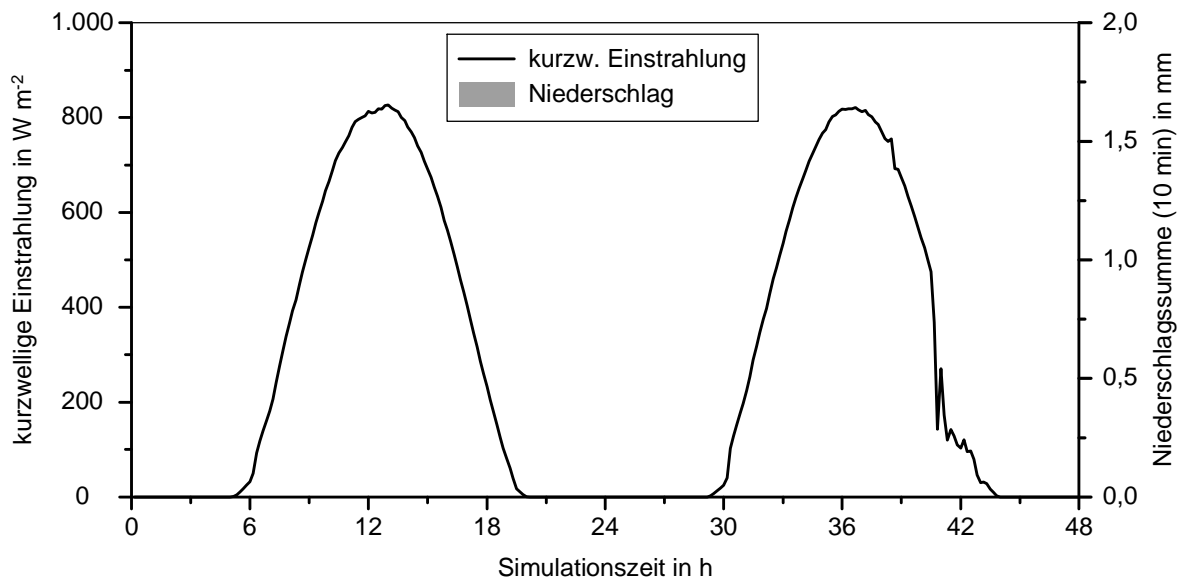
Das beste Simulationsergebnis erhält man mit der vG/RB-Parametrisierung, aber auch die BC/RB- und C/RB- Modelle liefern noch recht gute Ergebnisse. Von den vier hier verwendeten Bodenkennwert-Sätzen trifft der RB-Datensatz die Bodenverhältnisse an den Stationsorten also am besten. Der R-Datensatz liefert nur in Karlsdorf ein gutes Ergebnis, während der CP-Datensatz dort schlecht abschneidet, bei den anderen beiden Stationen aber einen geringen Fehler erzeugt.

Mit den vG-Funktionen erhält man in jedem Fall ein besseres Resultat als mit den beiden anderen Funktionen. Dies wird besonders an der Stelle deutlich, wo die gleichen Bodenkennwerte verwendet werden. Hier ist auch der Vorteil der Verwendung des residualen Wassergehalts bei den BC-Funktionen gegenüber den C-Funktionen – unter Beibehaltung der RB-Bodenkennwerte – festzustellen. Die in der bisherigen KAMM-Version und vielen anderen SVAT-Modellen verwendete C/CH-Parametrisierung führt zu einer zwei bis vier mal höheren Abweichung als die vG/RB-Parametrisierung.

Trotz der unterschiedlichen Boden- und Vegetationsverhältnisse und den differierenden Simulationszeiträumen sind diese Abweichungen an allen drei Stationen ähnlich, was die Überlegenheit der vG-Funktionen und der RB-Bodenkennwerte zeigt.

Eine detaillierte Betrachtung einzelner Simulationen soll nun zeigen, wie sich die Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen unter speziellen Bedingungen auf das Modellergebnis auswirkt. Da sich die Ergebnisse der drei Stationen – trotz der unterschiedlichen Standortbedingungen – gleichen, wird diese Betrachtung auf die Station Karlsdorf beschränkt, da hier der verfügbare Datensatz am größten ist und die Boden- und Vegetationsverhältnisse am homogensten sind.

Zunächst sind in den Abbildungen 4.4 bis 4.5 die gemessenen und simulierten Werte zweier Strahlungstage zu sehen. Im Anschluss werden zwei Niederschlagssimulationen gezeigt, zum einen bei niedriger, zum anderen bei hoher Bodenfeuchte.

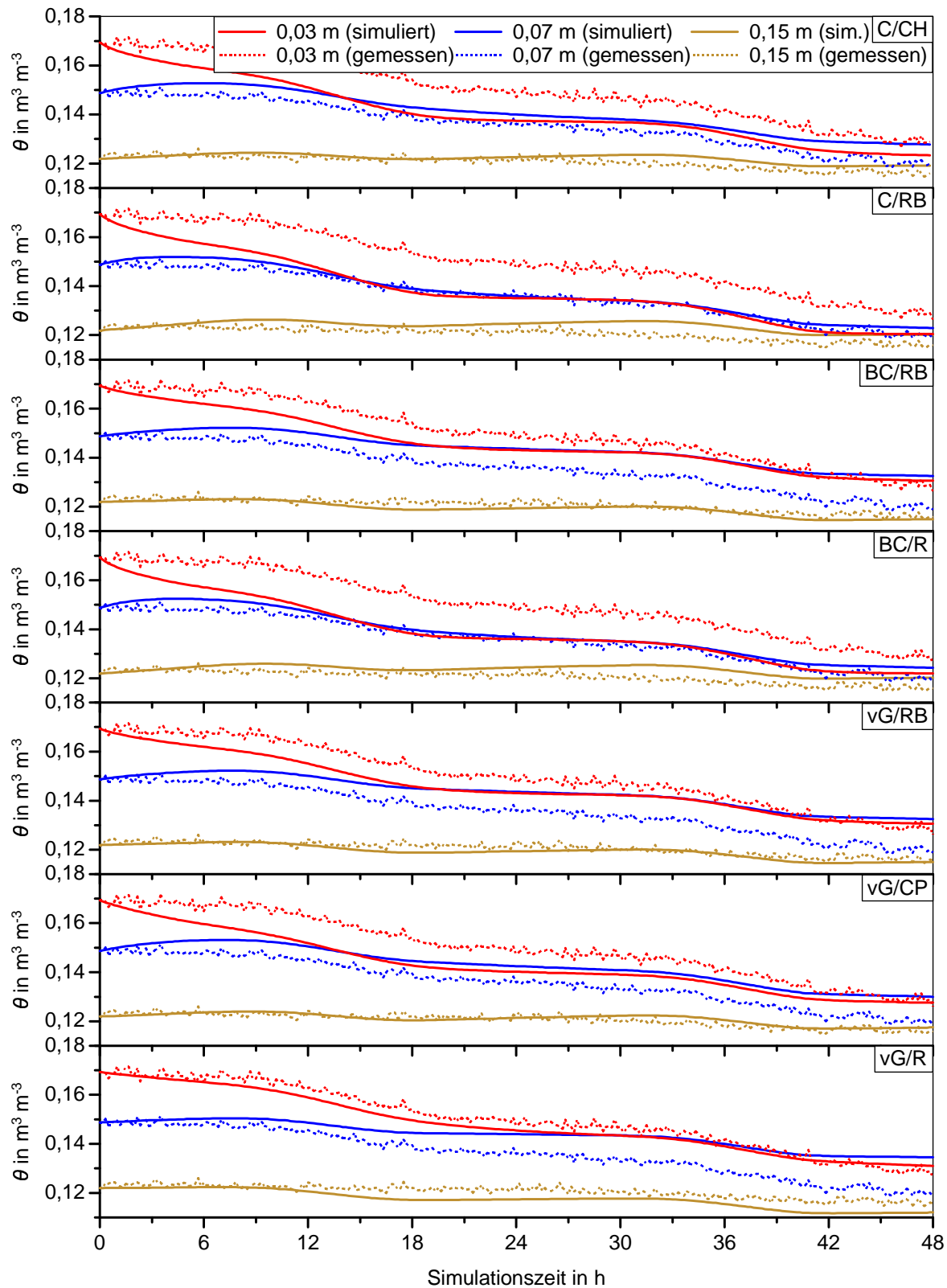


**Abbildung 4.4:** Gemessene kurzwellige Einstrahlung und Niederschlag vom 10.08.1995 0.00 Uhr bis 11.08.1995 24.00 Uhr in Karlsdorf.

Der 10./11. 08. 1995 war ein nahezu typischer Strahlungstag mit leichter Bewölkung am Nachmittag (s. Abb. 4.4). Am zweiten Tag wurde zur Mittagszeit in 2 m Höhe eine Temperatur von 29 °C erreicht. Nachts ging sie auf etwa 12 °C zurück.

Abbildung 4.5 zeigt die vom Modell simulierte Bodenfeuchte in den Tiefen 3 cm, 7 cm und 15 cm. Die gemessene Bodenfeuchte bewegt sich bei etwa  $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , also einem mittleren bis niedrigen Wert. Aufgrund von vorangegangenen Niederschlägen nimmt die Bodenfeuchte nach unten ab. Im weiteren Verlauf ist eine Umkehr dieses Profils mit einer niedrigeren Bodenfeuchte in den oberen Schichten zu erwarten.

Die Modellierungsergebnisse gleichen sich: Die Bodenfeuchte in 15 cm Tiefe wird sehr gut simuliert, während sich die Feuchte in den beiden oberen Schichten schneller als bei der Messung annähert. Bei diesem niedrigen Wassergehalt sind die Adsorptions- und Kapillarkräfte deutlich größer als die Gravitationskraft. Folglich werden die Unterschiede zwischen den Parametrisierungen im wesentlichen durch den Diffusionskoeffizient  $D_w$  (Gl. 2.7, S. 12) bestimmt. Dieser ergibt sich aus der Änderung des Matrixpotenzials mit der Feuchte, multipliziert mit der hydraulischen Leitfähigkeit. Die hydraulische Leitfähigkeit sorgt dann für eine Tiefenverlagerung des Profils, wobei die Feuchtedifferenzen zwischen den Schichten erhalten bleiben.



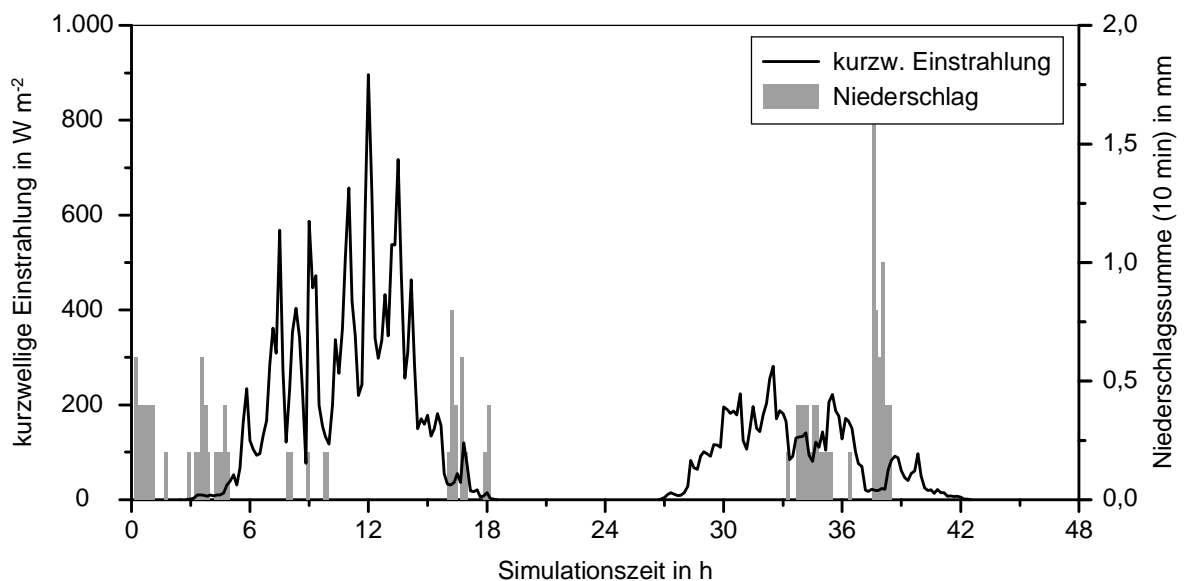
**Abbildung 4.5:** Bodenfeuchte in drei Tiefen vom 10.08.1995 0.00 Uhr bis 11.08.1995 24.00 Uhr in Karlsdorf.



Abgesehen vom BC/RB-Modell haben die C- und BC-Parametrisierung einen höheren Diffusionskoeffizienten (vgl. Abb. 4.3), der zu einer früheren Angleichung der Bodenfeuchte in den unterschiedlichen Schichten führt: In 3 cm Tiefe geht die Feuchte recht stark zurück; in 15 cm Tiefe bleibt sie hingegen nahezu konstant. Das beste Ergebnis erhält man mit den vG- und der BC/RB-Parametrisierung.

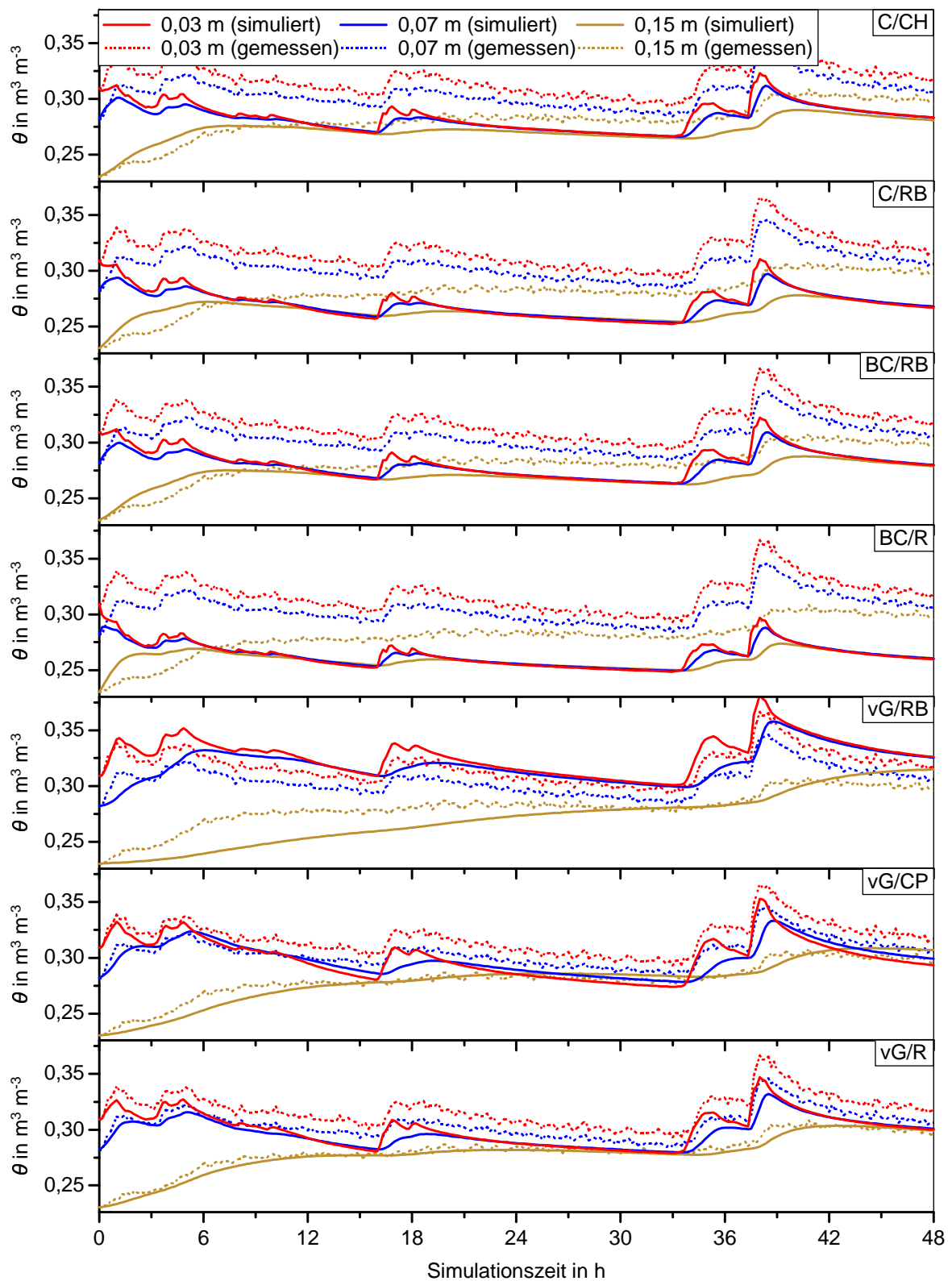
Wie Abbildung 4.3 zeigt, sind die Unterschiede zwischen den Parametrisierungen entscheidend vom Bodenwassergehalt abhängig. Im Folgenden soll deshalb ein Niederschlagsereignis bei trockenen und bei feuchten Bodenverhältnissen gezeigt werden.

In Abbildung 4.6 sind die kurzweilige Einstrahlung und der Niederschlag in Karlsdorf vom 17.05.1995 2.00 Uhr bis 19.05.1995 2.00 Uhr dargestellt. Die Bodenfeuchte lag an diesem Tag bei etwa  $0,3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , was für die Bodenart 'sandiger Lehm' ein relativ hoher Wert ist. Über die zwei Tage kam es mehrfach zu Niederschlägen; in der Summe ergaben sich knapp 20 mm.



**Abbildung 4.6:** Gemessene kurzweilige Einstrahlung und Niederschlag vom 17.05.1995 2.00 Uhr bis 19.05.1995 2.00 Uhr in Karlsdorf.

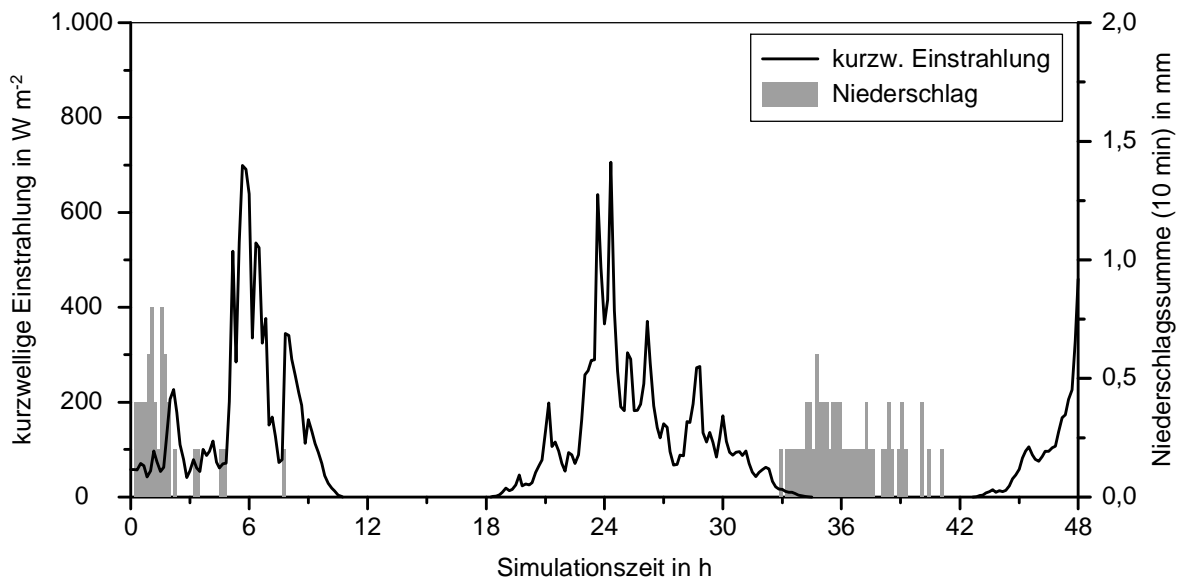
Die zugehörige Simulation der Bodenfeuchte zeigt Abbildung 4.7.



**Abbildung 4.7:** Bodenfeuchte in drei Tiefen vom 17.05.1995 2.00 Uhr bis 19.05.1995 2.00 Uhr in Karlsdorf.

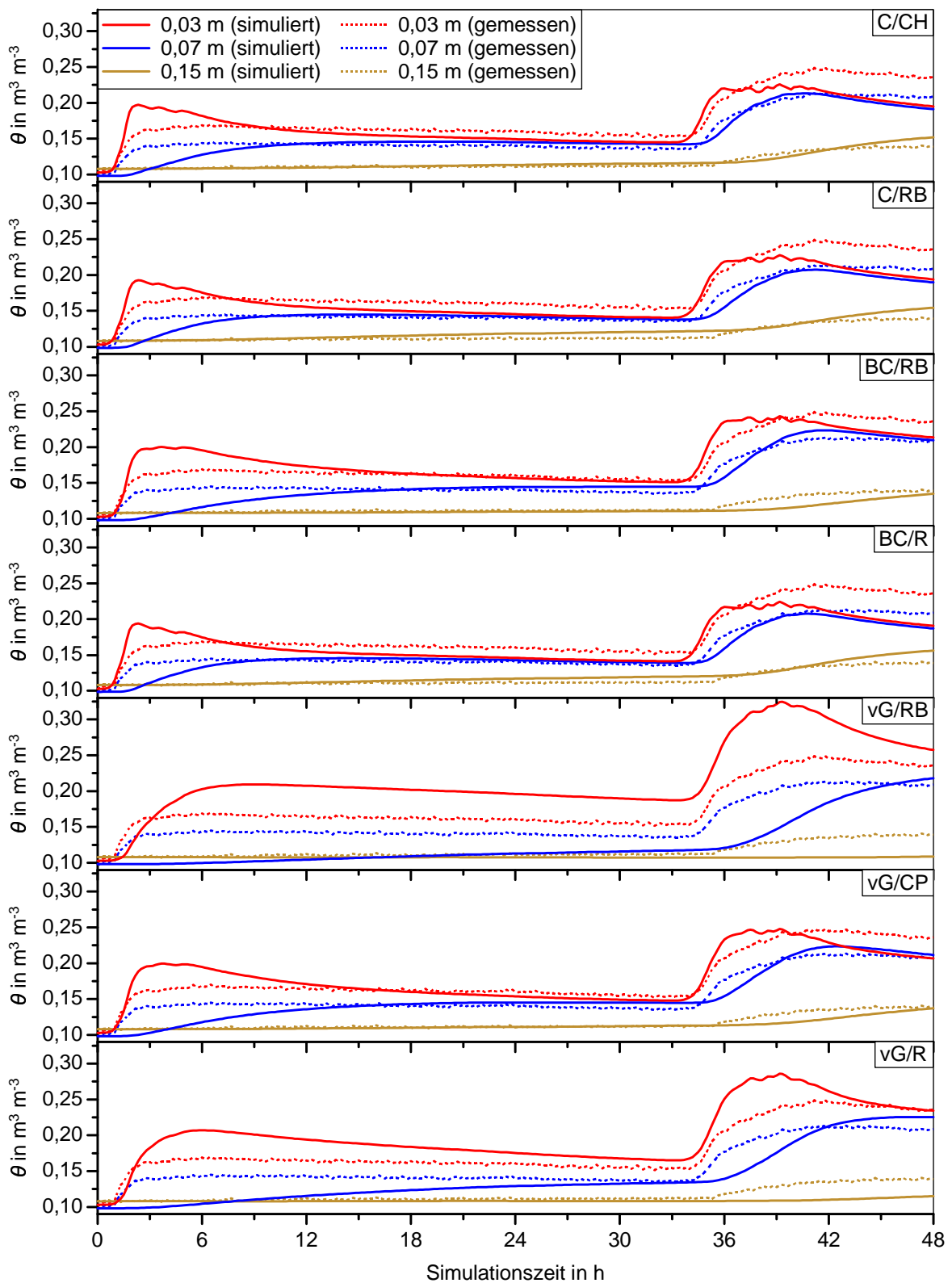
Analog zum vorigen Fall sorgt der hohe Diffusionskoeffizient bei den C- und BC-Funktionen zu einer Angleichung der Bodenfeuchte in den drei Schichten. Im Vergleich zum vorigen Fall ist nun aber auch die Bodenfeuchte höher und der Gravitationskraft, die über die hydraulische Leitfähigkeit einfließt, kommt eine größere Bedeutung zu: In den beiden oberen Schichten geht bei der Simulation mit diesen Funktionen die Feuchte trotz des Niederschlags zurück. Aufgrund der hohen hydraulischen Leitfähigkeit bleibt der Bodenwassergehalt etwa  $0,05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  unter den gemessenen Werten. Dies ist auch die Ursache für das Abfallen der Bodenfeuchte beim vG/CP-Modell. Es kommt hier zeitweise sogar zu einer Umkehr des Bodenfeuchteprofils mit den niedrigeren Werten im oberen Bereich. Insbesondere bei den C- und BC-Funktionen führt die hohe hydraulische Leitfähigkeit bei sehr feuchtem Boden zu einer hohen Infiltration und zu großen Abflussraten am Modellunterrand. Die besten Ergebnisse liefern, wie am vorigen Strahlungstag, die vG-Parametrisierungen.

Dass die Qualität der Simulation abhängig vom Anfangswassergehalt des Bodens ist, zeigt die Simulation eines Niederschlagsereignisses vom 20.06.1995 10.00 Uhr bis 22.06.1995 10.00 Uhr (s. Abb. 4.8 u. Abb. 4.9). Es kam an diesem Tag zu zwei Niederschlagsereignissen mit 7 bzw. 10 mm. Die Bodenfeuchte lag zwischen  $0,1$  und  $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ .

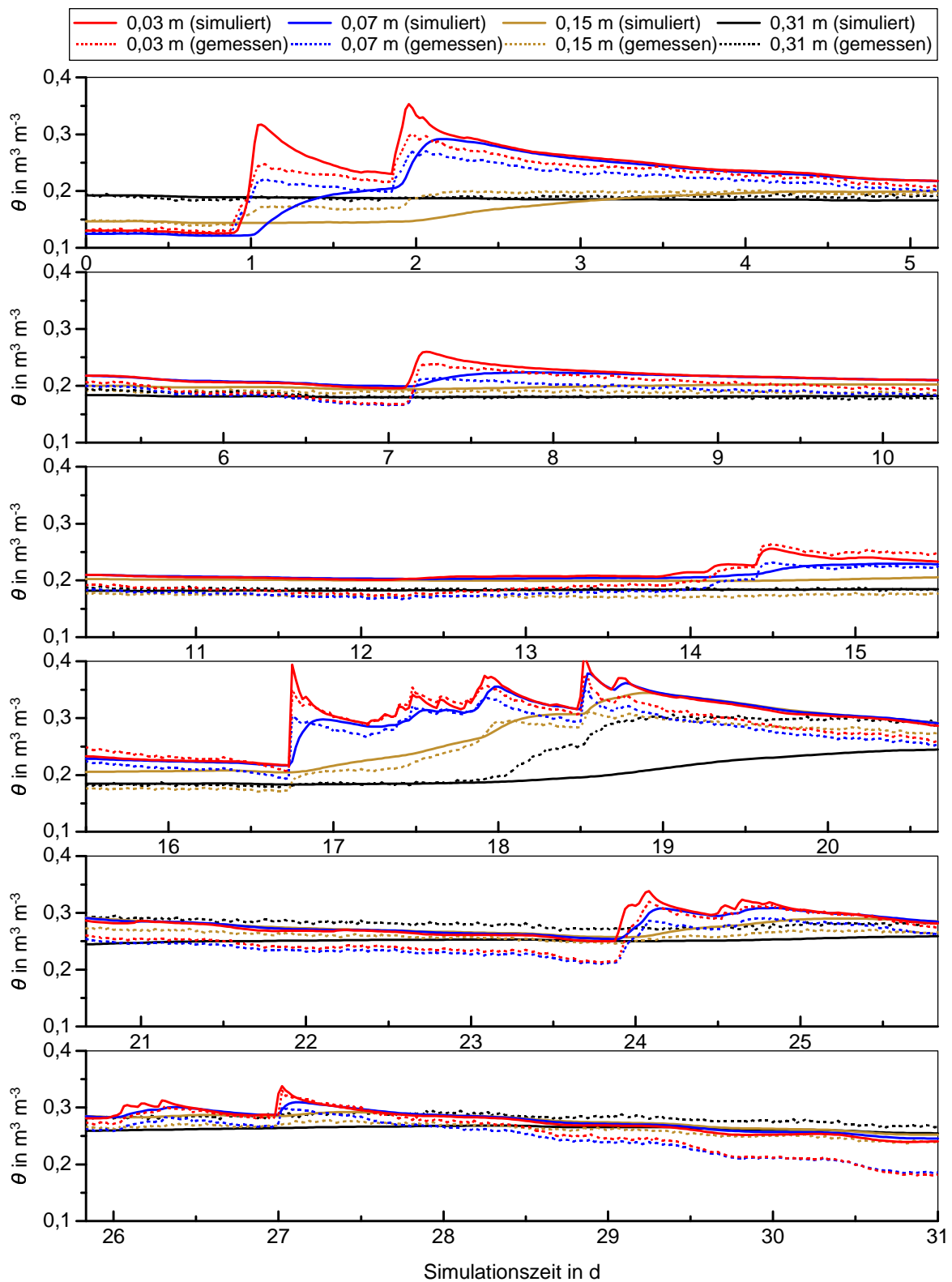


**Abbildung 4.8:** Gemessene kurzweilige Einstrahlung und Niederschlag vom 20.06.1996 10.00 Uhr bis 22.06.1996 10.00 Uhr in Karlsdorf.

Hier hat die niedrige Leitfähigkeit der vG/RB- und vG/R-Parametrisierung zur Folge, dass die Feuchte in der obersten Bodenschicht erst um einige Minuten verzögert ansteigt. Insbesondere beim vG/RB-Modell erhöht sich in 7 cm Tiefe die Feuchte nur sehr langsam, da das Bodenwasser noch in der darüberliegenden Schicht gehalten wird und dort ein zu hoher Wassergehalt simuliert wird. Erst beim zweiten Niederschlagsereignis, wenn aufgrund der höheren Feuchte die Leitfähigkeit höher ist, erfolgt auch in 7 cm Tiefe ein stärkerer Anstieg. Simulationen zeigen, dass man durch die Annahme von Makroporenfluss, durch eine Erhöhung der gesättigten Leitfähigkeit, bei dieser Parametrisierung eine Verbesserung des Ergebnisses erzielt, doch führt diese Makroporosität dann bei höherem Wassergehalt zu schlechteren Resultaten. Die schnelle Reaktion der Bodenfeuchte in 7 und 15 cm Tiefe deutet ebenfalls darauf hin, dass ein gewisser Anteil des Niederschlags in Makroporen an untere Schichten weitergeleitet wird, doch reicht die in diesem Modell verwirklichte Parametrisierung der Makroporosität - abhängig vom Bodenwassergehalt - nicht aus, hier bessere Ergebnisse zu erzielen.



**Abbildung 4.9:** Bodenfeuchte in drei Tiefen vom 20.06.1996 10.00 Uhr bis 22.06.1996 10.00 Uhr in Karlsdorf.



**Abbildung 4.10:** Bodenfeuchte in vier Tiefen des Monats Mai 1996 in Karlsdorf. Parametrisierung: vG/RB.

Mit den C- und BC-Funktionen können die Messungen besser als unter Verwendung der vG-Parametrisierungen wiedergegeben werden. Anfangs wird der Wassergehalt zwar etwas überschätzt, doch im weiteren Verlauf passt sich die simulierte Feuchte wieder dem Messergebnis an. Erst beim zweiten Niederschlagsereignis wird die Bodenfeuchte in der oberen Schicht vom Modell wieder unterschätzt.

Die Verwendung eines residualen Wassergehalts spielt bei den C-Funktionen keine Rolle, wie ein Vergleich der CH-Bodenkennwerten – ohne residualen Wassergehalt – mit den RB-Kennwerten zeigt.

Als Ergebnis lässt sich festhalten, dass die vG/RB-Parametrisierung die besten Ergebnisse bei Kurzzeitsimulationen liefert. Dies wird insbesondere durch die mittlere Abweichung zur gemessenen Bodenfeuchte über einen längeren Zeitraum und unter Verwendung verschiedener Bodenarten (vgl. Tab. 4.4) bestätigt. Dass mit dem Modell auch längere Zeiträume realistisch wiedergegeben werden können, zeigt Abbildung 4.10.

Zum Monatsanfang ist die Bodenfeuchte in den oberen Schichten noch sehr gering, so dass - infolge der damit verbundenen geringen hydraulischen Leitfähigkeit - das Niederschlagsereignis nach einem Tag Simulationszeit zu einer hohen Bodenfeuchte an der Erdoberfläche und einem nur mäßigen Anstieg in 7 cm Tiefe führt. Die gemessene Bodenfeuchte reagiert in dieser Tiefe schneller, was auf Makroporenfluss hindeutet. Nach zwei Tagen Simulationszeit macht sich dieser Effekt aufgrund der jetzt höheren Bodenfeuchte nur noch in 15 cm Tiefe bemerkbar, während er beim Niederschlagsereignis nach 17 Tagen Simulationszeit auch in dieser Tiefe verschwindet.

Abgesehen von den letzten beiden Tagen simuliert das Modell mit der vG/RB-Parametrisierung eine realistische Bodenfeuchte, insbesondere bei mittlerem bis hohem Bodenwassergehalt.

## 4.2 SENSITIVITÄTSANALYSE

Der Austausch von Impuls, Masse und Wärme zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche erfolgt über die turbulenten Flüsse, so dass über deren Betrachtung die Sensitivität der Atmosphäre auf bodenhydrologische Prozesse sehr gut gezeigt werden kann.

Eine generelle Problematik von Modellen bringen Parametrisierungen und die Anzahl der darin benötigten Parameter mit sich, da die empirische Bestimmung dieser Werte immer mit Unsicherheiten verbunden ist. Ein weiterer Faktor ist die erhöhte Rechenzeit, die aus der Verwendung sehr vieler Parameter folgt. Deshalb sollten empirische Parameter möglichst genau bestimmt und nur so viele Parameter verwendet werden, dass ein akzeptables Verhältnis zwischen Simulationsergebnis und Rechenzeit erreicht wird.

Eine Sensitivitätsanalyse nach SPEAR & HORNBERGER (1980) kann hier Aufschluss geben, welche Parameter bei bestimmten Parameterbereichen zu größeren Auswirkungen bei den Ausgabewerten des Modells führen. Man erhält damit Hinweise auf kritische Parameter, die möglichst genau bestimmt werden müssen, oder Parameter die nur geringen Einfluss auf die Atmosphäre haben und damit als grobe Mittelwerte verwendet werden können.

Die Beschreibung hydrologischer Prozesse im Boden erfolgt mittels bodenhydrologischer Größen (Bodenkennwerte), also besteht die naheliegendste Sensitivitätsanalyse in der Variation dieser Größen. Diese Bereiche beinhalten die Variation der Bodenkennwerte über die Bodenart, z. B. zwischen den beiden Bodenarten 'Sand' und 'Ton', oder die Variation über verschiedene Literaturangaben der gleichen Bodenart. Diese Literaturwerte sind aus Feldmessungen gemittelte Werte, die oft mit einer hohen Standardabweichung behaftet sind, da innerhalb einer Bodenart je nach ihrem geomorphologischen Aufbau erhebliche Unterschiede bestehen können. Somit bietet sich auch eine Variation über diese Standardabweichung an.

Zur Abschätzung der Auswirkung verschiedener hydrologischer Prozesse auf die bodennahe Atmosphäre besteht die einfache Möglichkeit, Simulationen mit und ohne diese Prozesse durchzuführen. Solche Prozesse sind z. B. die Speicherung von Wasser an der Erdoberfläche in Form des Oberflächenspeichers, die Variation des Anfangswassergehalts des Bodens in Abhängigkeit von der Bodenart oder die Berücksichtigung einer Stauschicht im Boden.



Zu beachten gilt bei diesen Abschätzungen stets, dass Abhängigkeiten zu äußeren Bedingungen bestehen. Beispielsweise zeigten DIRMEYER ET AL. (2000), dass die Genauigkeit der Simulation der Bodenfeuchte besonders bei trockenem Boden und spärlicher Vegetation wichtig ist, bei feuchtem Boden eine Änderung der Parametrisierungen hydrologischer Prozesse aber geringere Auswirkungen hat. Neben der Bodenfeuchte und der Vegetation sind es im wesentlichen die Strahlungsumsätze an der Erdoberfläche (Strahlungstag / bewölkter Tag), womit auch unterschiedliche Wärmeflüsse im Boden berücksichtigt werden, die zu Sensitivitätsänderungen führen. Zur Beachtung der Wasserflüsse im Boden muss zwischen Tagen mit und ohne Niederschlagsereignissen unterschieden werden. Ebenso müssen die Anfangsbedingungen bezüglich der Temperatur in Boden und Atmosphäre berücksichtigt werden.

Die Wirkungsweise bodenhydraulischer Parameter und Prozesse beschränkt sich nicht nur auf die unmittelbare Verteilung des Bodenwassers, die in der Folge über die Transpiration oder die Bodenwärmeleitfähigkeit die Entwicklung der Atmosphäre beeinflusst, sondern auch auf andere Größen, in deren Parametrisierung diese Bodenkenngrößen eine Rolle spielen. Diese Parametrisierungen betreffen die spezifische Feuchte an der Bodenoberfläche (vgl. Gl. 3.55, S. 64), die Welkepunktfeuchte und damit auch den Stomatawiderstand (vgl. Gl. 3.91, S. 69) sowie die Albedo des Erdbodens (vgl. Gl. 3.76, S. 67).

#### **4.2.1 SENSITIVITÄTSANALYSE NACH SPEAR UND HORNBERGER**

Die Sensitivitätsanalyse nach SPEAR & HORNBERGER (1980) kann Hinweise auf kritische Parameter und Parameterbereiche geben. Man erhält damit auch eine Aussage über die Bedeutung der Prozesse, in die der jeweilige Parameter involviert ist. Beispielsweise wird die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit als der Bodenparameter angesehen, auf den die Atmosphäre die höchste Sensitivität zeigt (KABAT ET AL., 1997; MERZ, 1996). Es ist zu untersuchen, in wie weit sich eine Erhöhung dieser Leitfähigkeit durch Einführung des Makroporositätsfaktors auf atmosphärische Größen auswirkt.

Die Sensitivitätsanalyse nach SPEAR & HORNBERGER (1980) verwendet die statistische Aussage aus einer großen Anzahl von Simulationsläufen mit einer zufälligen Variation der zu untersuchenden Parameter. Dabei kann jeder Simulationslauf so eingestuft werden, dass

er ein bestimmtes Verhalten  $B$  zeigt oder nicht dieses Verhalten ( $\bar{B}$ ) zeigt. Man erhält damit einen Teil von Parametersätzen für den  $B$  gilt, und den anderen Teil der Parametersätze, für den  $\bar{B}$  gilt. Die Art der Parametersätze und ihre Unterschiede lassen dann auf die Sensitivität des Modells auf die einzelnen Parameter schließen. Zeigt sich bei der Variation eines Parameters  $\xi_k$  keine Differenzierung des Simulationsergebnisses, also

$$f(\xi_k) = f(\xi_k|B) = f(\xi_k|\bar{B}), \quad (4.1)$$

so hat dieser Parameter keinen Einfluss auf das Auftreten oder Nicht-Auftreten des Ereignisses und der Parameter verhält sich insensitiv innerhalb eines a priori zugeteilten Bereichs im mehrdimensionalen Parameterraum. Dieser Schluss ist allerdings nur dann zulässig, wenn von einer geringen Kovarianz zwischen den Parametern ausgegangen werden kann (SPEAR & HORNBERGER, 1978).

Die grafische Auftragung der kumulativen Wahrscheinlichkeit für das Eintreten des Ereignisses ( $F(\xi_k|B)$ ) und dessen Nicht-Eintreten ( $F(\xi_k|\bar{B})$ ) macht also eine Aussage darüber, wie sensitiv sich das Modell gegenüber diesem Parameter verhält. Dazu kann die Stichprobenfunktion

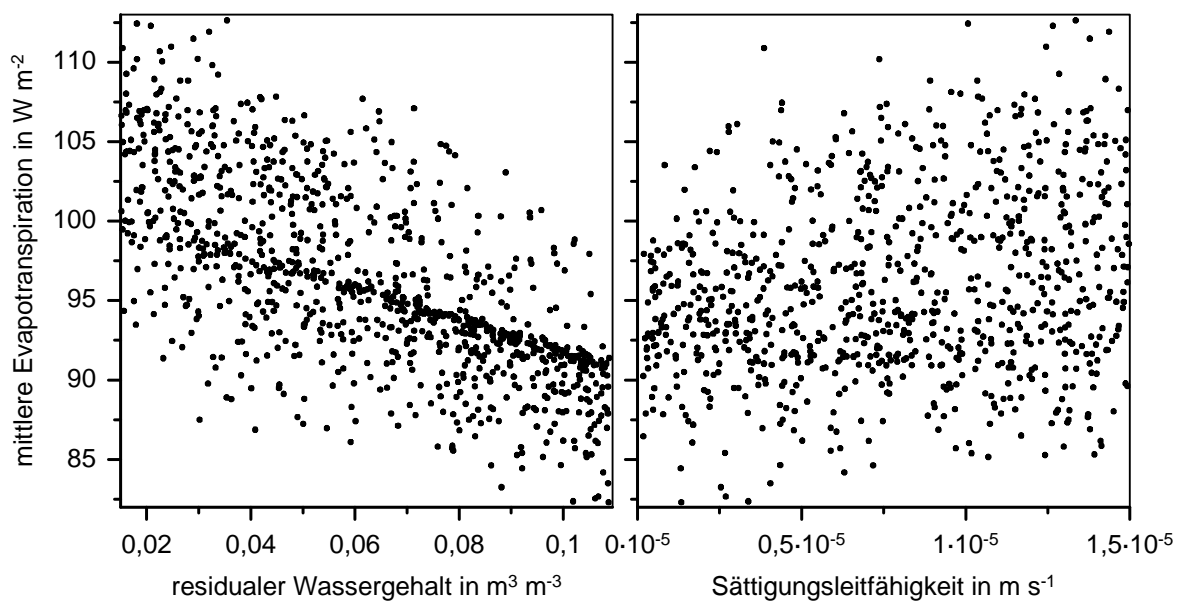
$$d_{m,n} = \sup_x |S_n(x) - S_m(x)| \quad (4.2)$$

des Kolmogorow-Smirnow-Tests verwendet werden.  $S_n$  und  $S_m$  sind dabei Verteilungsfunktionen, die  $F(\xi_k|B)$  und  $F(\xi_k|\bar{B})$  entsprechen.  $d_{m,n}$  entspricht also der maximalen vertikalen Distanz der beiden Auftragungen.

Als Ereignisgrößen bieten sich in einem meteorologischen Modell die Evapotranspiration und der fühlbare Wärmestrom an. Die Ergebnisse der Monte-Carlo-Simulationen lassen sich dann z. B. nach der Höhe der mittleren Evapotranspiration ordnen und dann in 2 gleich große Teile aufspalten. Ein Teil, z. B. der mit hoher Evapotranspiration, entspricht dann  $B$  und der andere Teil  $\bar{B}$ .

Diese Sensitivitätsanalyse wurde unter anderem am SVAT-Modell TOPUP (BEVEN & QUINN, 1994) angewandt (FRANKS ET AL., 1997). Bezüglich der Evapotranspiration hatte die verfügbare Wasserkapazität in der Wurzelzone den größten Einfluss, noch vor Widerstandsgrößen der Vegetation und der Erdoberfläche.

Diese Sensitivitätsanalyse wurde ebenfalls im hydrologischen Modell SAKE verwendet (MERZ, 1996), wobei hier nur die bodenhydraulischen Parameter untersucht wurden. Die Höhe des Oberflächenabflusses reagierte dabei bei Niederschlagsereignissen am sensitivsten auf die Sättigungsleitfähigkeit  $K_s$ . Es wird weiterhin auf das Initialisierungsprofil als sensitiven Parameter hingewiesen. Die zeitliche Diskretisierung des Niederschlags ist von untergeordneter Rolle.



**Abbildung 4.11:** Mittlere Evapotranspiration bei 1000 Simulationen mit zufälliger Variation der bodenhydraulischen Parameter. Münzesheim, 17.05.1992.

Abbildung 4.11 zeigt das Ergebnis von 1000 Simulationen eines Strahlungstages (17.05.1992), bei denen die fünf Bodenkenngrößen zufällig variiert wurden. Der Variationsbereich entspricht der Variation entsprechend den Bodenarten 'Sand' und 'Ton'. Es wurden die Parameterwerte nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982) verwendet. Simuliert wurde mit dem Boden-Vegetationsmodell, angetrieben von Messdaten der REKLIP-Station Münzesheim. Die Grafik zeigt den Rückgang der mittleren Evapotranspiration mit der Zunahme des residualen Wassergehalts  $\theta_r$ , im wesentlichen bedingt durch eine Zunahme des Stomatawiderstands. Dennoch ist für alle Bereiche des residualen Wassergehalts eine erhebliche Schwankung der Evapotranspiration festzustellen, je nach Wahl der weiteren vier Parameter.

Wird die mittlere Evapotranspiration in Abhängigkeit von der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit  $K_s$  dargestellt, so ist dort keine Proportionalität zu sehen (s. Abb. 4.11,

rechts): Jeder Bereich der Leitfähigkeit deckt einen großen Bereich der Evapotranspiration ab. Dies deutet bereits auf die größere Sensitivität der Atmosphäre auf den residualen Wassergehalt gegenüber der Sättigungsleitfähigkeit hin. Die weiteren drei Parameter (Sättigungswassergehalt  $\theta_s$ , Sättigungsmatrixpotenzial  $\psi_s$ , Porengröße-Parameter  $\lambda$ ) liegen zwischen diesen beiden Extrema.

Die folgenden Simulationen wurden mit dem Boden-Vegetationsmodell 'off-line', angetrieben durch gemessene meteorologische Größen (s. Kap. 4.1.1, S. 95), durchgeführt. Es wurden die Bodenparameter Sättigungsleitfähigkeit  $K_s$ , Sättigungswassergehalt  $\theta_s$ , residualer Wassergehalt  $\theta_r$ , Matrixpotenzial bei Sättigung  $\psi_s$ , Porengröße-Parameter  $\lambda$ , Makroporositätsfaktor  $F_{K_s}$ , Hangneigung<sup>4</sup>  $\alpha$  und der Rauigkeitsbeiwert nach Manning  $n_m$  über den gesamten Bodenartbereich (Bodenkennwerte nach RAWLS & BRAKENSIEK, 1982) zufällig variiert. Jeweils 8000 Simulationen wurden durchgeführt<sup>5</sup>.

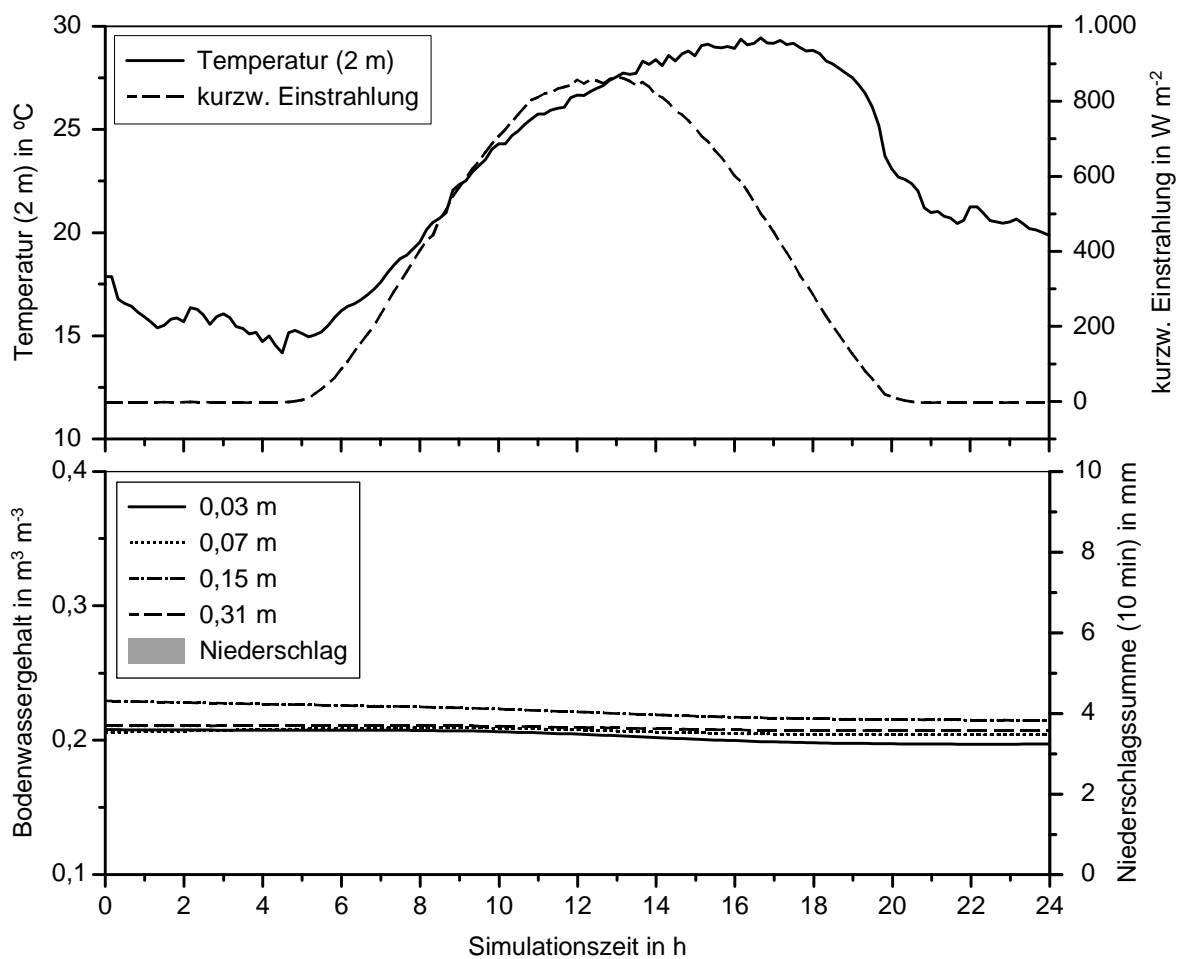
Es ist zwar zu beobachten, dass z. B. ein grobkörnigerer Boden neben einer höheren hydraulischen Leitfähigkeit auch ein geringeres Matrixpotenzial hat, doch wird hier davon ausgegangen, die Parameter seien nicht korreliert.

Ein typisches Beispiel für die Sensitivität der Atmosphäre auf die Variation von Boden- und Vegetationsparametern der Strahlungstag am 25.07.1995 in Karlsdorf (s. Abb. 4.12).

---

<sup>4</sup> Die Variation der Hangneigung betrifft hier lediglich das Sohlgefälle  $S_F$  in Gleichung 3.24 (s. S. 54) und nicht die Strahlungskomponenten in Kapitel 3.2.3.

<sup>5</sup> Vergleiche mit dem Ergebnis bei 800 Simulationsläufen haben gezeigt, dass kein relevanter Unterschied zum Ergebnis bei 8000 Simulationsläufen festzustellen ist. So können 8000 Simulationsläufe als statistisch ausreichend beurteilt werden.

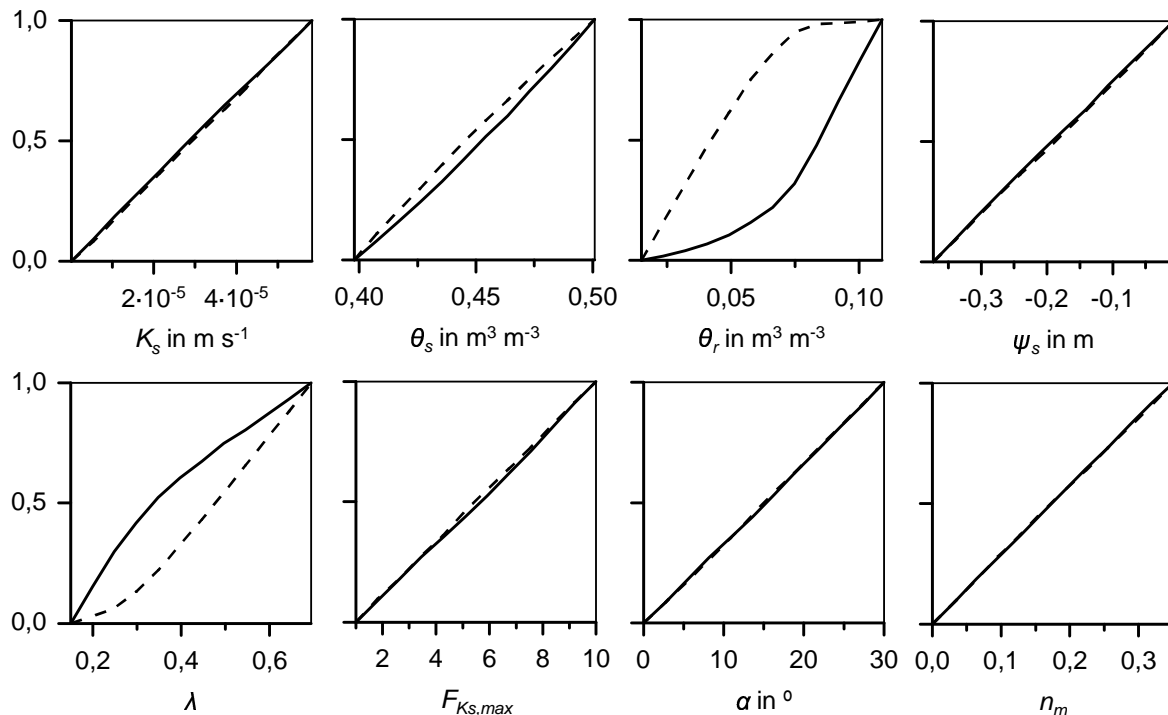


**Abbildung 4.12:** Simulierte Temperatur in 2 m Höhe, gemessene kurzweilige Einstrahlung, simulierte Bodenfeuchte und gemessener Niederschlag am 25.07.1995 in Karlsdorf.

Die gemessene kurzweilige Einstrahlung und die simulierte Lufttemperatur in 2 m Höhe zeigen den charakteristischen Verlauf eines sommerlichen Strahlungstages. Der Bodenwassergehalt liegt auf einem mittleren bis niedrigen Niveau. In Folge kapillaren Aufstiegs kann der Bodenfeuchteverlust durch Evapotranspiration ausgeglichen werden, so dass sich der Bodenwassergehalt kaum ändert. Nur in der obersten Bodenschicht macht sich eine Austrocknung bemerkbar.

Das Ergebnis der Monte-Carlo-Simulation, die kumulative Wahrscheinlichkeit des Eintretens von hoher bzw. niedriger Evapotranspiration, ist in Abbildung 4.13 zu sehen. Die bodenhydraulischen Parameter wurden über den gesamten Bodenartbereich, wie er von RAWLS & BRAKENSIEK (1982) angegeben wird, variiert. Der maximale Makroporositätsfaktor wurde zwischen  $F_{K_s, \max} = 1$  und  $F_{K_s, \max} = 10$ , die Hangneigung zwischen  $\alpha = 0^\circ$  und  $\alpha = 30^\circ$  und der Rauigkeitsbeiwert nach Manning zwischen  $n_m = 0$  und  $n_m = 0,35$

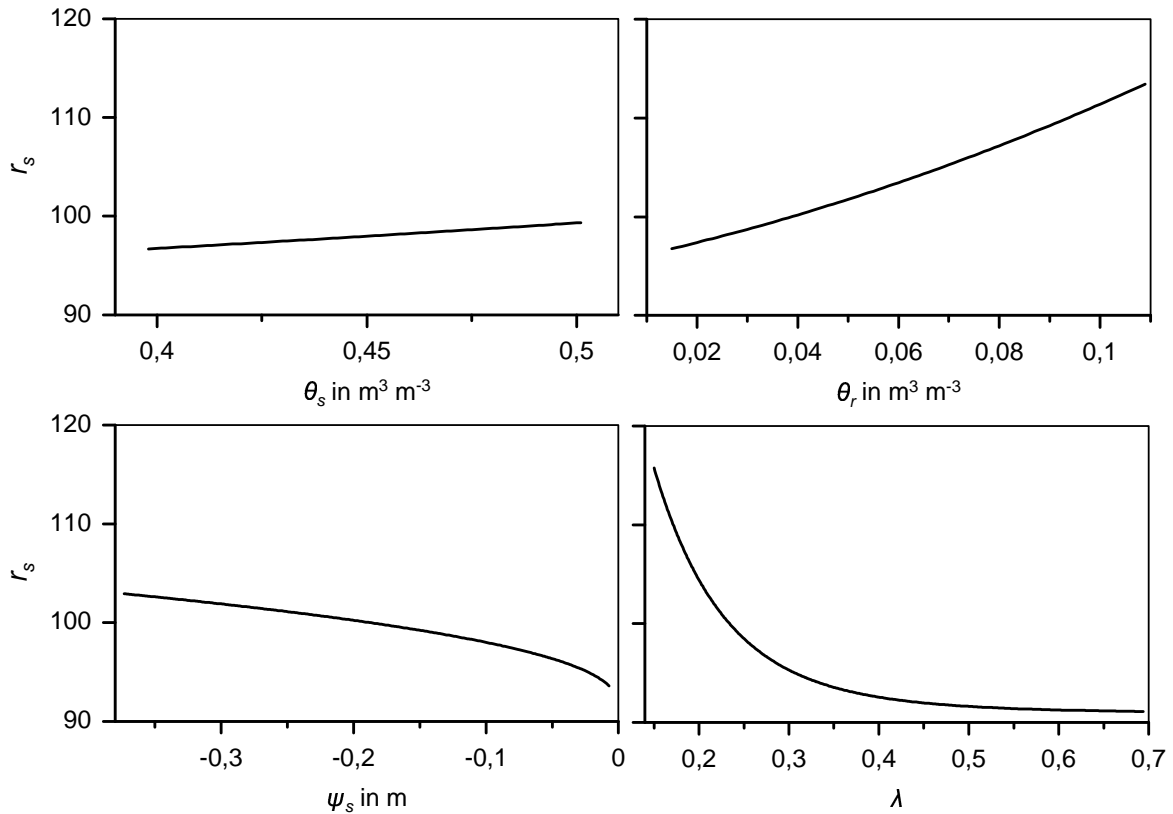
variiert. Es lässt sich damit zeigen, welcher Parameter den größten Einfluss auf die Atmosphäre hat, wenn die Simulation bei unbekannter Bodenart durchgeführt wird, welcher Parameter also möglichst genau vorgegeben werden sollte.



**Abbildung 4.13:** Kumulative Wahrscheinlichkeit des Eintretens der Ereignisse 'hohe Evapotranspiration' (gestrichelt) und 'niedrige Evapotranspiration' (durchgezogen) bei 8000 Simulationen mit einer Variation der Parameter über den jeweils in der Abszisse angegebenen Bereich. Karlsdorf, 25.07.1995.

Die höchste Sensitivität ist beim residualen Wassergehalt  $\theta_r$  und beim Porengröße-Parameter  $\lambda$  festzustellen, während die Hangneigung  $\alpha$  und der Rauigkeitsfaktor nach Manning  $n_m$  entsprechend dem Fehlen eines Oberflächenspeichers keine Sensitivität zeigen. Da die Wasserflüsse im Boden während eines Strahlungstages sehr gering sind, reagiert die Atmosphäre nur sehr schwach auf die weiteren Bodenparameter. Der Schlüsselprozess an einem Strahlungstag ist die Transpiration, gesteuert durch den Stomatawiderstand (Gl. 3.91, S. 69), der stark von der Welkepunktfeuchte und damit von  $\theta_r$  und  $\lambda$  abhängt. Dies zeigt sich auch in Abbildung 4.14, wo der Stomatawiderstand in Abhängigkeit der die Welkepunktfeuchte bestimmenden Bodenparameter dargestellt ist. Es ist zu sehen, dass  $\theta_r$  und  $\lambda$  einen sehr großen Bereich des Stomatawiderstands  $r_s$  abdecken. Weitere Simulationen zeigen, dass die Sensitivität bei  $\theta_r$  und  $\lambda$  bei Vegetationsarten wie Wald

noch stark zunehmen kann. Mit abnehmender Bodenfeuchte nimmt der Einfluss von  $\theta_r$  aufgrund seiner limitierenden Eigenschaft weiter zu.

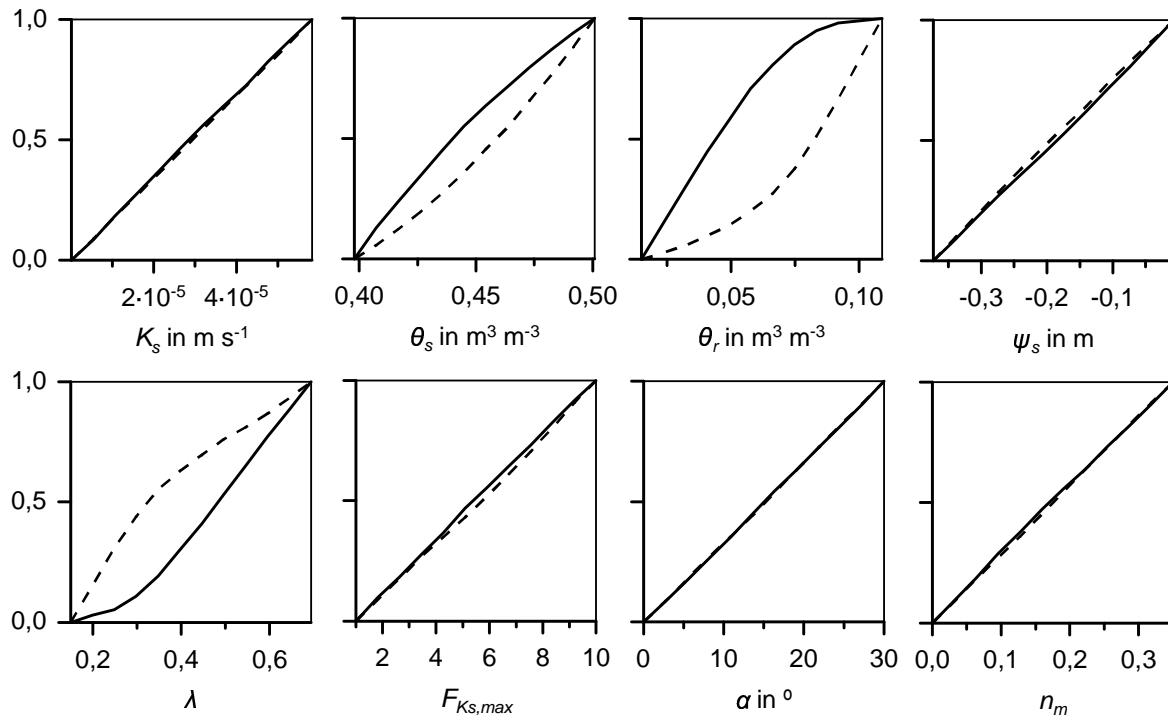


**Abbildung 4.14:** Der Stomatawiderstand  $r_s$  in Abhängigkeit des Sättigungswassergehalts  $\theta_s$ , des residualen Wassergehalts  $\theta_r$ , des Matrixpotenzials bei Sättigung  $\psi_s$  und des Porengröße-Parameters  $\lambda$ . Variation jeweils von nur einem Parameter; andere Parameter wie Bodenart 'Lehm' nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982). Bodenwassergehalt  $\theta = 0,3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ; kurzweilige Einstrahlung  $S_{\text{top}}^{\downarrow} = 800 \text{ W m}^{-2}$ ; maximale kurzweilige Einstrahlung  $S_{\text{max}}^{\downarrow} = 1000 \text{ W m}^{-2}$ ; Vegetationsart 'Ackerfläche'.

Dieses Ergebnis ist besonders von Bedeutung, wenn die Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen nach CAMPBELL (1974) verwendet wird, wie dies in vielen SVAT-Modulen mesoskaliger meteorologischer Modelle der Fall ist, da hier der residuale Wassergehalt auf Null gesetzt ist. Die Welkepunktfeuchte sollte in diesem Fall nicht mittels des Matrixpotenzials aus der Parametrisierung berechnet werden, sondern es sollte auf Literaturwerte (z. B. LEE & PIELKE, 1992) zurückgegriffen werden.

Ein ähnliches Ergebnis erhält man bei der Betrachtung des fühlbaren Wärmestroms (s. Abb. 4.15). Die Sensitivität auf die Variation des Bodenwassergehalts bei Sättigung ist hier

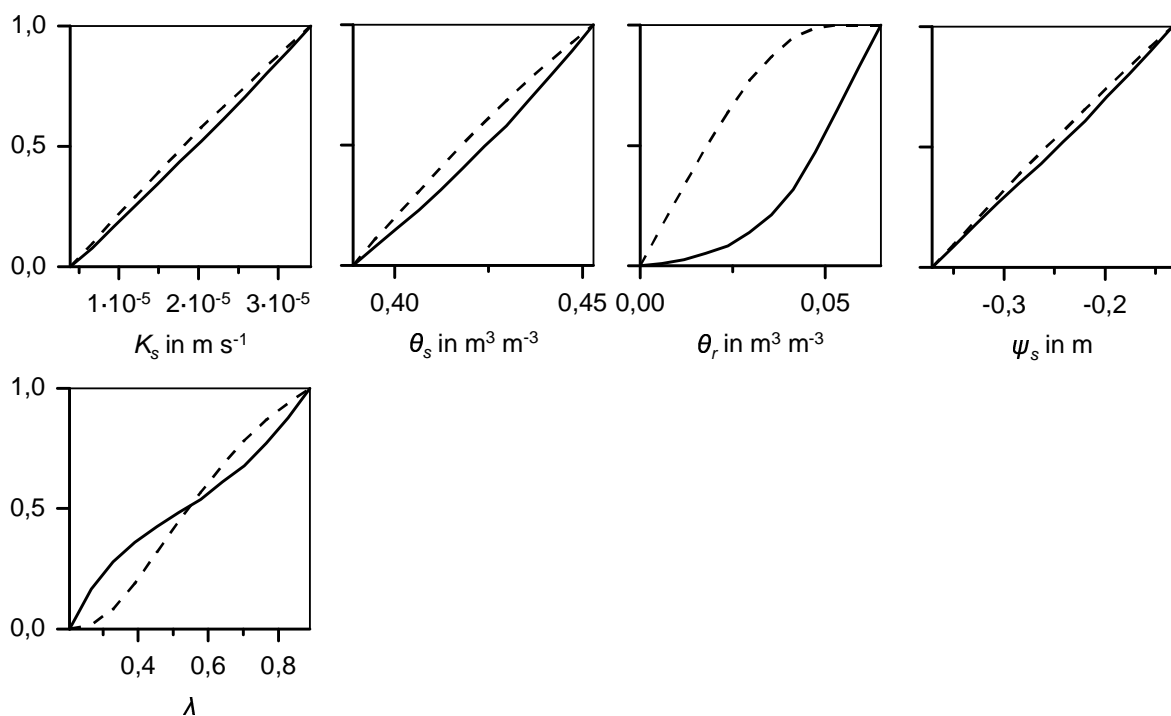
noch etwas stärker, was auf die Abhängigkeit der Temperaturleitfähigkeit und der Wärmekapazität des Bodens vom luftgefüllten Porenvolumen zurückzuführen ist.



**Abbildung 4.15:** Kumulative Wahrscheinlichkeit des Eintretens der Ereignisse 'hoher fühlbarer Wärmestrom' (gestrichelt) und 'niedriger fühlbarer Wärmestrom' (durchgezogen) bei 8000 Simulationen mit einer Variation der Parameter über den jeweils in der Abszisse angegebenen Bereich. Karlsdorf, 25.07.1995.

Da die bodenhydraulischen Parameter empirisch aus Feld- oder Laborexperimenten ermittelt werden, findet man in der Literatur häufig sehr unterschiedliche Angaben bei der gleichen Bodenart. Wie sich diese Unsicherheit auf die Atmosphäre auswirkt, kann eine Sensitivitätsanalyse zeigen, bei der die Parameter über den Bereich unterschiedlicher Literaturangaben variiert werden. Im Folgenden werden die Literaturwerte von CLAPP & HORNBERGER (1978), RAWLS & BRAKENSIEK (1982), CARSEL & PARISH (1988) und RAWLS (in SCHAAP & LEIJ, 1998) bei der Bodenart 'sandiger Lehm' verwendet. Die Variation erstreckt sich über den maximalen Bereich der Literaturangaben. In Abbildung 4.16 ist die kumulative Wahrscheinlichkeit für das Eintreten von hoher und niedriger Evapotranspiration in Abhängigkeit der fünf bodenhydraulischen Größen nach 5000 Simulationen dargestellt.





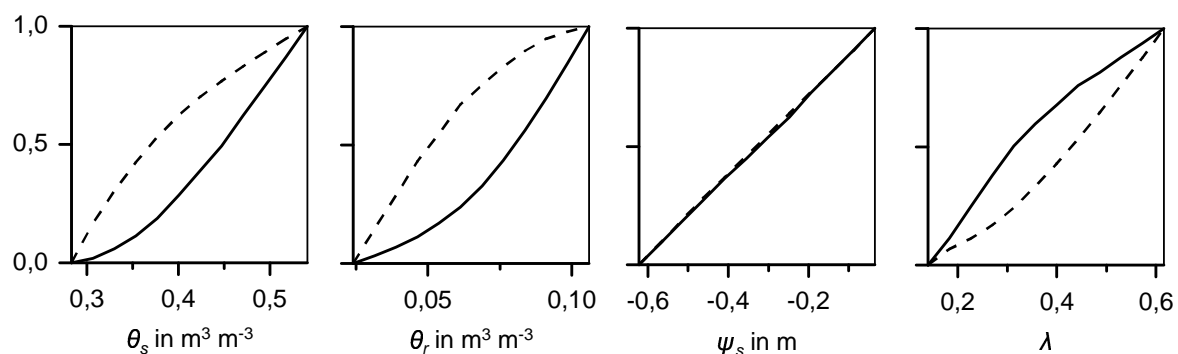
**Abbildung 4.16:** Kumulative Wahrscheinlichkeit des Eintretens der Ereignisse 'hohe Evapotranspiration' (gestrichelt) und 'niedrige Evapotranspiration' (durchgezogen) bei 5000 Simulationen mit einer Variation der Parameter über den jeweils in der Abszisse angegebenen Bereich. Karlsdorf, 25.07.1995.

Erneut zeigt sich die hohe Sensitivität der Evapotranspiration auf die Variation von  $\theta_r$ . Die Schwankungsbreite dieser Literaturwerte wirkt sich also sehr stark auf das Modellergebnis aus, was besonders auf den Wert  $\theta_r = 0$  der Bodenkennwerte nach CLAPP & HORNBERGER (1978) zurückzuführen ist. Bei einer Bodenart mit feinkörnigerer Textur, wo also der residuale Wassergehalt weit höher liegt, macht sich dies noch stärker bemerkbar.

$\lambda$  nimmt sehr hohe Werte an, was sich in einer Umkehr der kumulativen Wahrscheinlichkeit bemerkbar macht: Im unteren Bereich erzeugen niedrige Porengröße-Parameter auch eine niedrige Evapotranspiration, wie schon in Abbildung 4.13. Dies ist darauf zurückzuführen, dass der Stomatawiderstand bei sehr kleinen  $\lambda$ -Werten stark ansteigt und die Transpiration hemmt (vgl. Abb. 4.14). Umgekehrt führen im oberen Bereich hohe Werte zu einer niedrigen Evapotranspiration: Der verringerte kapillare Aufstieg in den Wurzelbereich aufgrund des kleineren Matrixpotenzials dominiert über die nur noch geringfügige Abnahme des Stomatawiderstands.

Die Unterschiede bei den Literaturangaben rühren unter anderem daher, dass natürliche Böden sehr heterogen aufgebaut sind und sich so kleinräumig große Unterschiede ergeben

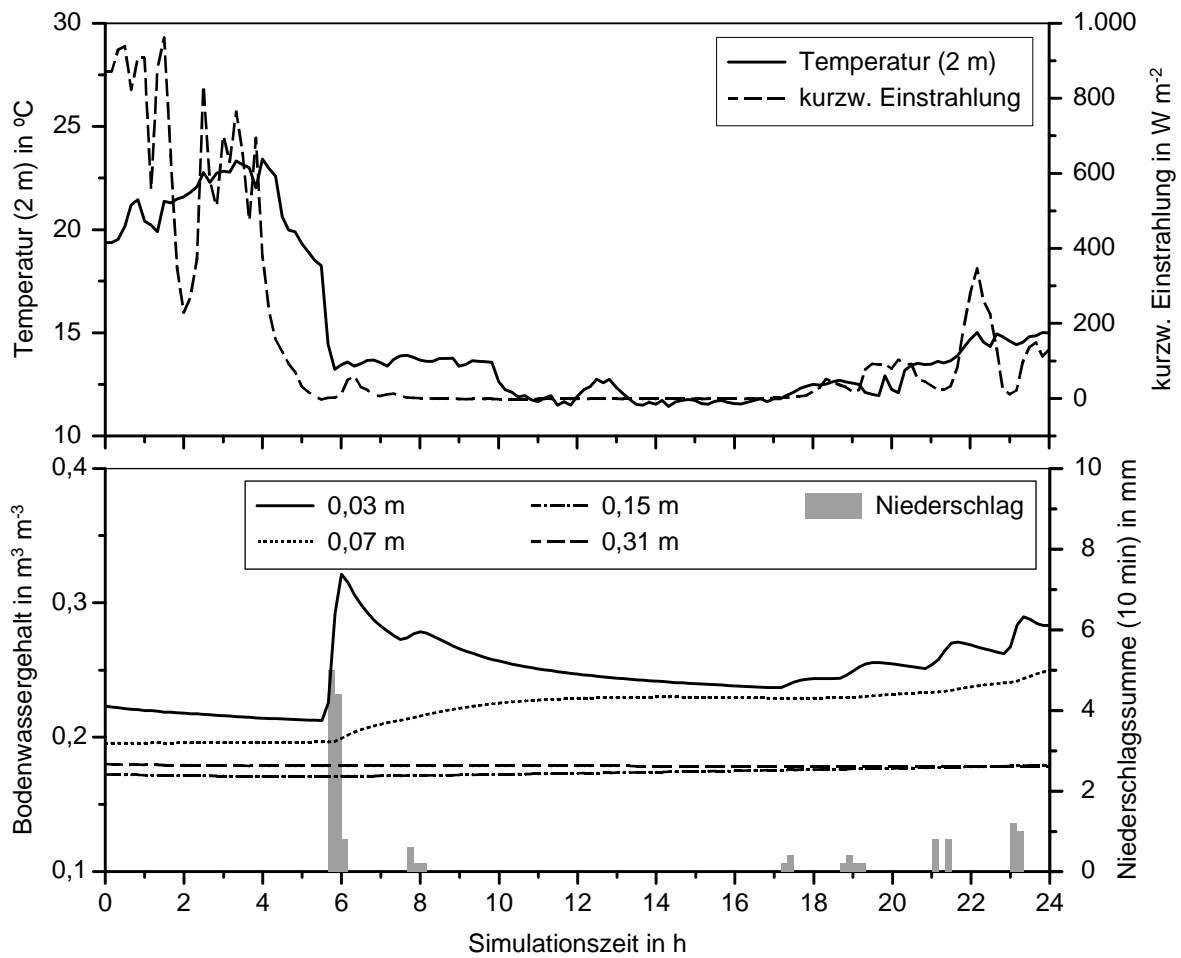
können. Dies äußert sich auch darin, dass Messungen mit einer zum Teil hohen Standardabweichung behaftet sind. Eine Variation der Bodenparameter über diese Standardabweichung gibt Aufschluss darüber, inwieweit sich dies auf die Evapotranspiration auswirkt. In Abbildung 4.17 ist die kumulative Wahrscheinlichkeit bei einer Variation über die in RAWLS & BRAKENSIEK (1982) bei der Bodenart 'sandiger Lehm' veröffentlichte Standardabweichung dargestellt. Diese ist für den Sättigungswassergehalt  $\theta_s$ , den residualen Wassergehalt  $\theta_r$ , das Matrixpotenzial bei Sättigung  $\psi_s$  und den Porengröße-Parameter  $\lambda$  angegeben.



**Abbildung 4.17:** Kumulative Wahrscheinlichkeit des Eintretens der Ereignisse 'hohe Evapotranspiration' (gestrichelt) und 'niedrige Evapotranspiration' (durchgezogen) bei 4000 Simulationen mit einer Variation der Parameter über den jeweils in der Abszisse angegebenen Bereich. Karlsdorf, 25.07.1995.

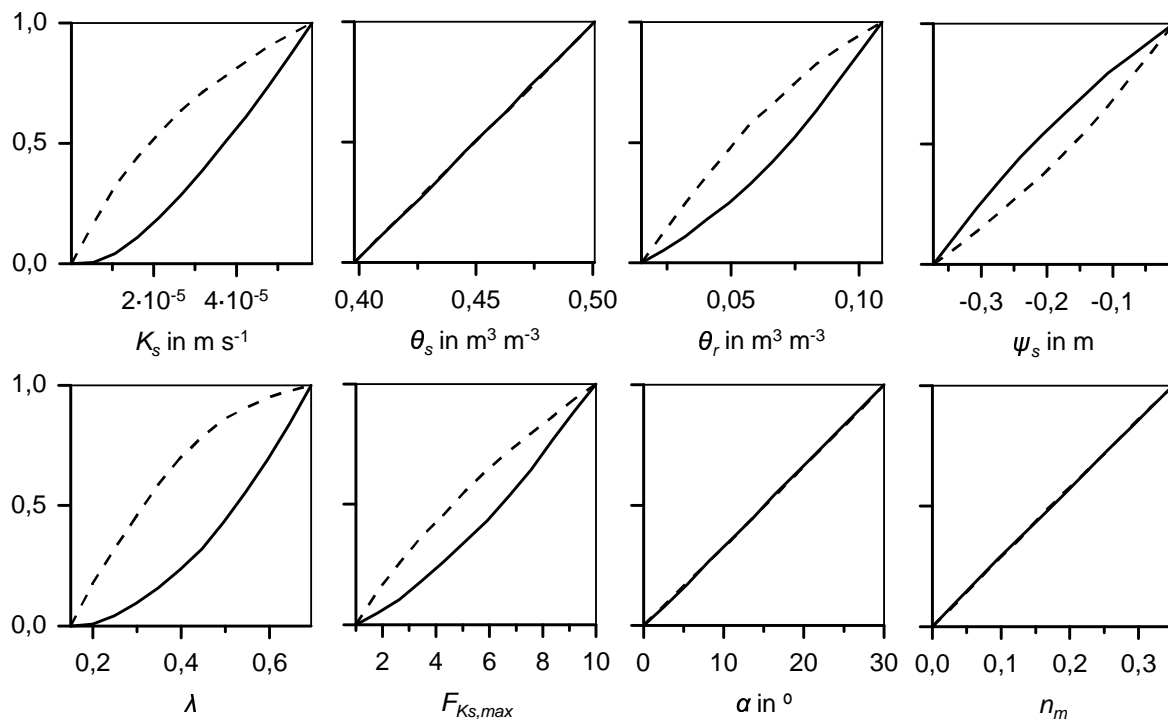
Hier führt lediglich die Variation des Sättigungspotenzials zu einer geringen Sensitivität. Dieser Parameter muss bei einer Messung also nicht so genau bestimmt werden wie die anderen drei, auf die die Evapotranspiration sehr sensitiv reagiert.

Ganz andere Verhältnisse findet man an Niederschlagstagen vor. Hier sind die Energieumsetzungen an der Erdoberfläche geringer. Insbesondere die Transpiration und damit der Einfluss des Stomatawiderstands ist weniger stark. Gleichzeitig hat man erhebliche Wasserverteilungen im Boden, so dass den diesen Wassertransport bestimmenden Bodenparametern eine höhere Bedeutung zukommt. Dies ist vor allem die hydraulische Leitfähigkeit, die den Bodenwassertransport unter dem Einfluss der Gravitationskraft bewerkstelligt.



**Abbildung 4.18:** Simulierte Temperatur in 2 m Höhe, gemessene kurzweilige Einstrahlung, simulierte Bodenfeuchte und gemessener Niederschlag vom 17.05.1996 12.00 Uhr bis 18.05.1996 12.00 Uhr in Karlsdorf.

Beispielhaft zeigt Abbildung 4.19 die Sensitivität der Evapotranspiration auf eine Variation der Bodenkennwerte über den Bereich der Bodenart. Simulationsstart war am 17.05.1996 in Karlsdorf (s. Abb. 4.18). Nach 6 Stunden kommt es um 18.00 Uhr zu Niederschlägen mit einer Intensität von etwa 10 mm in 20 Minuten, die zu einem kurzzeitigen Auffüllen des Oberflächenspeichers und einer starken Feuchtezunahme der obersten Bodenschichten führen. Dennoch ist dieser Niederschlag zu gering, um eine Sensitivität auf die Hangneigung  $\alpha$  oder die Bodenrauigkeit  $n_m$  zu zeigen. Neben dem Matrixpotenzial bei Sättigung  $\psi_s$  zeigt nun vor allem auch die Sättigungsleitfähigkeit  $K_s$  eine hohe Sensitivität, da bei hoher Infiltration im wesentlichen sie für den Weitertransport des Bodenwassers verantwortlich ist. Der gesättigte Wassergehalt  $\theta_s$  führt nur aufgrund des im Mittel niedrigen Bodenwassergehalts zu einer geringen Sensitivität, doch liegt die Sensitivität auf diesen Parameter auch an anderen Tagen sehr niedrig.



**Abbildung 4.19:** Kumulative Wahrscheinlichkeit des Eintretens der Ereignisse 'hohe Evapotranspiration' (gestrichelt) und 'niedrige Evapotranspiration' (durchgezogen) bei 8000 Simulationen mit einer Variation der Parameter über den jeweils in der Abszisse angegebenen Bereich. Karlsdorf, 17.05.1996 12.00 Uhr bis 18.05.1996 12.00 Uhr.

Weitere Simulationen mit anderen Simulationstagen und unter Berücksichtigung der Lufttemperatur und des fühlbaren Wärmestromes zeigen, dass  $\theta_r$ ,  $K_s$ ,  $\lambda$  und  $F_{K_s, \max}$  an Niederschlagstagen die sensitivsten Parameter sind. An Strahlungstagen hingegen reagiert die Atmosphäre sehr stark auf eine Variation von  $\theta_r$  und  $\lambda$  (s. Abb. 4.13). Das Ausmaß der Sensitivität ist jedoch immer sehr stark von den Feuchteverhältnissen im Boden und der Niederschlagsintensität abhängig. Erst Simulationen mit einer verdoppelten und vervierfachen Niederschlagsmenge demonstrieren, dass die Atmosphäre auch eine Sensitivität auf eine Variation der Hangneigung und des Rauigkeitsbeiwerts nach Manning zeigt. Dennoch ist diese Sensitivität im Vergleich zu den anderen Bodenkennwerten gering.

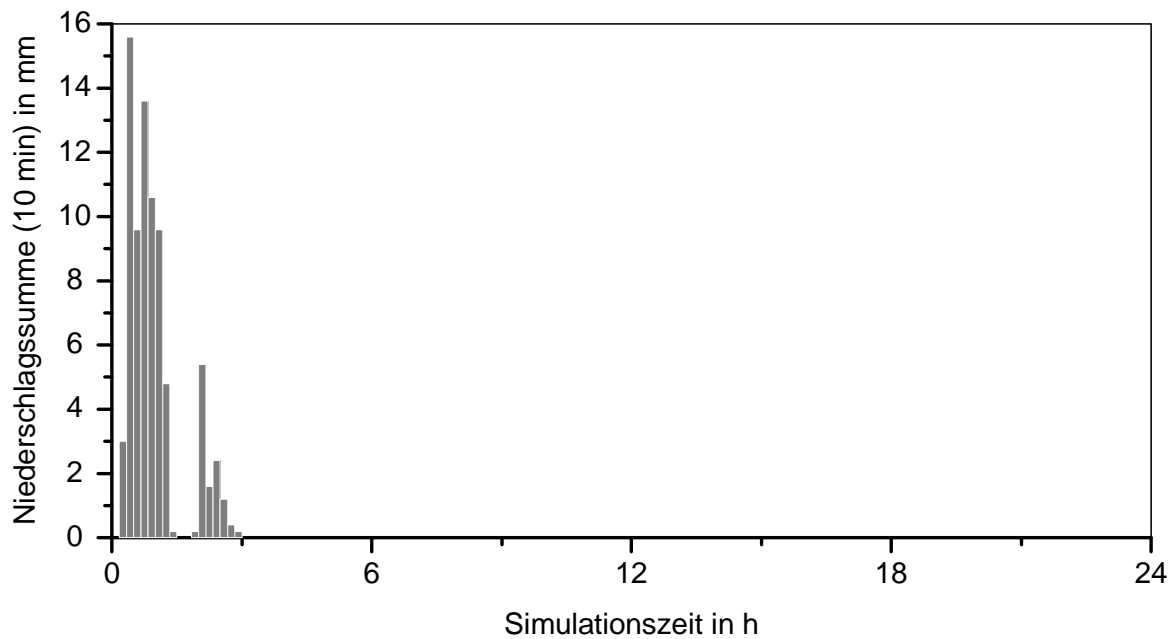
Ähnliche Ergebnisse erhält man, wenn man als Ereignisgröße den fühlbaren Wärmestrom oder Simulationen mit den Daten der Stationen Linkenheim und Karlsdorf betrachtet.

### 4.2.2 SENSITIVITÄT DER ATMOSPHÄRE AUF HYDROLOGISCHE PARAMETER UND PROZESSE

Um die Sensitivität hydrologischer Parameter und Prozesse auf die Atmosphäre zu testen, wurden Simulationen mit unterschiedlichen Umgebungs- und Randbedingungen (Boden- und Vegetationsart, Anfangswert der Bodenfeuchte) durchgeführt. Hierzu wurde das gesamte KAMM2-Modell verwendet. Lediglich das Wolken-Modul wurde ausgeschaltet, um eine Kontrolle über den Niederschlag und die Strahlungsflüsse zu haben. Als Sensitivitätsgrößen wurden die turbulenten Flüsse am Oberrand des Bodenvegetationsmodells sowie die Lufttemperatur und die spezifische Feuchte in 2 m Höhe verwendet. Darüber hinaus werden in den folgenden Grafiken die simulierte Bodenfeuchte der oberen Bodenschichten  $\theta_8$  (1 cm Tiefe),  $\theta_7$  (3 cm Tiefe) u.s.w. sowie die aufsummierten Flüsse des Niederschlags  $\Sigma(P_R)$ , der Infiltration  $\Sigma(I)$  und des Oberflächenabflusses  $\Sigma(A_b)$  dargestellt.

Es wurden Simulationen mit und ohne bestimmten hydrologischen Komponenten durchgeführt, um aus dem Vergleich den Einfluss auf die Sensitivitätsgrößen abschätzen zu können. Da sich Änderungen bei diesen Größen am stärksten bei hohen Energieumsetzungen bemerkbar machen, wurde ein sommerlicher Strahlungstag Ende Juli ( $J_d = 210$ ) simuliert. Die kurzwellige Einstrahlung steigt an einem solchen Tag im Tagesverlauf auf knapp  $1000 \text{ W m}^{-2}$  an. Als Anfangswert der relativen Feuchte am Unterrand des Atmosphärenmodells wurde 80 % gewählt; für die Lufttemperatur wurde  $15 \text{ °C}$  vorgegeben. Diese ging mit einem Temperaturgradient von  $0,0065 \text{ K m}^{-1}$  mit der Höhe zurück. Als geostrophische Windgeschwindigkeit wurden  $10 \text{ m s}^{-1}$  vorgegeben. Der Beginn der Simulationen lag bei 0.00 Uhr.

Zur Simulation eines Niederschlagsereignisses wurden gemessene Niederschlagswerte der Station Münzesheim vom 27.06.1994 (s. Abb. 4.20) verwendet. An diesem Tag fielen 78,4 mm Niederschlag innerhalb von drei Stunden. Dieses Niederschlagsereignis wurde dem Modell als Eingabeparameter vorgegeben. Sämtliche weiteren Parameter wurden wie beim Strahlungstag belassen.



**Abbildung 4.20:** Niederschlagsereignis vom 27.06.1994 in Münzesheim.

Die Tagesmaxima bei den Simulationen liegen bei der Evapotranspiration bei etwa  $350 \text{ W m}^{-2}$ , beim fühlbaren Wärmestrom bei  $200 \text{ W m}^{-2}$ . Die Lufttemperatur in 2 m Höhe steigt im Tagesverlauf von  $12 \text{ }^\circ\text{C}$  auf ungefähr  $23 \text{ }^\circ\text{C}$  an. Die spezifische Feuchte liegt zwischen  $8 \text{ g kg}^{-1}$  und  $12 \text{ g kg}^{-1}$ .

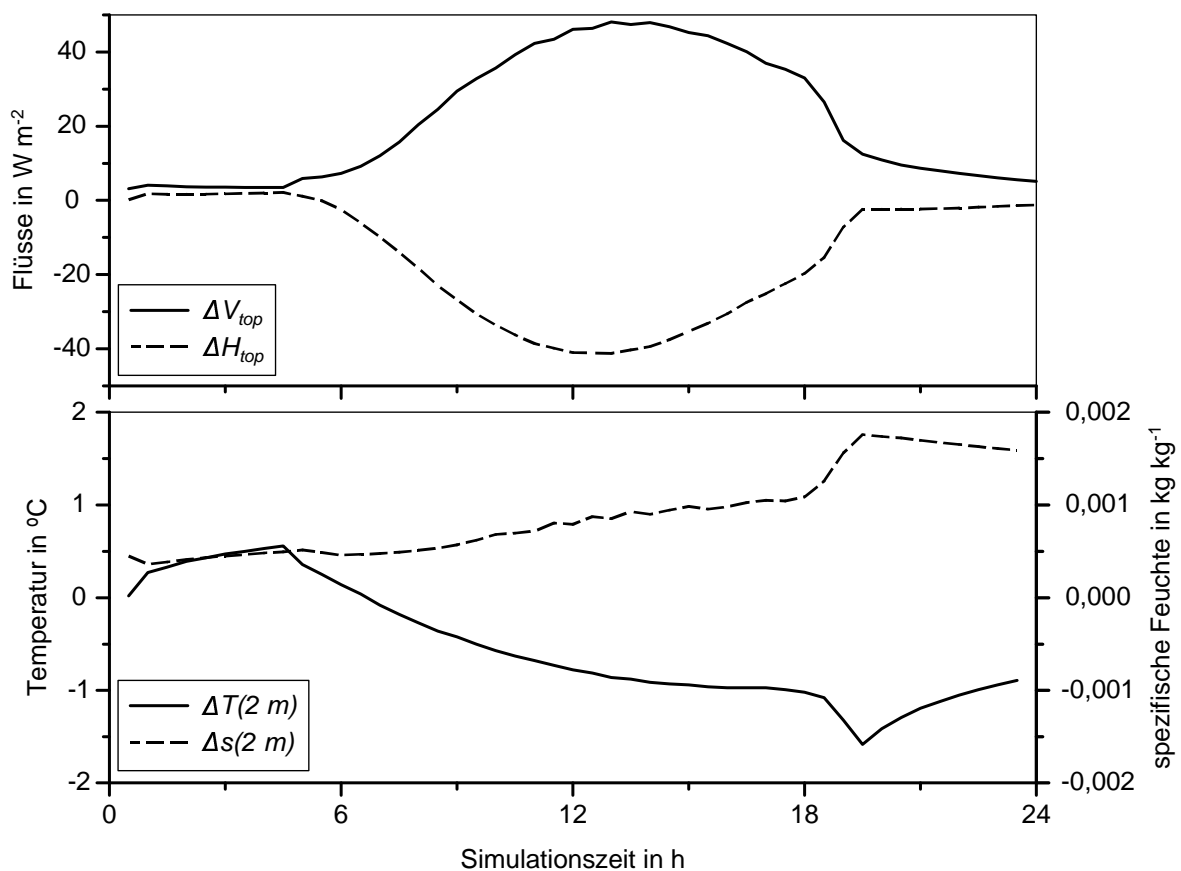
Als Anfangsprofil der Bodenfeuchte wurde in den meisten Fällen ein vertikal konstanter Wassergehalt gewählt, der dem Bodenwassergehalt bei der Feldkapazität der jeweiligen Bodenart entspricht. Im Falle der Bodenart 'Lehm', die als Bodenart mit mittlerer Textur angesehen werden kann, beträgt dieser etwa  $0,21 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Zur Simulation bei extrem trockenen und feuchten Böden wurden zusätzlich Simulationen mit einer Bodenfeuchte von  $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  und  $0,4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  durchgeführt. Es ist im Folgenden zu beachten, dass der Einfluss auf die Atmosphäre bei Vorgabe von Feuchteprofilen mit hohen vertikalen Gradienten höher sein kann.

Als Vegetationsart wurde 'Wiese' mit einem maximalen Makroporositätsfaktor von  $F_{K_s, \text{max}} = 5$  verwendet, sofern bei den jeweiligen Simulationen nichts anderes angegeben ist. Die Transpiration, die auf Änderungen des Bodenwasserhaushalts besonders stark reagiert, wäre z. B. bei Waldflächen zwar größer, doch sind die Ergebnisse bei der Verwendung der Vegetationsart 'Wiese' besser mit gemessenen Werten vergleichbar und die Temperatur und die Feuchte in 2 m Höhe werden über dem Bestand bestimmt.

Zur Parametrisierung von hydraulischer Leitfähigkeit und Matrixpotenzial wurden die Funktionen nach VAN GENUCHTEN (1980) mit den Bodenkennwerten nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982) verwendet. Diese hatten in Kapitel 4.1.2 (s. S. 100) die besten Ergebnisse gezeigt.

#### 4.2.2.1 ANFANGSWERT DER BODENFEUCHTE

Dass dem Anfangswert der Bodenfeuchte eine große Wirkung auf die Atmosphäre zukommt, ist einleuchtend. Wie groß dieser Einfluss sein kann, soll im Folgenden an einem Beispiel gezeigt werden. Da Niederschlag zu einer Angleichung des Feuchteprofils bei unterschiedlichen Initialisierungen führt, wurden diese Simulationen ohne die Vorgabe von Niederschlag gemacht. Als Anfangswert der Bodenfeuchte wurde ein Wert von  $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  und  $0,4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  gewählt.



**Abbildung 4.21:** Differenz der Simulation mit hohem und niedrigem Anfangswert der Bodenfeuchte.

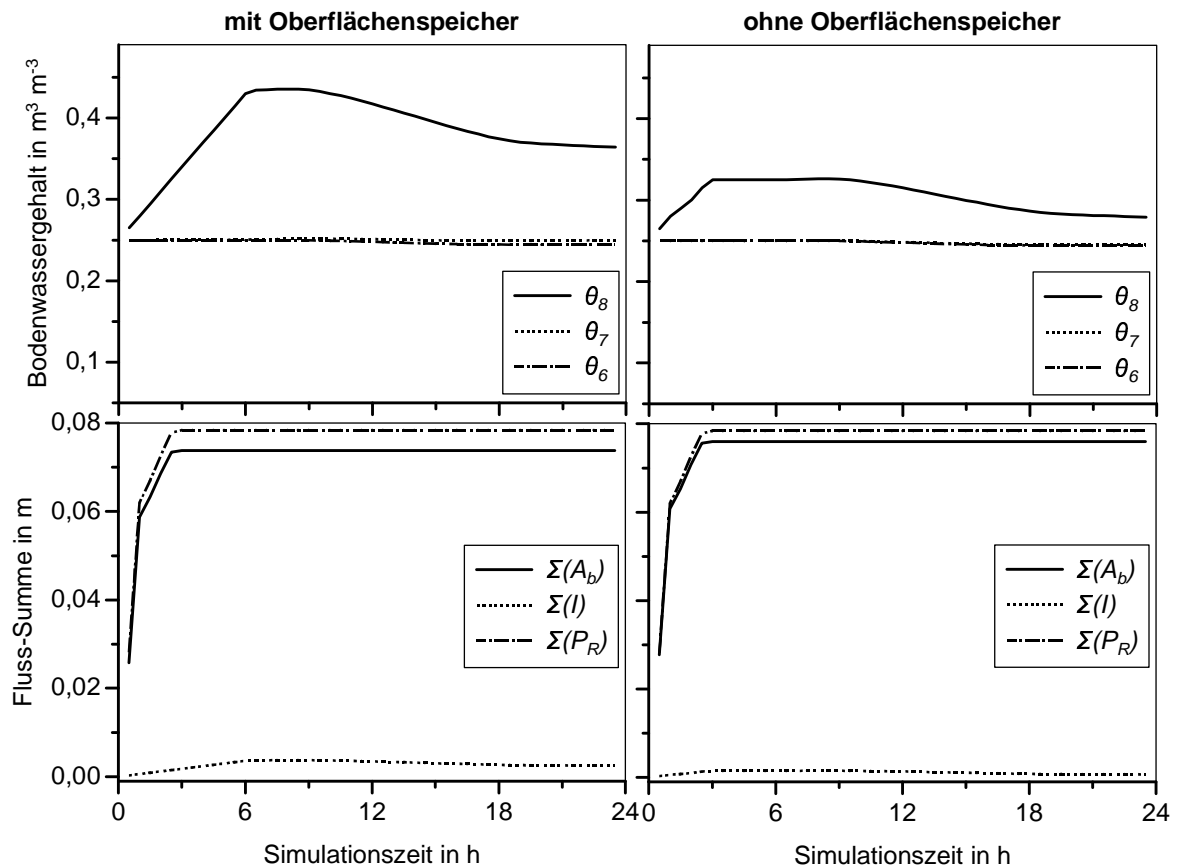
In Abbildung 4.21 ist die Differenz der turbulenten Flüsse sowie die der Lufttemperatur und der spezifischen Feuchte in 2 m Höhe bei diesen Anfangsprofilen zu sehen. Bei einer Simulation mit hohem Anfangswert liegt die Evapotranspiration um die Mittagszeit etwa  $50 \text{ W m}^{-2}$  über der Simulation mit niederigem Bodenfeuchte-Anfangswert, da die Energieumsetzung an der Erdoberfläche ohne Wasserstress der Vegetation primär über Verdunstung und Transpiration erfolgen kann. In der Folge ist der fühlbare Wärmestrom  $40 \text{ W m}^{-2}$  geringer. Dementsprechend liegt die Lufttemperatur  $1,5 \text{ °C}$  niedriger und die spezifische Feuchte  $1,5 \text{ g kg}^{-1}$  höher.

#### 4.2.2.2 OBERFLÄCHENSPEICHER

Der Oberflächenspeicher bewirkt eine Zwischenspeicherung des nicht infiltrierten Wassers an der Erdoberfläche, so dass dies nicht vollständig dem Oberflächenabfluss zugeführt wird und zu einem späteren Zeitpunkt infiltrieren kann. Ohne diesen Oberflächenspeicher erhält die Bodensäule weniger Wasser, was zu geringerer Transpiration und höherer Erwärmung der bodennahen Luft führt. Dieser Effekt wird sich besonders stark auswirken, wenn die Infiltrationskapazität überschritten wird. Dies ist bei geringer hydraulischer Leitfähigkeit, also bei feinkörniger Bodentextur und geringer Makroporosität, sowie bei hohen Niederschlagsraten der Fall. Weiters bewirkt eine geringe Bodenfeuchte ein langsames Voranschreiten einer Feuchtefront im Boden, was ebenfalls die Infiltration einschränken kann. Da die Höhe des Oberflächenspeichers von der Hangneigung abhängt, spielt der Oberflächenspeicher besonders bei wenig geneigten Flächen eine Rolle. Hier ist vor allem die maximale Höhe des Speichers von Bedeutung, die in dieser Arbeit auf 2 mm gesetzt wurde. Diese geringe Höhe lässt vermuten, dass der Oberflächenspeicher keinen sehr großen Einfluss auf die bodennahen meteorologischen Parameter hat.

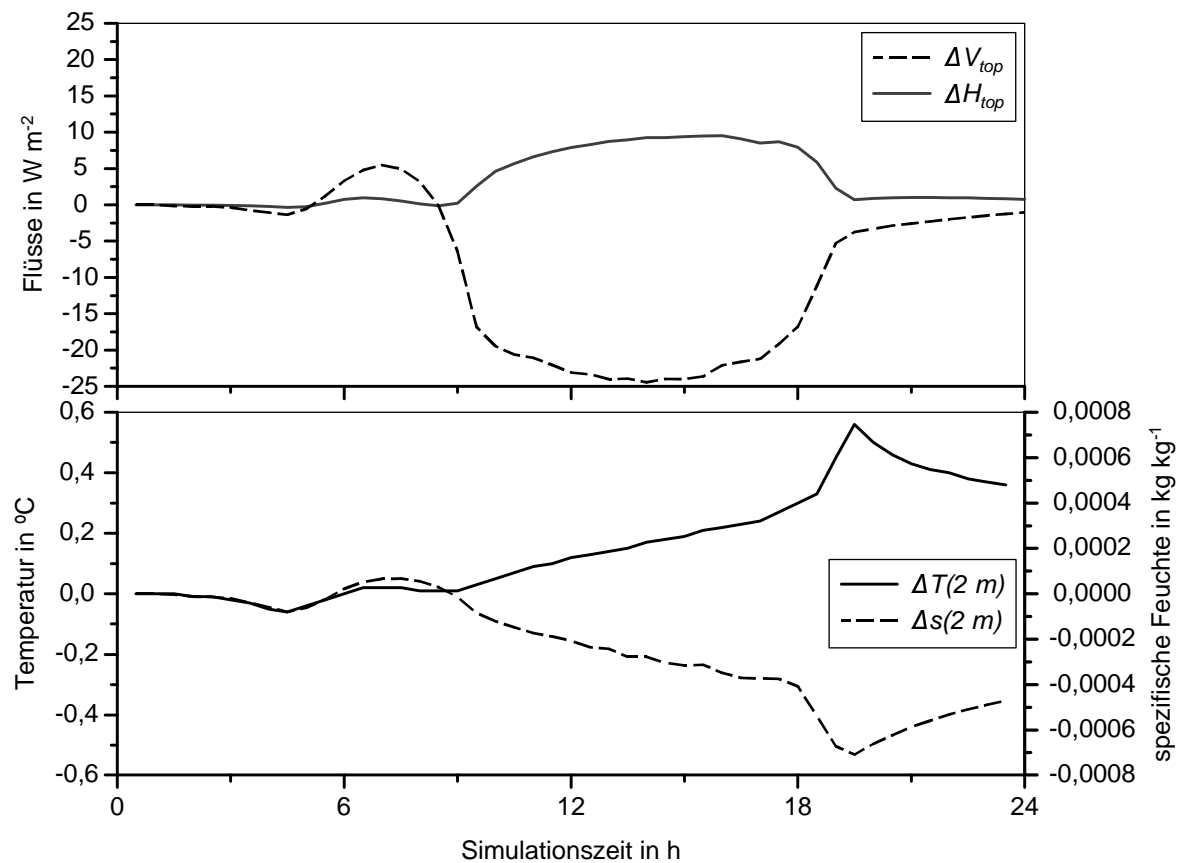
Um den Einfluss der Wasserspeicherung an der Erdoberfläche zu zeigen, wurden aus den oben genannten Gründen Simulationen mit einem tonigen Boden ohne Makroporosität und Hangneigung durchgeführt. Als Anfangsfeuchte des Bodens wurde ein konstanter Wert von  $0,25 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  gewählt. Dieser liegt knapp über der Welkepunktfeuchte des Bodens ( $\theta_w \approx 0,23 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ).





**Abbildung 4.22:** 24-stündige Simulation eines Niederschlagsereignisses mit (links) und ohne (rechts) Oberflächenspeicher.

Die Niederschlagsrate ist zusätzlich vom Modellzeitschritt abhängig. Da das Modell mit sehr niedrigen Zeitschritten im Bereich unter einer Minute arbeitet, können hier sehr hohe Raten entstehen. Würde der Infiltrationsüberschuss dem Oberflächenabfluss zugeführt, so hätte dies eine geringere Bodenfeuchte zur Folge. Dies wird sich bei einer stark fluktuierenden Niederschlagsrate besonders stark auswirken. Bei SVAT-Modellen, die Stunden oder Tageswerte der Niederschlagshöhe als Eingabegröße verwenden, kann eine Speicherung des Wassers an der Erdoberfläche vernachlässigt werden.



**Abbildung 4.23:** Differenz der Simulation ohne und mit Oberflächenspeicher.

Abbildung 4.22 zeigt für den oben geschilderten Fall Simulationen mit und ohne Oberflächenspeicher. Die etwas höhere Infiltration sorgt – insbesondere am Vormittag – zu einer leicht erhöhten Bodenfeuchte der obersten Schicht. In den tiefer gelegenen Schichten sind keine Unterschiede festzustellen. Die Verringerung der Evapotranspiration ohne den Oberflächenspeicher (s. Abb. 4.23) beträgt etwa  $25 \text{ W m}^{-2}$ , was zu einer Temperaturerhöhung am Abend von über 0,5 K führt.

Führt man vergleichende Simulationen mit grobkörnigeren Bodenarten aus, so verschwinden diese Unterschiede, da mehr Niederschlag infiltrieren kann und sich der Oberflächenspeicher nicht mehr so stark füllt.

### 4.2.2.3 GRUNDWASSER

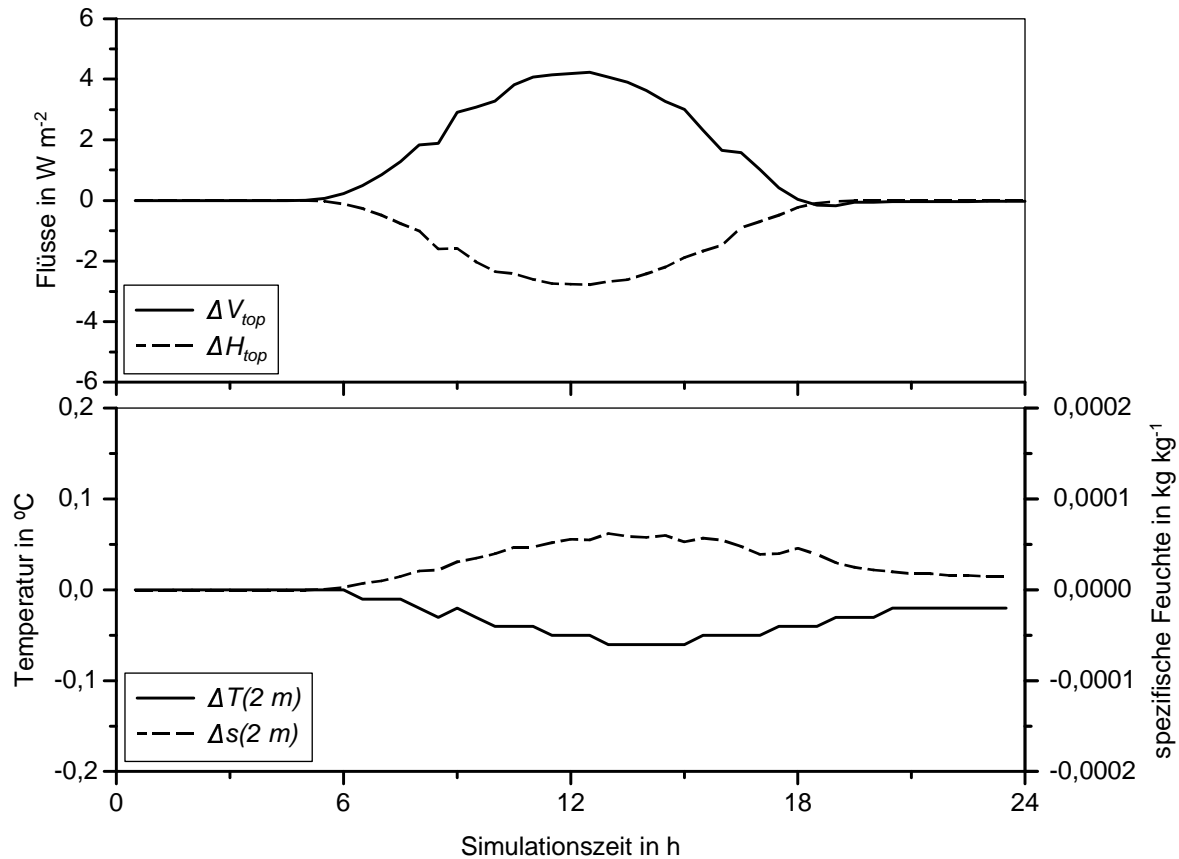
Ein Grundwasserspiegel in einer gewissen Tiefe des Bodens (Flurabstand) bewirkt kapillaren Aufstieg in den nichtgesättigten Bodenraum. Bei Simulationen von 24 Stunden Dauer ist die dadurch bedingte Änderung der Bodenfeuchte allerdings sehr gering. Wesentlich entscheidender ist der Zugang der Wurzeln zu feuchterem Boden, wodurch die Transpiration erheblich gesteigert werden kann. Wie stark sich diese Erhöhung der Transpiration auf das Simulationsergebnis auswirkt, soll im Folgenden untersucht werden. Es soll die Frage geklärt werden, ob die Bereitstellung einer Flurabstandskartierung als weiteres Eingabefeld des Modells zu einer Verbesserung des Modellergebnisses führt. Da dieser Einfluss von der Höhe des Grundwasserspiegels abhängig ist, werden Simulationen mit zwei unterschiedlichen Flurabständen (1,91 m und 0,95 m), die den Schichtgrenzen entsprechen (vgl. Abb. 3.7), durchgeführt.

Es wird angenommen, der Grundwasserflurabstand (Index 'GW') sei zeitlich konstant, so dass der Fluss an der Grenzfläche gesättigte / ungesättigte Bodenzone  $j_w|_{GW}$  dem Grundwasserzu bzw. -abfluss  $j_{GW}$  entspricht:

$$j_{GW} = j_w|_{GW} = K(\theta, z) \left( \frac{\partial \psi(\theta, z)}{\partial z} - 1 \right) \Big|_{GW} \quad (4.3)$$

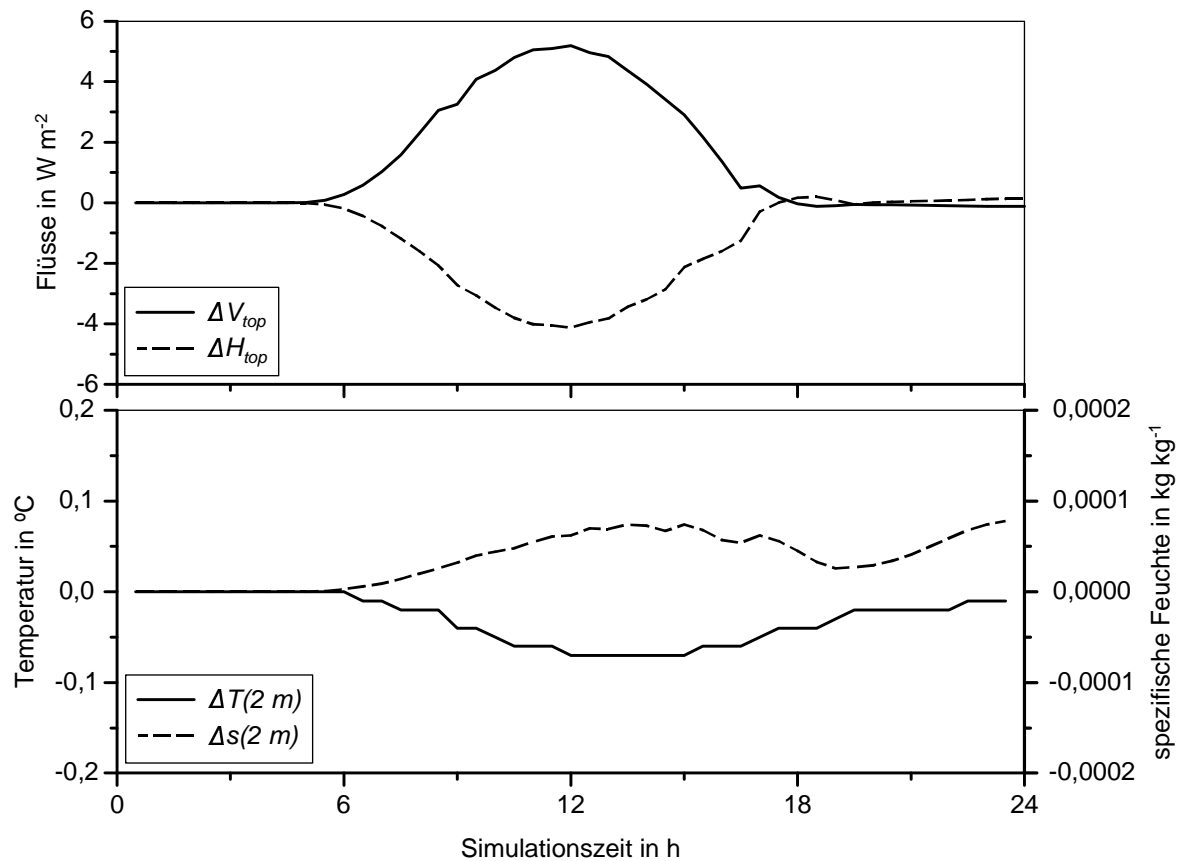
Zunächst wurden Simulationen mit der Vegetationsart 'Wiese' und der Bodenart 'Lehm' durchgeführt. Da sich Unterschiede vor allem bei trockenem Boden bemerkbar machen, wurde ein Anfangswassergehalt von  $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  gewählt. Unter diesen Umständen ist die Transpiration stark eingeschränkt, da diese Bodenfeuchte nur knapp über der Welkepunktfeuchte ( $\theta_w \approx 0,1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ) liegt. Niederschlag wurde nicht vorgegeben. Bei einem Flurabstand von 1,91 m ergaben sich keine Unterschiede zur Simulation ohne Grundwasser, denn die Wurzeln dieser Vegetationsart reichen nicht bis in diese Tiefe und der Feuchtegewinn der über dem Grundwasser liegenden Schicht ist zu gering, um einen Einfluss auf atmosphärische Größen zu haben. Im Gegensatz dazu kam es bei einem Flurabstand von 0,91 m zu leichten Unterschieden zur Simulation ohne Grundwasser (s. Abb. 4.24). Die Vegetation kann nun ihren Wasserbedarf durch die Transpiration aus dem Grundwasser decken, denn die Wurzeln der Vegetationsart 'Wiese' reichen bis in diese Schicht (vgl. Abb. 3.14). In der Folge wird die Evapotranspiration am Nachmittag um  $4 \text{ W m}^{-2}$  höher, der fühlbare

Wärmestrom geht um etwa  $3 \text{ W m}^{-2}$  zurück. Der Temperaturrückgang in 2 m Höhe bleibt unter  $0,1 \text{ K}$ .



**Abbildung 4.24:** Differenz der Simulation mit einem Grundwasser-Flurabstand von  $0,95 \text{ m}$  und ohne Grundwasser. Bodenart: 'Lehm', Vegetationsart: 'Wiese'.

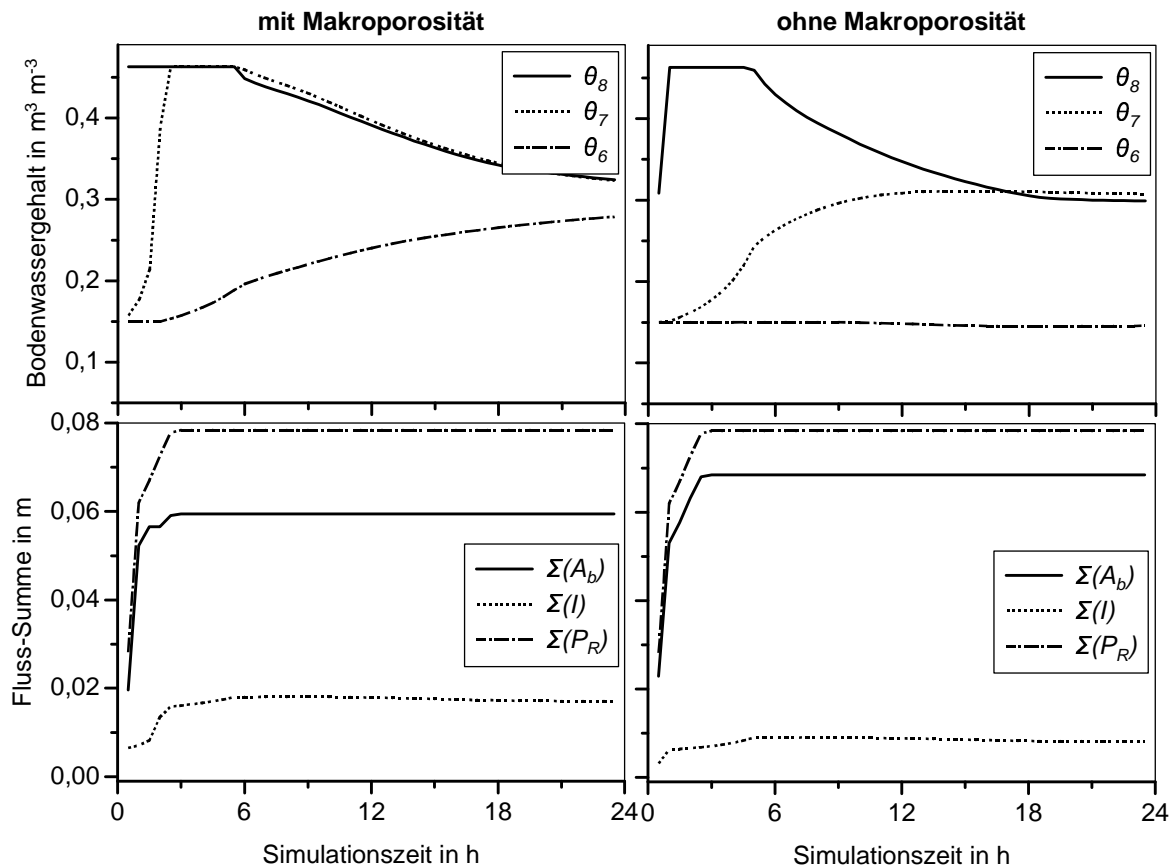
Unter realen Verhältnissen wird man hohe Grundwasserstände vor allem im Bereich von Flussauen vorfinden. Als Vegetationsart hat man an diesen Standorten häufig 'Laubwald' und als Bodenart 'Sand'. Wie die folgenden Simulationen (s. Abb. 4.25) zeigen, bewirkt unter diesen Umständen die Berücksichtigung eines hohen Grundwasserstandes nur wenig größere Unterschiede, als bei 'Wiese' und 'Lehm'. Aufgrund der niedrigen Welkepunktfeuchte des Sandbodens wurde hier mit  $0,1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  initialisiert.



**Abbildung 4.25:** Differenz der Simulation mit einem Grundwasser-Flurabstand von 0,95 m und ohne Grundwasser. Bodenart: 'Sand', Vegetationsart: 'Laubwald'.

#### 4.2.2.4 MAKROPOROSITÄT

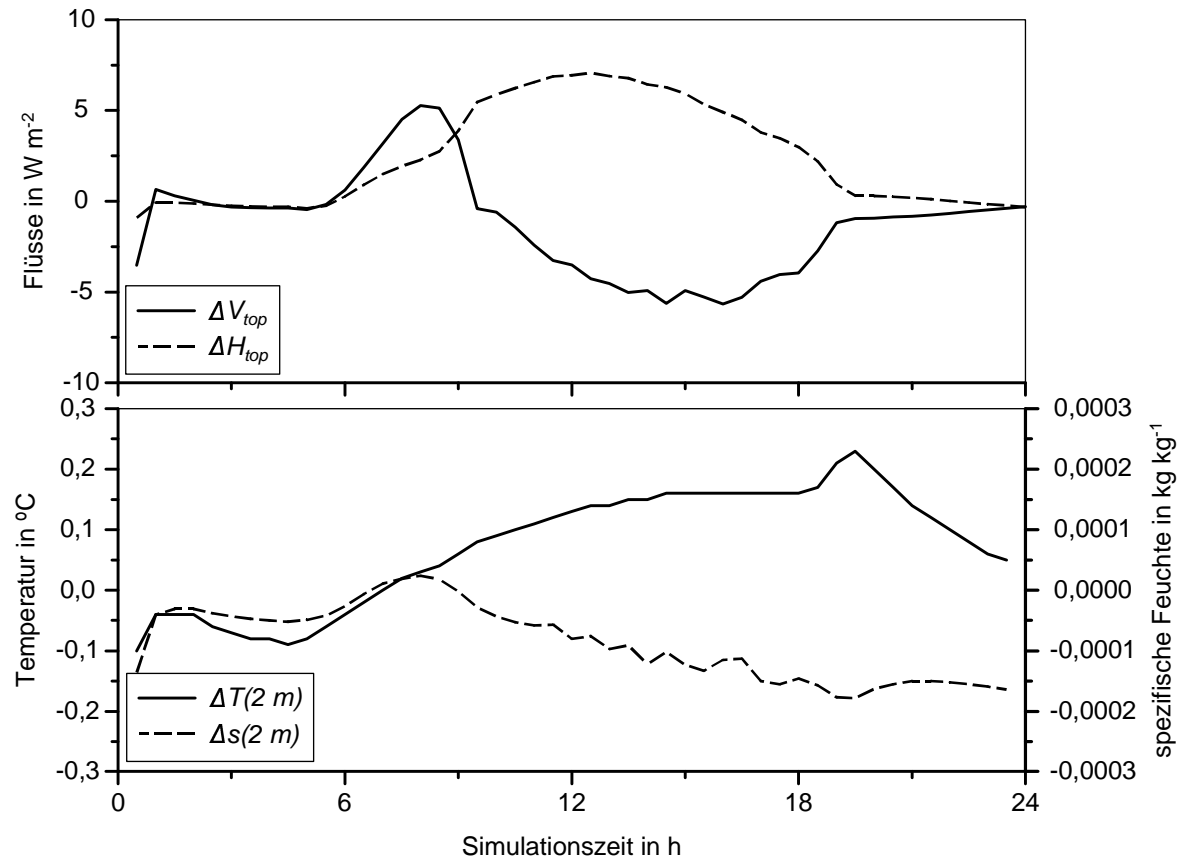
Der Makroporosität des Bodens kommt insbesondere beim Infiltrationsvorgang eine hohe Bedeutung zu, da dann die Bodenfeuchte sehr hohe Werte erreicht und so eine Infiltration in die Makroporen stattfinden kann. Dies führt gegenüber nicht makroporösem Boden zu einer höheren Wasseraufnahme des Bodens. Aber auch in tieferen Schichten kann bei hoher Bodenfeuchte ein schnellerer Transport nach unten stattfinden, was in darüber liegenden Schichten mit einer Abnahme der Bodenfeuchte verbunden ist. Abbildung 4.26 zeigt dies am Beispiel eines Lehm-Bodens, dessen Anfangsbodenfeuchte bei  $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  lag. Es wurden Simulationen ohne Makroporosität ( $F_{K_s, \max} = 1$ ) und mit stark makroporösem Boden ( $F_{K_s, \max} = 10$ ) durchgeführt.



**Abbildung 4.26:** 24-stündige Simulation eines Niederschlagsereignisses mit ( $F_{K_s,\max} = 10$ , links) und ohne Makroporosität ( $F_{K_s,\max} = 1$ , rechts). Anfangswassergehalt:  $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ .

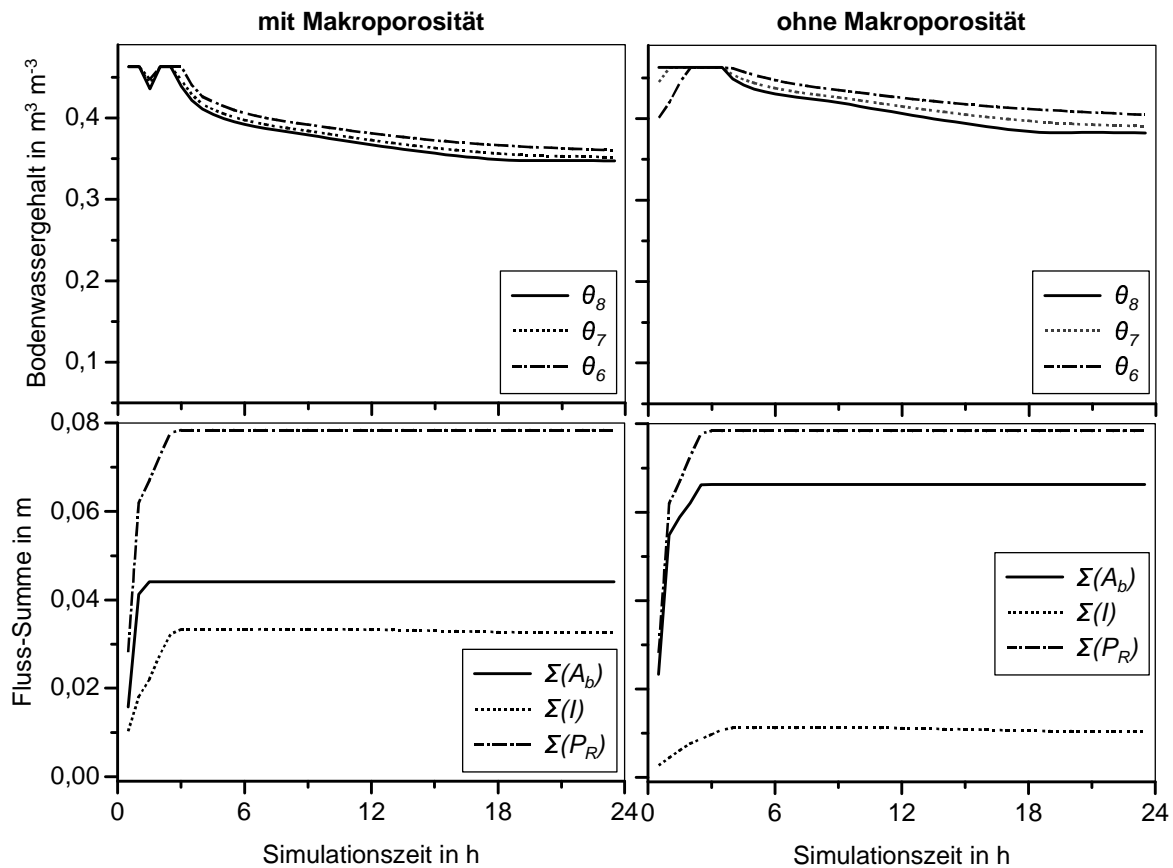
Der makroporöse Boden führt zu einer leicht erhöhten Infiltration und einem geringeren Oberflächenabfluss gegenüber dem nicht makroporösen Boden. Der entscheidende Unterschied besteht aber in der Weiterleitung des infiltrierten Wassers in den oberen Schichten: Ohne Makroporosität wird der Boden nur direkt an der Oberfläche gesättigt, während darunter die Bodenfeuchte nur sehr langsam ansteigt oder, so in der dritten Bodenschicht, konstant bleibt. Mit Makroporosität hingegen steigt auch in dieser Tiefe die Bodenfeuchte deutlich an und in der zweiten Schicht wird sogar Sättigung erreicht. Am Nachmittag gleichen sich die Profile wieder an, so dass der Einfluss auf die Transpiration gering ist. Insbesondere der bei beiden Simulationen nahezu gleiche Bodenwassergehalt der obersten Bodenschicht bedingt, dass die Oberflächenparameter (Emissionsvermögen und Albedo) gleich sind. Die geringere Feuchte des nicht makroporösen Bodens im Wurzelbereich führt dennoch zu einer Verringerung der Evapotranspiration um etwa  $6 \text{ W m}^{-2}$ . Um den gleichen

Betrag steigt der fühlbare Wärmestrom an. Bei der Lufttemperatur in 2 m Höhe äußert sich dies in einer Zunahme von etwa 0,25 K.



**Abbildung 4.27:** Differenz der Simulation ohne ( $F_{K_s, \max} = 1$ ) und mit Makroporosität ( $F_{K_s, \max} = 10$ ). Anfangswassergehalt:  $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ .

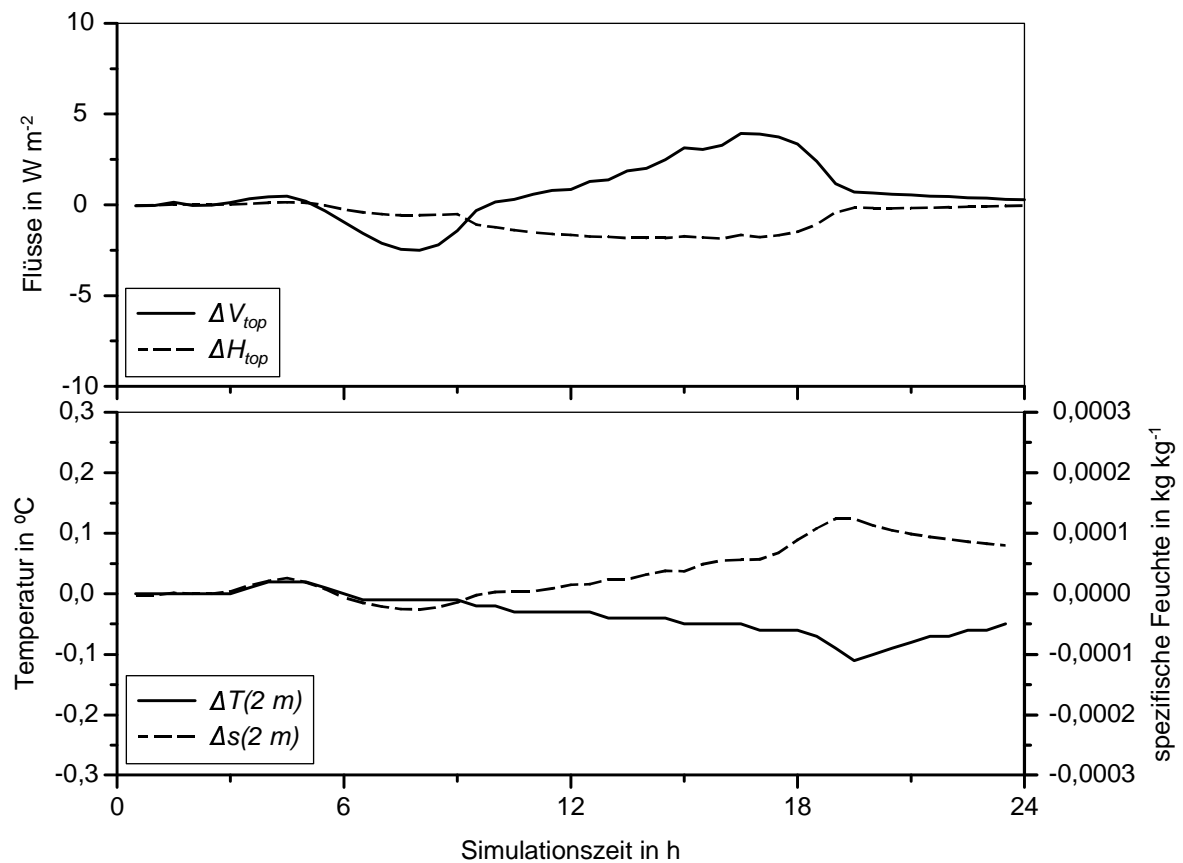
Liegt der Anfangswassergehalt jedoch höher (z. B. bei Feldkapazität), so sind diese Differenzen deutlich geringer, da dann der Niederschlag schneller infiltrieren und weitergeleitet werden kann. Die Sättigung der obersten Schicht dauert beim Boden ohne Makroporosität dann nur etwa 3 h an. Eine weitere Steigerung des Bodenwassergehalts (z. B. bis in den Bereich des Sättigungswassergehalts) führt zu umgekehrten Verhältnissen: Das infiltrierende Wasser kann nun sehr viel schneller nach unten abgeführt werden, so dass mit Makroporosität im Tagesverlauf in den oberen Bodenschichten nun eine geringere Bodenfeuchte erreicht wird. Dies hat zur Folge, dass im Vergleich zum nicht-makroporösen Boden dann die Evapotranspiration zurückgeht und die Lufttemperatur ansteigt. Dies zeigen die Abbildungen 4.28 und 4.29 am Beispiel einer Simulation mit der Anfangsfeuchte von  $0,4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ : Der latente Wärmestrom ist beim nicht makroporösen Boden etwa  $4 \text{ W m}^{-2}$  höher; die Temperatur 0,1 K geringer.



**Abbildung 4.28:** 24-stündige Simulation eines Niederschlagsereignisses mit ( $F_{K_s, \max} = 10$ , links) und ohne Makroporosität ( $F_{K_s, \max} = 1$ , rechts). Anfangswassergehalt:  $0,4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ .

Wird für die Simulation statt eines Lehmbodens eine sandige Bodentextur verwendet, so werden die Differenzen beim Bodenwasser und bei den bodennahen meteorologischen Parametern noch größer. Da die höhere gesättigte Leitfähigkeit sandiger Böden noch mit dem Makroporositätsfaktor multipliziert wird, führt dies zu sehr hohen makroporösen Leitfähigkeiten. Eine solche Simulation wird im Abschnitt 4.3.4 (s. S. 165) gezeigt.





**Abbildung 4.29:** Differenz der Simulation ohne ( $F_{K_s,\max} = 1$ ) und mit Makroporosität ( $F_{K_s,\max} = 10$ ). Anfangswassergehalt:  $0,4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ .

#### 4.2.2.5 PARAMETRISIERUNG DER BODENHYDRAULISCHEN FUNKTIONEN

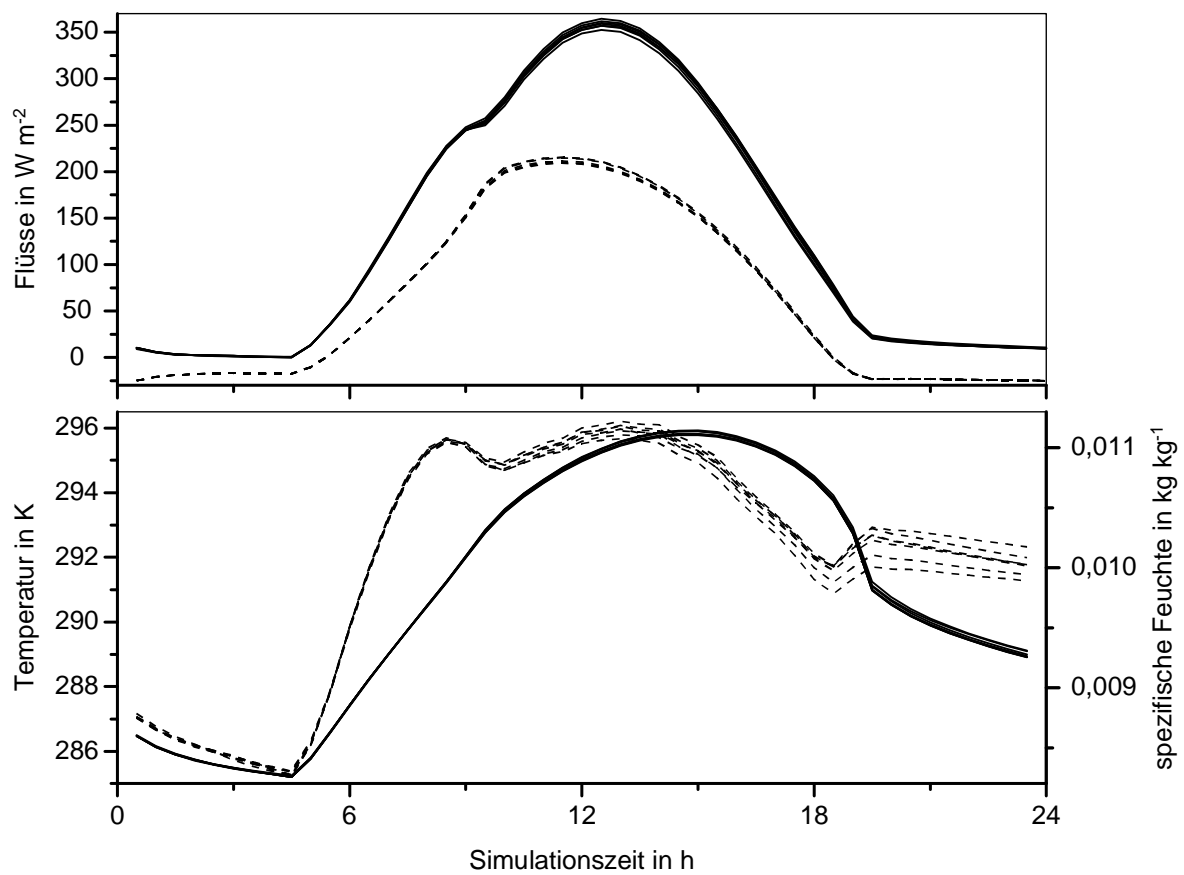
In Kapitel 4.1.2 (s. S. 100) war zu sehen, dass die Wahl einer Parametrisierung einen großen Einfluss auf die Bodenwasserverteilung der Bodensäule haben kann. Durch eine Variation der Bodenfeuchte ändern sich die Oberflächenparameter an der Erdoberfläche (Albedo  $\alpha_b$  (Gl. 3.76, S. 67) u. Emissionsvermögen  $\varepsilon_b$  (Gl. 3.86, S. 68)), die spezifische Feuchte an der Erdoberfläche  $s_b$  (Gl. 3.54, S. 63) sowie die Wärmeleitfähigkeit und –kapazität in der Bodensäule (Kap. 3.1.1.2, S. 47). Bei geringer Bodenfeuchte steigt darüber hinaus der Stomatawiderstand  $r_s$  (Gl. 3.91, S. 69) an.

Neben diesem indirekten Einfluss des Parametrisierungsschemas über die Variation der Bodenfeuchte ändert die Parametrisierung des Matrixpotenzials aber auch direkt einige Parameter des Boden-Vegetationsmodells. Da die Bodenfeuchte des permanenten Welke-

punkts  $\theta_w$  über das Matrixpotenzial bestimmt wird, wird der Stomatawiderstand beeinflusst. Das Matrixpotenzial fließt über die  $\phi$ -Funktion (Gl. 3.55, S. 64) aber auch in die Berechnung der spezifischen Feuchte der Bodenoberfläche ein. Mit dem Matrixpotenzial wird darüber hinaus die Bodenfeuchte bei Feldkapazität berechnet, was den Bodenwassergehalt, ab welchem Makroporenfluss möglich ist, beeinflusst. Dies wirkt sich wiederum auf die Infiltration und die Bodenwasserverteilung aus.

Daneben fließen aber einige Bodenkennwerte nicht nur über die Parametrisierungen der bodenhydraulischen Funktionen, sondern auch direkt in einige Bereiche des Bodens ein. Sättigungswassergehalt  $\theta_s$  und residualer Wassergehalt  $\theta_r$  beeinflussen wie die Bodenfeuchte die Albedo und das Emissionsvermögen des Erdbodens sowie die spezifische Feuchte an der Erdoberfläche. Der Sättigungswassergehalt bestimmt zudem, da er dem Porenvolumen des Bodens entspricht, die Wärmekapazität und –leitfähigkeit des Bodens.

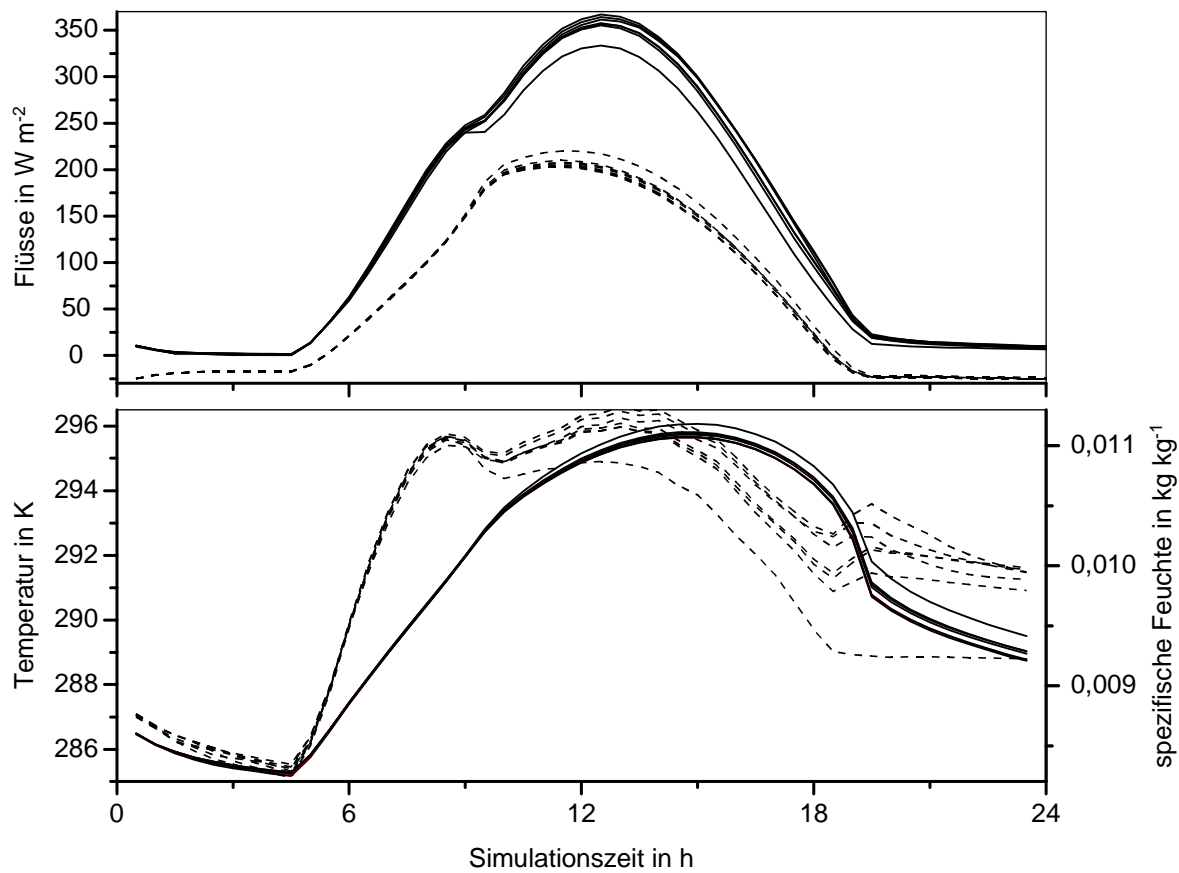
Für die folgenden Simulationen wurde als Anfangswert der Bodenfeuchte der Wassergehalt bei Feldkapazität verwendet. Als Bodenart wurde 'Lehm' gewählt. Für die Makroporosität wurde ein mittlerer Wert von  $F_{K_s, \max} = 5$  vorausgesetzt. Für die sieben verschiedenen Parametrisierungen (s. Tab. 4.3, S. 101) ergeben die Simulationen die in Abbildung 4.30 dargestellten Kurvenscharen. Bei der Evapotranspiration ergeben die verschiedenen Parametrisierungen Unterschiede bis etwa  $20 \text{ W m}^{-2}$ , beim fühlbaren Wärmestrom sind es nur  $7 \text{ W m}^{-2}$ . Bei Temperatur und spezifischer Feuchte werden die maximalen Differenzen am Abend erreicht. Sie liegen bei  $0,3 \text{ K}$  bzw.  $0,4 \text{ g kg}^{-1}$ .



**Abbildung 4.30:** Evapotranspiration (oben, durchgezogen), fühlbarer Wärmestrom (oben, gestrichelt), Lufttemperatur in 2 m Höhe (unten, durchgezogen, linke Ordinate) und spezifische Feuchte in 2 m Höhe (unten, gestrichelt, rechte Ordinate) bei der Simulation mit sieben verschiedenen Parametrisierungen der bodenhydraulischen Funktionen. Bodenart: 'Lehm'.

Abbildung 4.31 zeigt die gleichen Simulationen unter Verwendung der Bodenart 'sandiger Lehm', eine ebenfalls häufig in der Natur vorkommende Bodenart mit deutlich grobkörnigerer Textur. Die Differenzen sind hier etwas höher und liegen bei den turbulenten Flüssen bei  $30 \text{ W m}^{-2}$  bzw.  $20 \text{ W m}^{-2}$ . Den wesentlichen Ausschlag für diese hohen Abweichungen unter den verschiedenen Parametrisierungen gibt aber die vG/CP-Parametrisierung, die eine sehr niedrige Evapotranspiration mit hohem fühlbarem Wärmestrom und hoher Temperatur erzeugt.

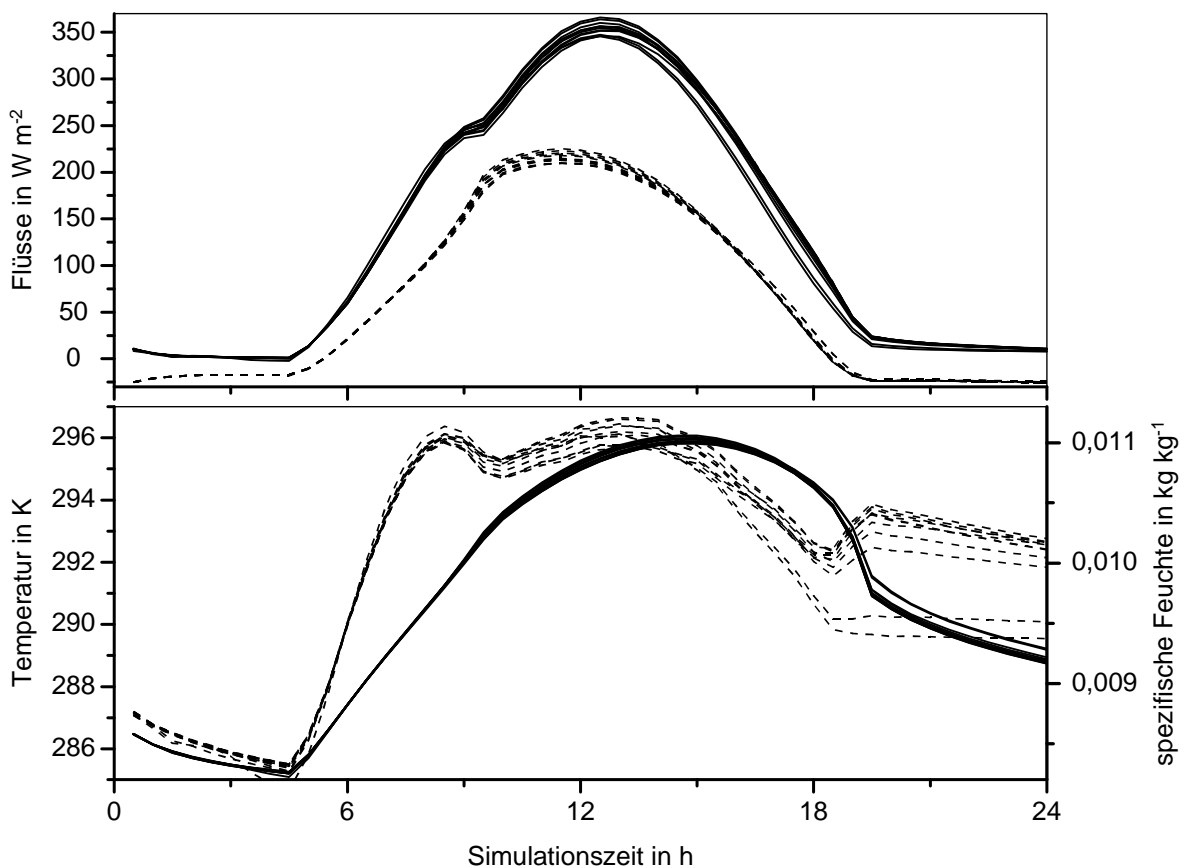
Führt man die gleichen Simulationen für einen Tag aus, an dem die kurzweilige Einstrahlung nur noch einem Drittel der eines Strahlungstages entspricht, so gehen die Differenzen zwischen den unterschiedlichen Parametrisierungen stark zurück: Bei den turbulenten Flüssen liegen sie dann im Bereich von nur  $1 \text{ W m}^{-2}$ .



**Abbildung 4.31:** Evapotranspiration (oben, durchgezogen), fühlbarer Wärmestrom (oben, gestrichelt), Lufttemperatur in 2 m Höhe (unten, durchgezogen, linke Ordinate) und spezifische Feuchte in 2 m Höhe (unten, gestrichelt, rechte Ordinate) bei der Simulation mit sieben verschiedenen Parametrisierungen der bodenhydraulischen Funktionen. Bodenart: 'sandiger Lehm'.

#### 4.2.2.6 BODENART

Über die Wahl der Bodenart werden die Bodenparameter vorgegeben, die neben den bodenhydrologischen Größen auch die Wärmekapazität und -leitfähigkeit, sowie die Albedo und das Emissionsvermögen bestimmen. Wie im vorigen Kapitel erwähnt, beeinflusst die Bodenart ferner die spezifische Feuchte der Erdoberfläche, den Stomatawiderstand und den Makroporenfluss. Über diese Größen ist ein hoher Einfluss auf die untere Atmosphäre zu erwarten. Die folgenden Simulationen sollen an einem Beispiel zeigen, wie stark dieser Einfluss sein kann. Diese Simulationen können als Größtfehlerabschätzung betrachtet werden, wenn Simulationen ohne Bodenkartierung durchgeführt werden. Es wurden dazu Simulationen mit allen Bodenarten der USDA-Klassifikation gemacht. Als Anfangswassergehalt wurde die Bodenfeuchte bei Feldkapazität gewählt.



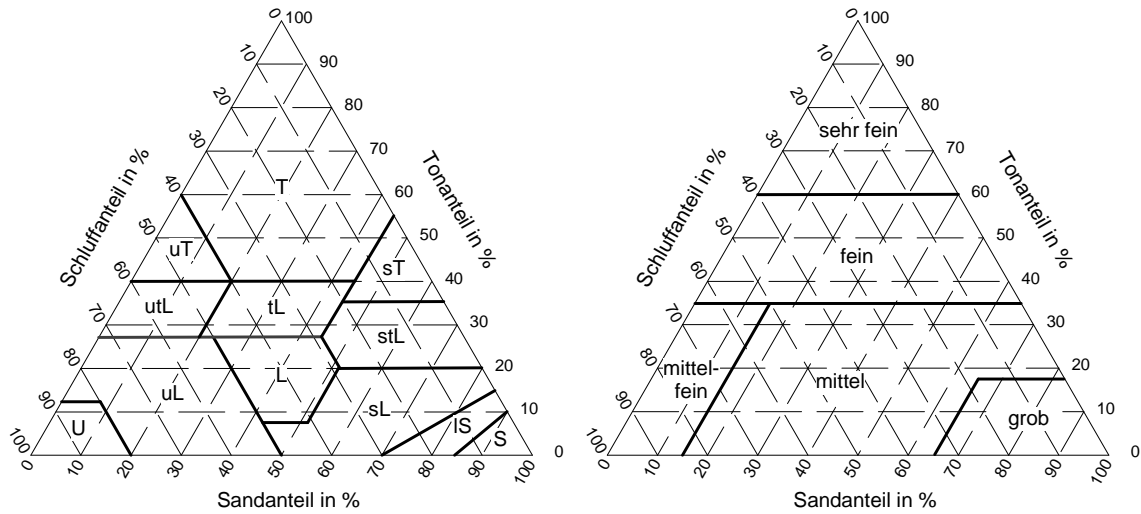
**Abbildung 4.32:** Evapotranspiration (oben, durchgezogen), fühlbarer Wärmestrom (oben, gestrichelt), Lufttemperatur in 2 m Höhe (unten, durchgezogen, linke Ordinate) und spezifische Feuchte in 2 m Höhe (unten, gestrichelt, rechte Ordinate) bei der Simulation mit zwölf verschiedenen Bodenarten der USDA-Klassifikation.

Die Simulationen (s. Abb. 4.32) ergeben beim latenten Wärmestrom am Nachmittag Unterschiede von über  $30 W m^{-2}$ , beim fühlbaren Wärmestrom zur Mittagszeit von  $15 W m^{-2}$ . Bei der Lufttemperatur und der spezifischen Feuchte liegen die maximalen Differenzen in den Abendstunden. Sie betragen  $0,6 K$  bzw.  $1 g kg^{-1}$ . Diese Ergebnisse decken sich mit den von LENZ (1996) durchgeführten Untersuchungen. Der Einfluss der Bodenkennwerte auf viele Bereiche des Boden-Vegetationsmodells führt dazu, dass die Maxima und Minima von jeweils unterschiedlichen Bodenarten erreicht werden: Hohe Evapotranspirationsraten werden von lehmigen Böden, niedrige Werte von sandigen Böden hervorgerufen. Beim fühlbaren Wärmefluss hingegen führen sandige Böden ebenfalls zu niedrigen Flussraten. Hier sind es die tonreichen Böden, die hohe Wärmeströme erzeugen. Die höchsten Temperaturen werden über Sandböden erreicht, während schluffige Bodenarten zu niedrigen Werten führen. Hohe Werte der spezifischen Feuchte sind bei tonigen Böden am wahrscheinlichsten. Sandige Böden hingegen erzeugen niedrige Feuchtwerte.

#### 4.2.2.7 BODENARTKLASSIFIKATION

Wie die bisherigen Simulationen zeigen, hat die Wahl der Bodenart einen sehr großen Einfluss auf das Simulationsergebnis. Da das Modell normalerweise mit Bodenklassen arbeitet, werden für jede Bodenart gemittelte Bodenkennwerte zur Berechnung verwendet, die von den realen Bodenkennwerten abweichen können. Diese Abweichungen können umso größer werden, je geringer die Anzahl der verwendeten Bodenklassen ist, da dann über einen größeren Bereich gemittelt wurde. Im Folgenden soll nun geklärt werden, wie stark sich die Variation der Bodenkennwerte innerhalb einer Bodenartklasse auf das Modellergebnis auswirkt. Dazu wurden Simulationen mit der Pedotransferfunktion nach RAWLS & BRAKENSIEK (1985) (siehe Anhang A.3) durchgeführt, welche es ermöglicht, exakt für ein bestimmtes Volumenverhältnis aus Sand, Ton und Schluff die Bodenkennwerte zu bestimmen. Diese Simulationen wurden mit der USDA-Klassifikation (12 Klassen) und einer 5-Klasseneinteilung (LENZ, 1996) durchgeführt (s. Abb. 4.33). Das Ergebnis lässt sich als Abschätzung des größten Fehlers, der sich aufgrund der jeweiligen Klasseneinteilung ergibt, interpretieren.

Für die USDA-Klassifikation wird die Bodenklasse 'Lehm' ('L') und für die 5-Klasseneinteilung die Bodenklasse 'mittel' betrachtet. Innerhalb dieser beiden Klassen wurden jeweils zwei Randpunkte aus dem Texturdreieck gewählt (s. Tab. 4.5), mit denen Simulationen mit der Pedotransferfunktion durchgeführt wurden. Es wurde dabei darauf geachtet, die Punkte mit dem höchsten und niedrigsten Verhältnis aus Sand- zu Ton-Volumenanteil zu wählen. Ein hohes Verhältnis steht für einen grobkörnigen, stärker durchlässigen Boden. Ist das Verhältnis klein, so ist der Boden feinkörniger und hat eine höhere Saugspannung.

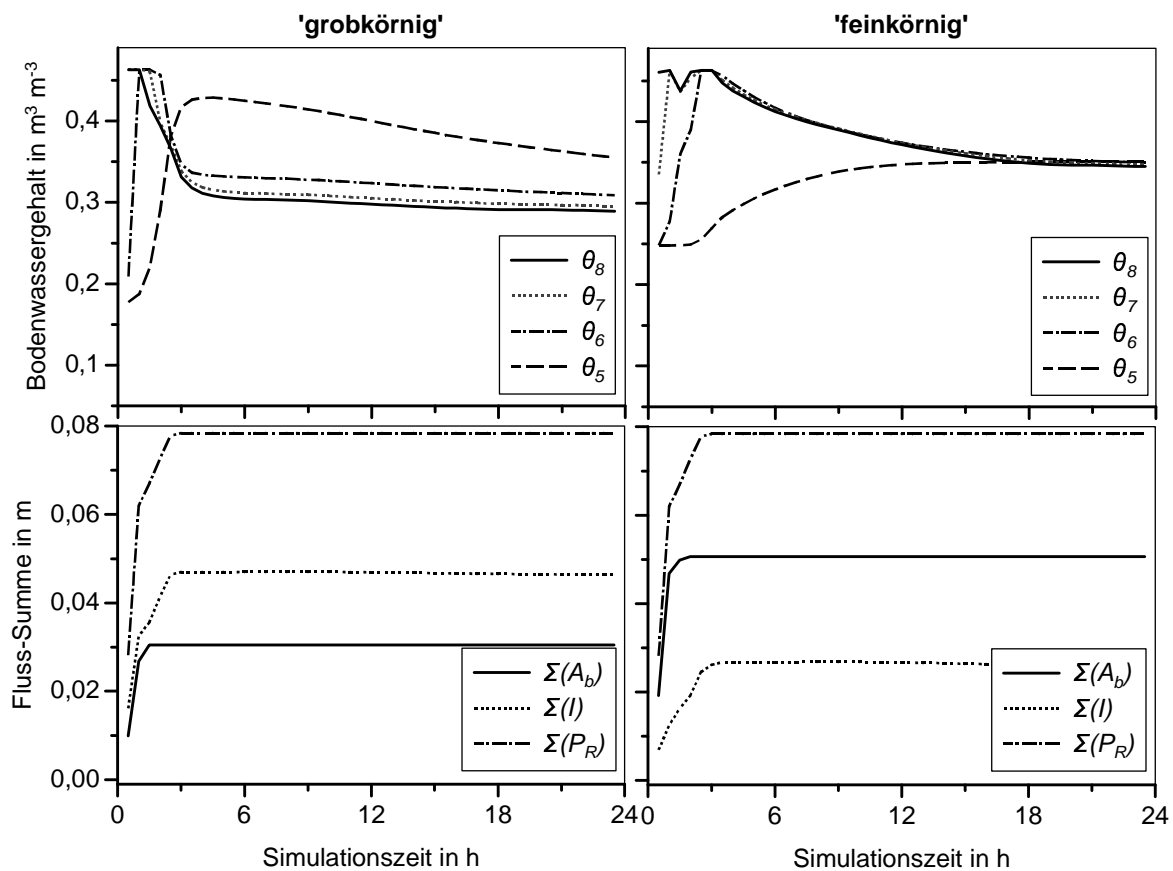


**Abbildung 4.33:** Bodenartklassifikation nach USDA (links) und nach einer 5-Klasseneinteilung (rechts).

	USDA-Klassifikation		5-Klasseneinteilung	
	Bodenart 'Lehm'		Bodenart 'mittel'	
Verhältnis Sand / Ton	klein 'feinkörnig'	groß 'grobkörnig'	klein 'feinkörnig'	groß 'grobkörnig'
Volumenanteil Sand	23 %	52 %	15 %	82 %
Volumenanteil Ton	27 %	7 %	35 %	18 %

**Tabelle 4.5:** Zur Simulation verwendete Randpunkte im Texturdreieck der USDA-Klassifikation und einer 5-Klasseneinteilung (LENZ, 1996).

Wie Tabelle 4.5 zeigt, sind die Böden der 5-Klasseneinteilung etwas toniger als die der USDA-Klassifikation. Die Bodenart 'mittel' zeigt insbesondere beim Sandanteil eine erhebliche Schwankungsbreite. Dies zeigt auch die Simulation mit den beiden Randwerten (s. Abb. 4.34).

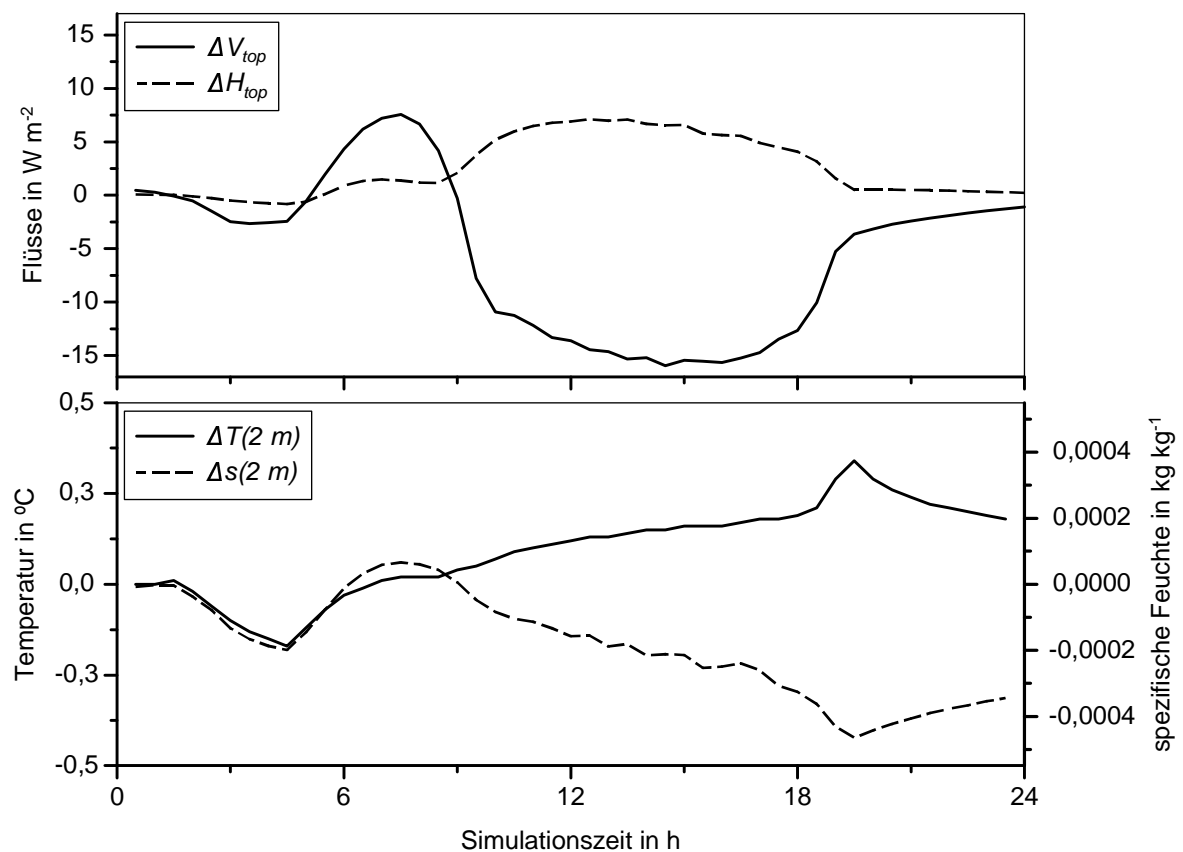


**Abbildung 4.34:** 24-stündige Simulation eines Niederschlagsereignisses. Bodenkennwerte entsprechend der Pedotransferfunktion nach RAWLS & BRAKENSIEK (1985) mit Volumenanteilen der Texturfraktionen aus der Bodenart 'mittel' der 5-Klasseneinteilung (LENZ, 1996). Links 'grobkörnig', rechts 'feinkörnig'.

Durch den hohen Sandanteil kann beim grobkörnigen Boden deutlich mehr Niederschlag infiltrieren. Das Bodenwasser versickert allerdings schneller, was in den oberen Schichten zu einer geringeren Bodenfeuchte als beim feinkörnigen Boden führt. In 15 cm Tiefe ( $\theta_5$ ) hingegen wird beim grobkörnigen Boden sehr viel früher ein hoher Bodenwassergehalt erreicht, der über dem des feinkörnigen Bodens liegt.

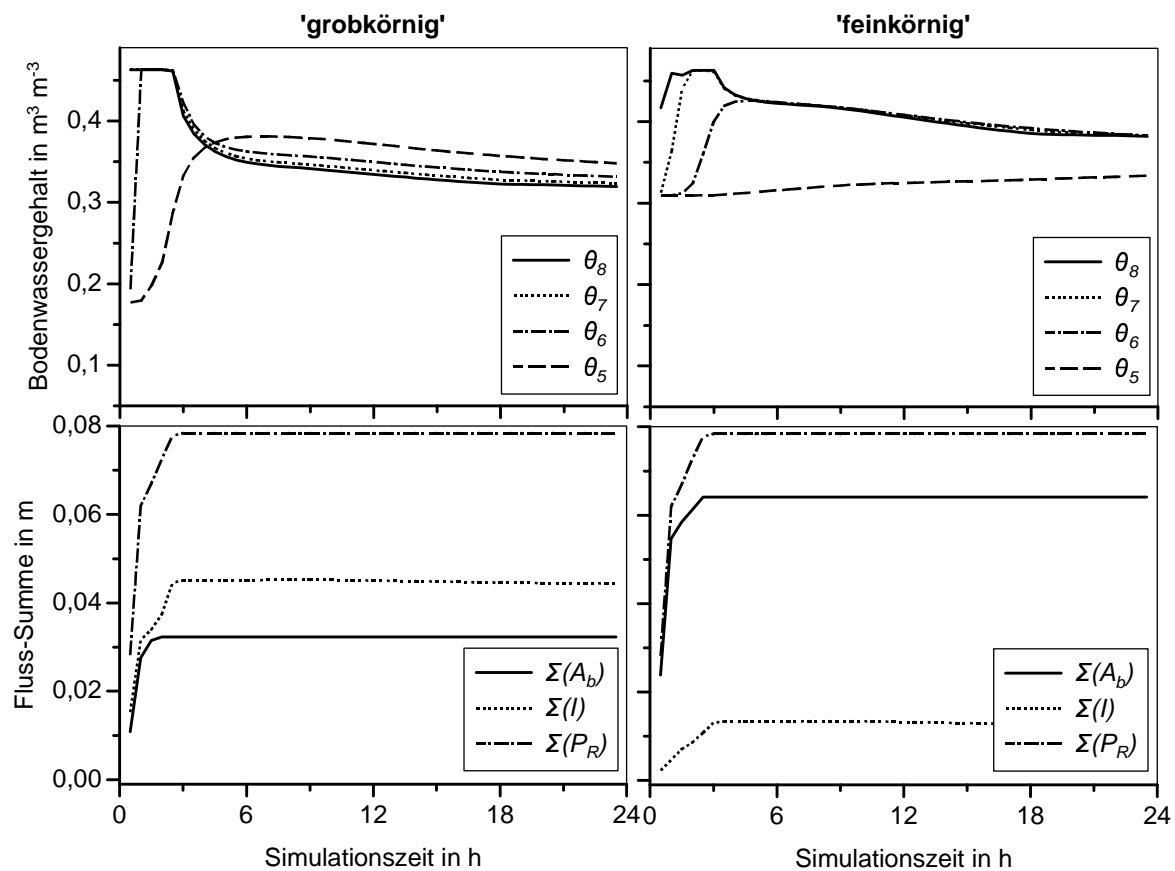
Diese Unterschiede der Feuchteprofile führen zu erheblichen Unterschieden bei den turbulenten Flüssen, wie in Abbildung 4.35 zu sehen ist. Die Evapotranspiration ist beim grobkörnigen Boden über  $15 \text{ W m}^{-2}$  niedriger als beim feinkörnigen, der fühlbare Wärmestrom ist um  $7 \text{ W m}^{-2}$  erhöht. Bei der Lufttemperatur in 2 m Höhe macht sich dies in einem Anstieg um mehr als 0,3 K bemerkbar, bei der spezifischen Feuchte in einem Rückgang um fast  $0,5 \text{ g kg}^{-1}$ .



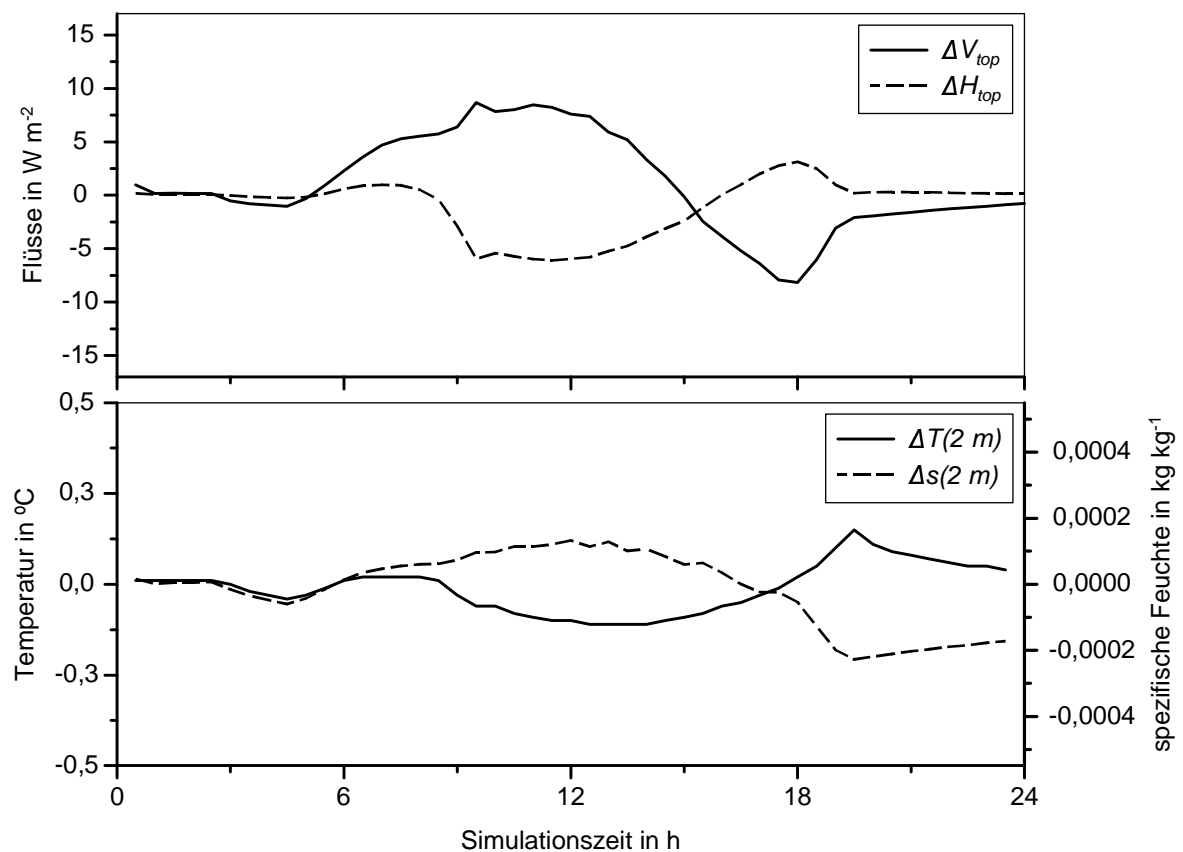


**Abbildung 4.35:** Differenz der Simulation mit grobkörnigen und feinkörnigen Böden innerhalb der Bodenart 'mittel' der 5-Klasseneinteilung.

Qualitativ der 5-Klasseneinteilung ähnlich sind Simulationen in der Bodenartklasse 'Lehm' der USDA-Klassifikation (s. Abb. 4.36), wenngleich die Unterschiede zwischen grob- und feinkörnigem Boden geringer sind. Dies äußert sich dann in geringeren Differenzen der turbulenten Flüsse und der meteorologischen Parameter in 2 m Höhe (s. Abb. 4.37): Die Evapotranspiration liegt beim grobkörnigen Boden nur noch bei  $8 \text{ W m}^{-2}$  unter der des feinkörnigen Bodens, beim fühlbaren Wärmestrom sinkt die Differenz auf etwa  $5 \text{ W m}^{-2}$ . Die Temperaturdifferenz liegt maximal bei nur noch  $0,15 \text{ °C}$  und der Unterschied der spezifischen Feuchte bei  $0,2 \text{ g kg}^{-1}$ . Die Differenzen zwischen den beiden Texturen 'grobkörnig' und 'feinkörnig' sind damit unter Verwendung der 5-Klasseneinteilung vier mal so hoch als wenn die zwölfteilige USDA-Klassifikation verwendet wird.



**Abbildung 4.36:** 24-stündige Simulation eines Niederschlagsereignisses. Bodenkennwerte entsprechend der Pedotransferfunktion nach RAWLS & BRAKENSIEK (1985) mit Volumenanteilen der Texturfraktionen aus der Bodenart 'mittel' der USDA-Klasseneinteilung. Links 'grobkörnig', rechts 'feinkörnig'.



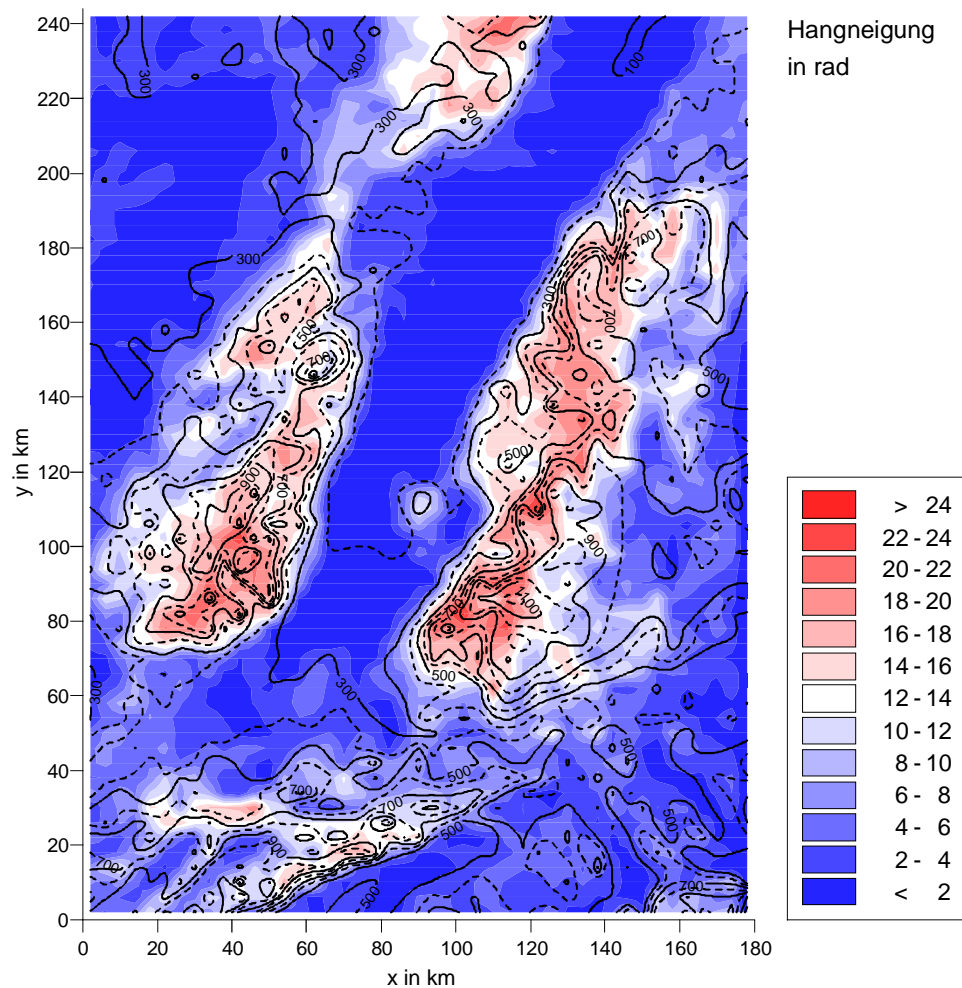
**Abbildung 4.37:** Differenz der Simulation mit grobkörnigen und feinkörnigen Böden innerhalb der Bodenart 'Lehm' der USDA-Klasseneinteilung.

### 4.3 DREIDIMENSIONALE SIMULATIONEN

Die bisherigen Simulationen konnten den Einfluss hydrologischer Prozesse, Parametrisierungen und Parameter auf die bodennahe Atmosphäre zeigen, jedoch waren dies stets Spezialfälle, wo mit einem maximalen Einfluss zu rechnen war. Desweiteren wurde dieser Einfluss bei einer Variation weiterer topografischer Faktoren, wie man sie in einer stark gegliederten Landschaft vorfindet, noch nicht untersucht. Im folgenden sollen nun dreidimensionale Simulationen in einem Gebiet vorgestellt werden, in dem neben der Bodenart auch die Landnutzung und die Hangneigung variiert.

Als Simulationsgebiet wurden Kartierungen des mittleren und südlichen Oberrheingebiets mit seinen angrenzenden Gebirgszügen verwendet (s. Abb. 4.38). Das Gebiet erstreckt sich

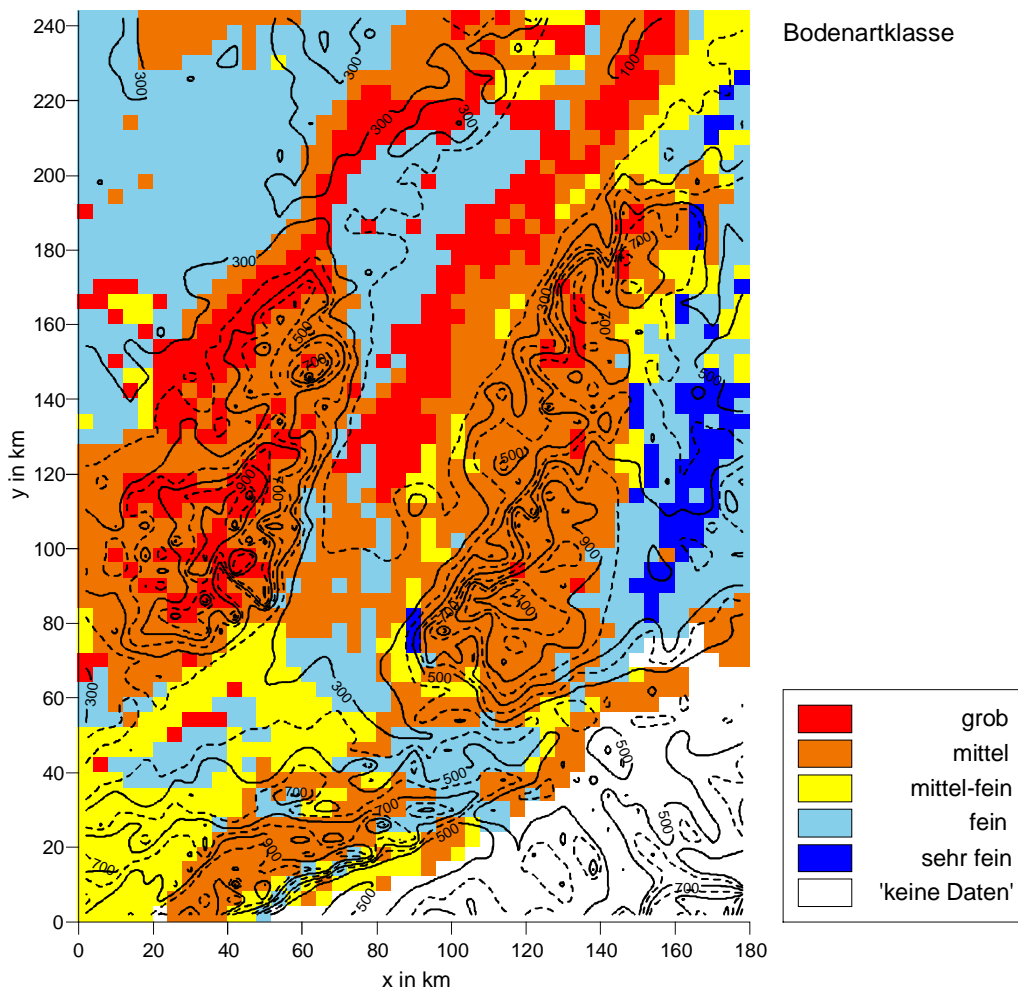
über 176 km in Ost-West-Richtung, 240 km in Nord-Süd-Richtung und liegt in einer Gitterauflösung von 4 km vor. Es umfasst im Westen und Osten die Mittelgebirge der Vogesen und des Schwarzwalds, getrennt durch den Oberrheingraben. Die westliche Grenze bildet das Hinterland der Vogesen, während im Osten noch die Schwäbische Alb in das Simulationsgebiet hineinragt. Südlich wird es durch die Berge des Schweizer Jura und nördlich durch den Pfälzer Wald im Westen und das Hügelland des Kraichgau im Osten begrenzt.



**Abbildung 4.38:** Orografie und Hangneigung des Simulationsgebiets.

Aufgrund der groben Gitterauflösung ist die Modellorografie gegenüber der realen Orografie stark geglättet, so dass es notwendig war, für die Berechnung des Oberflächenabflusses eine Kartierung der Hangneigung bereitzustellen. Dazu wurde aus einer Orografie-Kartierung mit einer horizontalen Gitterauflösung von 100 m für jeden Gitterpunkt die Hangneigung ermittelt. Die Mittelung über ein 4 km-Raster ergab dann eine Kartierung der Hang-

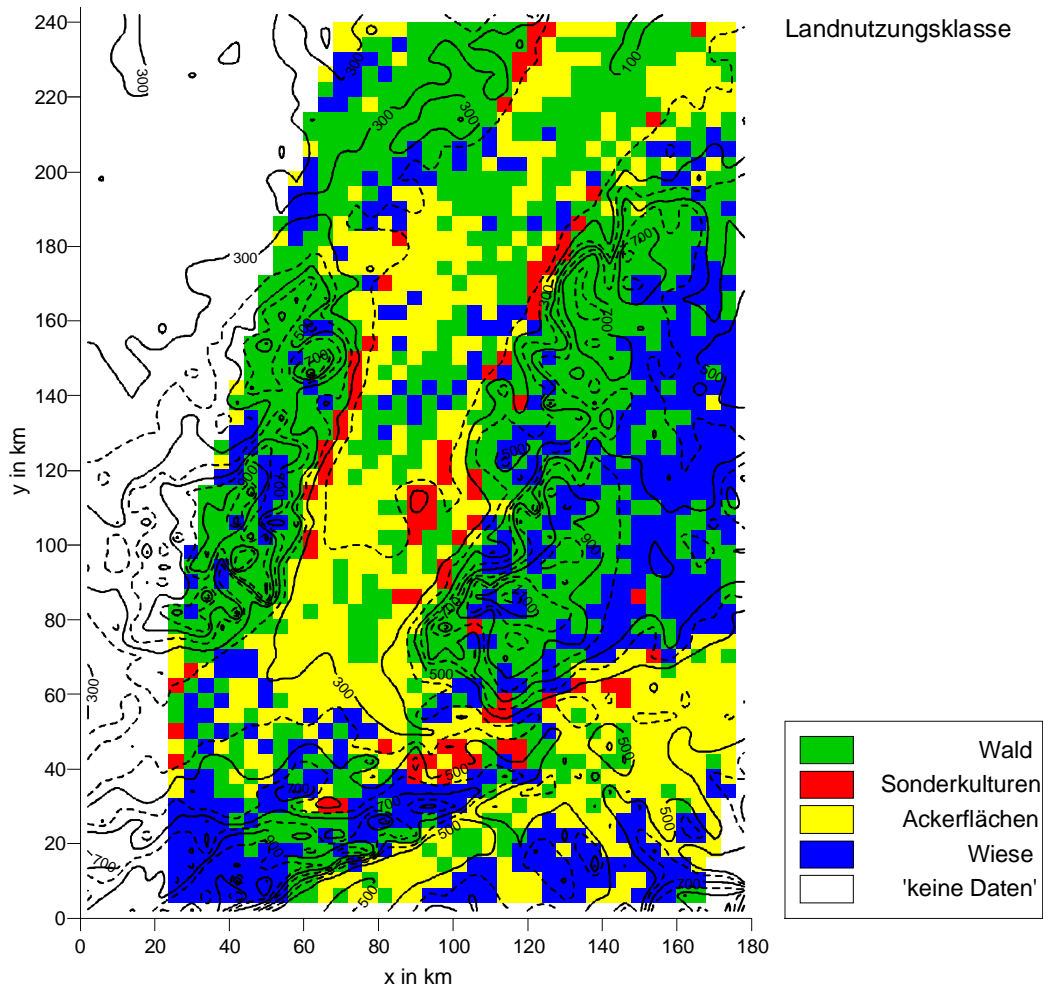
neigung, die in Abbildung 4.38 zusammen mit der zur Simulation verwendeten Orografie dargestellt ist. Es ist zu sehen, dass hohe Hangneigungen vor allem in den Mittelgebirgen zu finden sind, wobei die dem Rheintal zugewandten Seiten besonders hohe Hangneigungen aufweisen.



**Abbildung 4.39:** Verteilung der Bodenart im Simulationsgebiet.

Zur Kartierung der Bodenarten wurde eine Einteilung in fünf Texturklassen verwendet (s. Abb. 4.39; LENZ, 1996). In den Gebirgen des Schwarzwalds, der Vogesen und des Schweizer Jura dominieren Böden mit mittlerer Textur, die die Hauptbodenart im Simulationsgebiet bildet. Unterbrochen werden diese Gebiete von einigen sandigeren Bereichen, denen die Texturklasse 'grob' zugeordnet werden kann. Diese ist auch im Bereich der Niederterrassen des Rheins und am Ostrand der Vogesen vorzufinden. Böden mit mittelfeiner Textur liegen in der Burgundischen Pforte, zwischen Vogesen und Schweizer Jura, vor. Bodenarten der Texturklasse 'fein' sind in der nordwestlichen Ecke des Simulationsgebiets

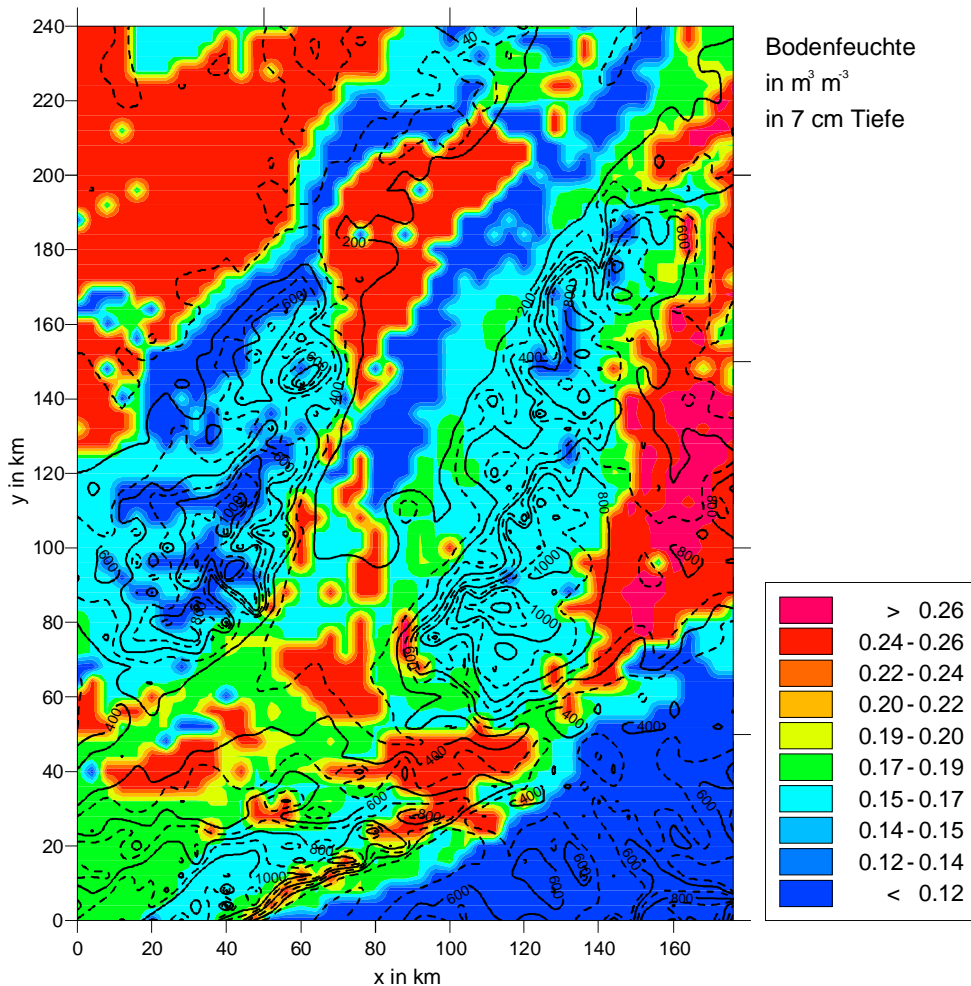
sowie in der Zaberner Senke, zwischen Vogesen und Pfälzer Wald, und östlich des Schwarzwalds zu finden. Hier liegt auch der einzige Bereich, in dem die Bodentextur mit 'fein' anzusprechen ist. Für die südöstliche Ecke des Simulationsgebiets lagen keine Daten vor. Für diesen Bereich wurden die Simulationen entsprechend LENZ (1996) mit der Bodenart 'sandiger Lehm' durchgeführt.



**Abbildung 4.40:** Verteilung der Landnutzung im Simulationsgebiet.

Wie bei der Bodenart, so ist auch die Landnutzung (s. Abb. 4.40) speziell in den Mittelgebirgen einer bestimmten Klasse zuzuordnen. Insbesondere in den Vogesen, dem Pfälzer Wald und dem Schwarzwald dominiert die Landnutzung 'Wald', für die bei der Simulation die Parameter der Klasse 'Mischwald' verwendet wurden. An den rheinseitigen Vorbergzonen schließen sich die durch Weinbau geprägten Bänder der Landnutzungs-kategorie 'Sonderkulturen' an. In der Rheinebene selbst sind Ackerflächen vorherrschend. Nach Norden werden diese wieder zunehmend von Wald abgelöst. Wiesen sind vor allem östlich des

Schwarzwalds zu finden. Für den Bereich im Osten des Simulationsgebiets, für den keine Daten vorlagen, wurden die Parameter der Landnutzungsklasse 'Grünland' verwendet.



**Abbildung 4.41:** Initialisierungswert der Bodenfeuchte in 7 cm Tiefe.

Sofern nicht anders vermerkt, werden die folgenden Simulationen mit einem Bodenfeuchte-Anfangswert durchgeführt, der zwischen Feldkapazität und residualem Wassergehalt (entsprechend Tab. 4.6, S. 158) liegt. Entsprechend des betragsmäßig zunehmenden Matrixpotenzials bei einer Verfeinerung der Bodentextur (vgl. Abb. 2.1, S. 15) ergeben sich dadurch hohe Werte bei feiner Textur und niedrige Werte bei grobkörnigen Böden. Dies ist auch in Abbildung 4.41 zu sehen, wo die Initialisierungsfeuchte am Beispiel des Bodenwassergehalts in 7 cm Tiefe dargestellt ist. Geringe Variationen innerhalb einer Bodenartklasse und Abweichungen vom vertikal konstanten Initialisierungsprofil treten nur noch aufgrund der in Kapitel 3.4.1.1 (s. S. 76) beschriebenen Abhängigkeit des Profils von der Landnutzung auf, doch werden diese Effekte größtenteils von der Dominanz der Bo-

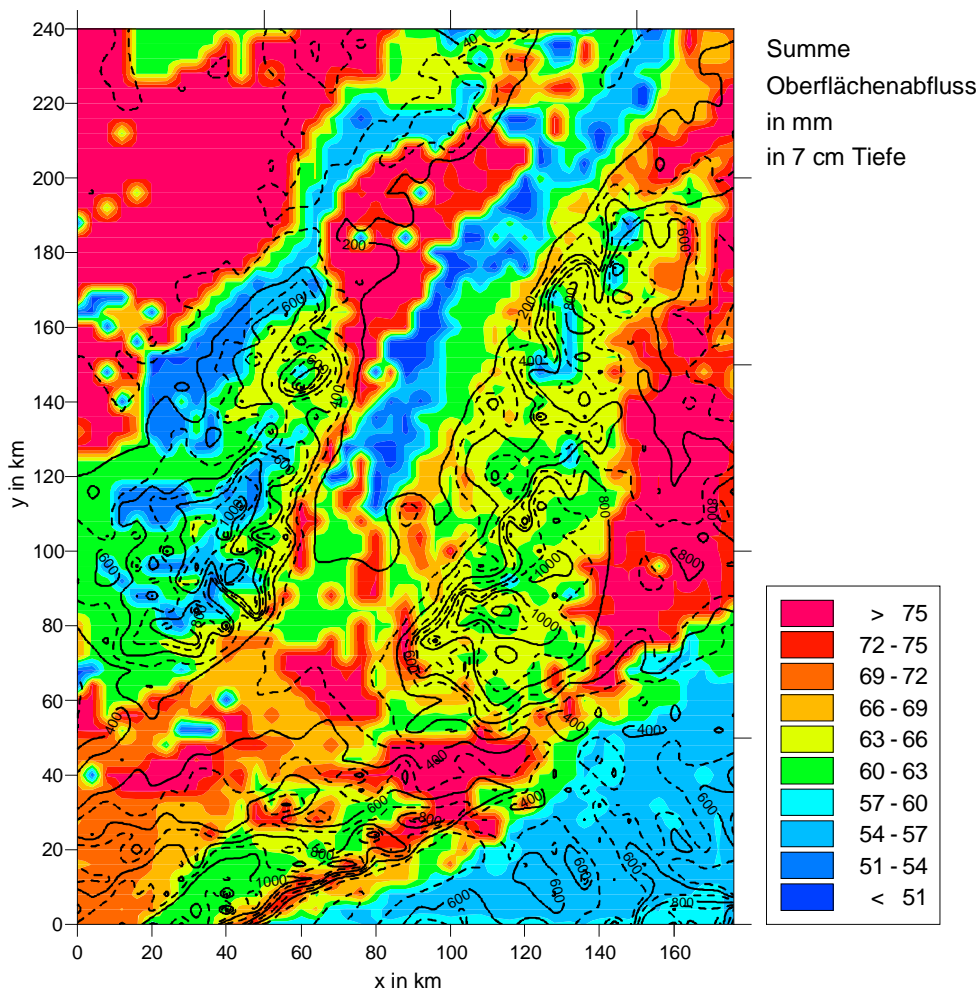
denart überdeckt. Die weitere Initialisierung des Modells erfolgte wie bei den in Kapitel 4.2.2 (s. S. 127) durchgeführten Simulationen. So wurde ebenfalls das in Abbildung 4.20 (s. S. 128) dargestellte Niederschlagsereignis dem Modell aufgeprägt.

Um den Einfluss von Hangneigung, Bodenart und Landnutzung auf das Simulationsergebnis zu zeigen, werden im folgenden Kapitel der aufsummierte Oberflächenabfluss, die Bodenfeuchte in 7 cm Tiefe und die simulierte Evapotranspiration am Beispiel des oben beschriebenen Referenzfalls gezeigt. In den anschließenden Kapiteln werden hydrologische Parameter und Prozesse variiert und Differenzfelder zu diesem Referenzfall dargestellt.

### 4.3.1 REFERENZFALL

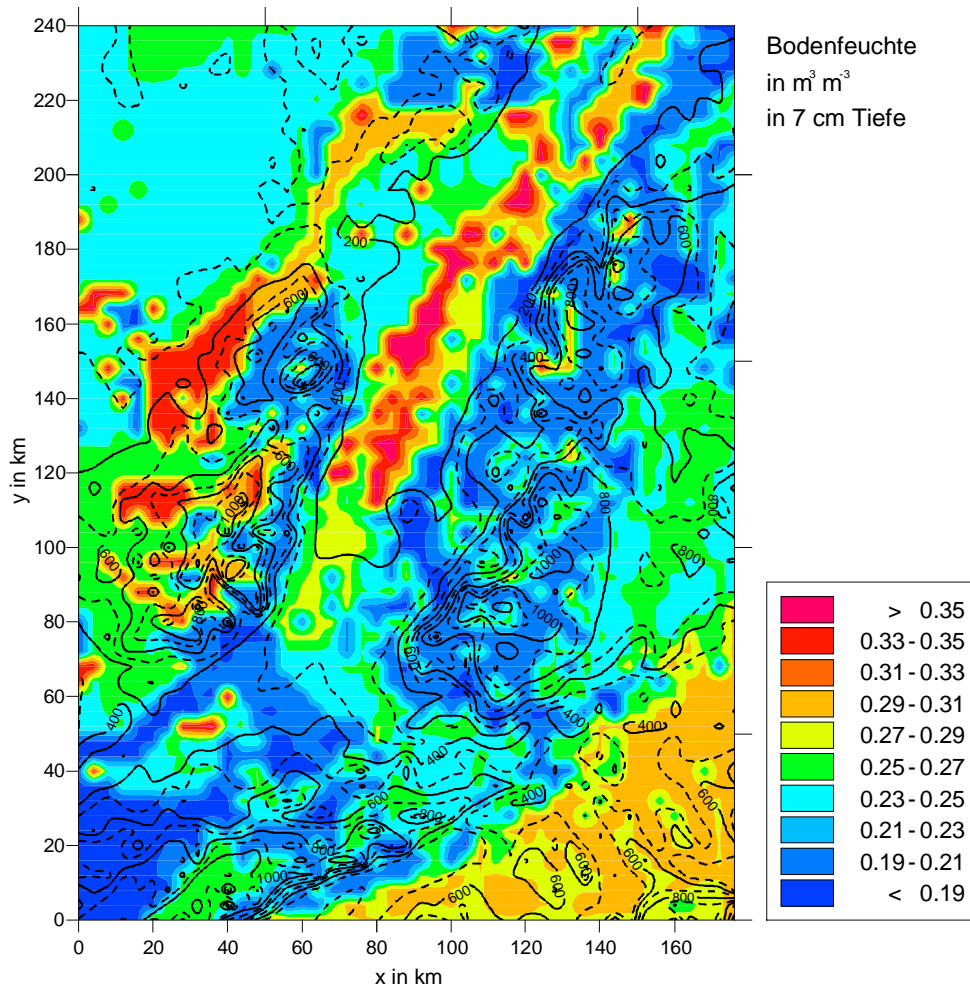
Der wesentliche Faktor, der zu einer Änderung des Bodenfeuchteprofils führt, ist die Infiltration, bzw. der Oberflächenabfluss. Beide Größen sind zum einen von der Infiltrationskapazität abhängig, die sich aus der Multiplikation der bodenartabhängigen gesättigten Leitfähigkeit und dem Makroporositätsfaktor ergibt (s. Kap. 3.1.2.3, S. 51 u. Kap. 3.1.2.5, S. 56), zum anderen spielt die Höhe des Oberflächenspeichers, die von der Hangneigung und der Oberflächenrauigkeit bestimmt wird (s. Kap. 3.1.2.4, S. 53), eine Rolle. Der Makroporositätsfaktor wird über den maximalen Makroporositätsfaktor und die Wurzelverteilung gesteuert, die entsprechend der Landnutzung vorgegeben werden. Ebenfalls über die Landnutzungsart wird die Oberflächenrauigkeit vorgegeben. In Abbildung 4.42 ist der über die Simulationszeit aufsummierte Oberflächenabfluss dargestellt, der den Einfluss von Bodenart, Landnutzung und Hangneigung zeigt. Wie ein Vergleich mit der Bodenartkartierung zeigt, hat die Bodenart den größten Einfluss auf den entstehenden Oberflächenabfluss. In den Bereichen mit feiner und sehr feiner Bodenart fließt nahezu der gesamte Niederschlag von 78 mm oberflächlich ab. Die Abflussmenge geht mit zunehmender Grobkörnigkeit der Textur zurück und liegt bei der Bodenart 'grob' nur noch etwa bei 50 mm.





**Abbildung 4.42:** Summe des Oberflächenabflusses um 13.00 Uhr.

Eine weitere Variation der Abflusssumme entsteht durch die Landnutzungsart, wenngleich dieser Einfluss von der Bodenart größtenteils überdeckt wird. In den Bereichen mit der Landnutzung 'Sonderkulturen', die durch eine geringe Makroporosität und eine niedrige Oberflächenrauigkeit gekennzeichnet sind, ist der Oberflächenabfluss gegenüber benachbarten Wiesen- und Ackerflächen mit gleicher Bodenart um etwa 5 bis 10 mm erhöht. In Gebieten mit Waldbestand ist der Oberflächenabfluss gegenüber Wiesen- und Ackerflächen um bis zu 5 mm größer. Die höhere Makroporosität der Waldflächen führt hier in der ersten Stunde zu einem schnellen Wassertransport im Boden. In der Folge können nachfolgende Niederschläge im relativ trockenen Boden weniger schnell weitergeleitet werden, als dies bei der Landnutzung 'Wiese' oder 'Acker' der Fall ist, so dass trotz höherer Makroporosität und Oberflächenrauigkeit höhere Abflussraten entstehen. Der Einfluss der Hangneigung ist sehr gering. Nur an den dem Rheintal zugewandten Hängen der Mittelgebirge ist ein leicht erhöhter Oberflächenabfluss zu beobachten.



**Abbildung 4.43:** Bodenfeuchte in 7 cm Tiefe um 13.00 Uhr.

Die Bodenfeuchte um 13.00 Uhr (s. Abb. 4.43) zeigt noch immer die bodenartabhängige Struktur der Initialisierungsfeuchte, wenngleich sich die Unterschiede infolge verschiedener Infiltrationsraten nahezu invertiert haben. Feinkörnige Bodenarten mit hohem Oberflächenabfluss verzeichnen eine nur geringe Zunahme der Bodenfeuchte; bei grober Bodentextur hingegen hat sich der volumetrische Bodenwassergehalt von 10 % auf 37 % mehr als verdreifacht.

Die Evapotranspiration um 13.00 Uhr (s. Abb. 4.44) ist im wesentlichen mit der Orografie korreliert. Im Rheintal erreicht sie Werte von über  $400 \text{ W m}^{-2}$ , in höheren Lagen aber nur noch etwa  $200 \text{ W m}^{-2}$ . Eine landnutzungsabhängige Variation ist nur in den Gebieten der Sonderkulturen festzustellen: Der hohe Oberflächenabfluss führt zu einer vergleichsweise niedrigen Bodenfeuchte (vgl. Abb. 4.43), die, zusammen mit dem geringen sommerlichen

Bedeckungsgrad dieser Landnutzungsklasse (vgl. Tab. 3.4, S. 89), eine relativ niedrige Evapotranspiration nach sich zieht.

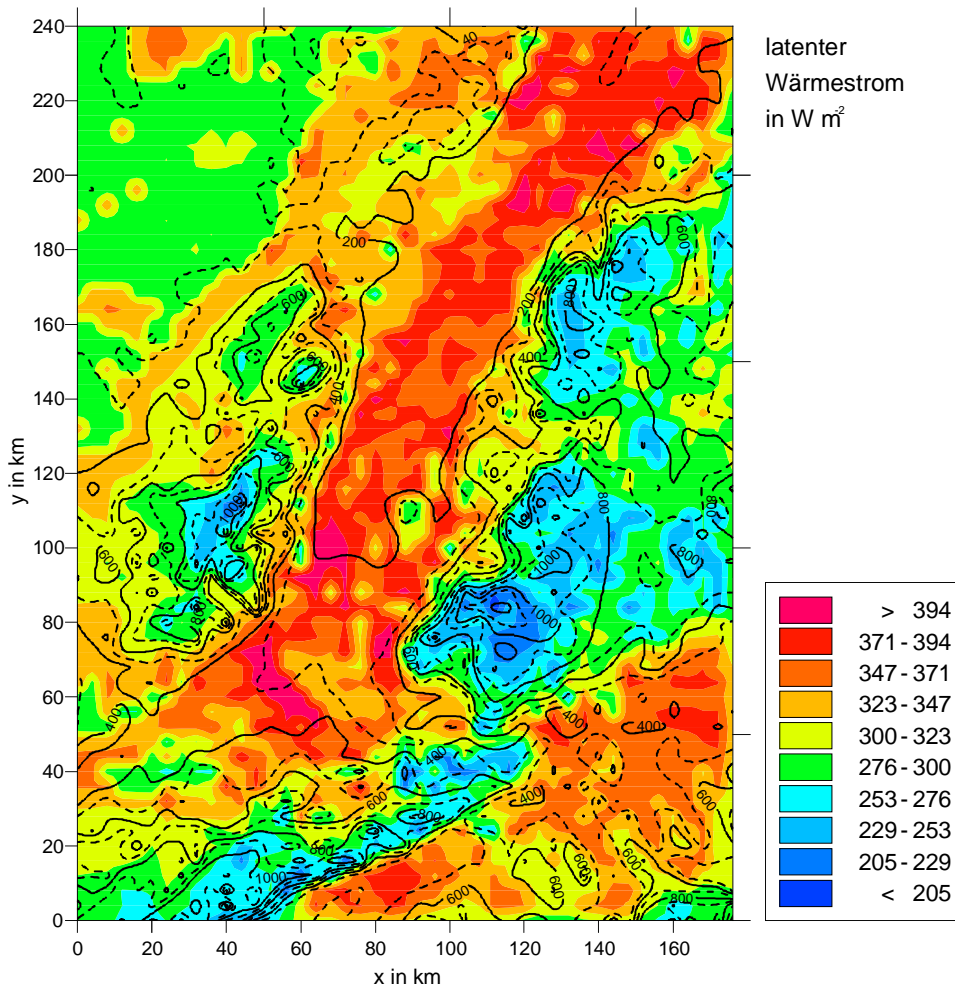


Abbildung 4.44: Latenter Wärmestrom um 13.00 Uhr.

### 4.3.2 ANFANGSWERT DER BODENFEUCHTE

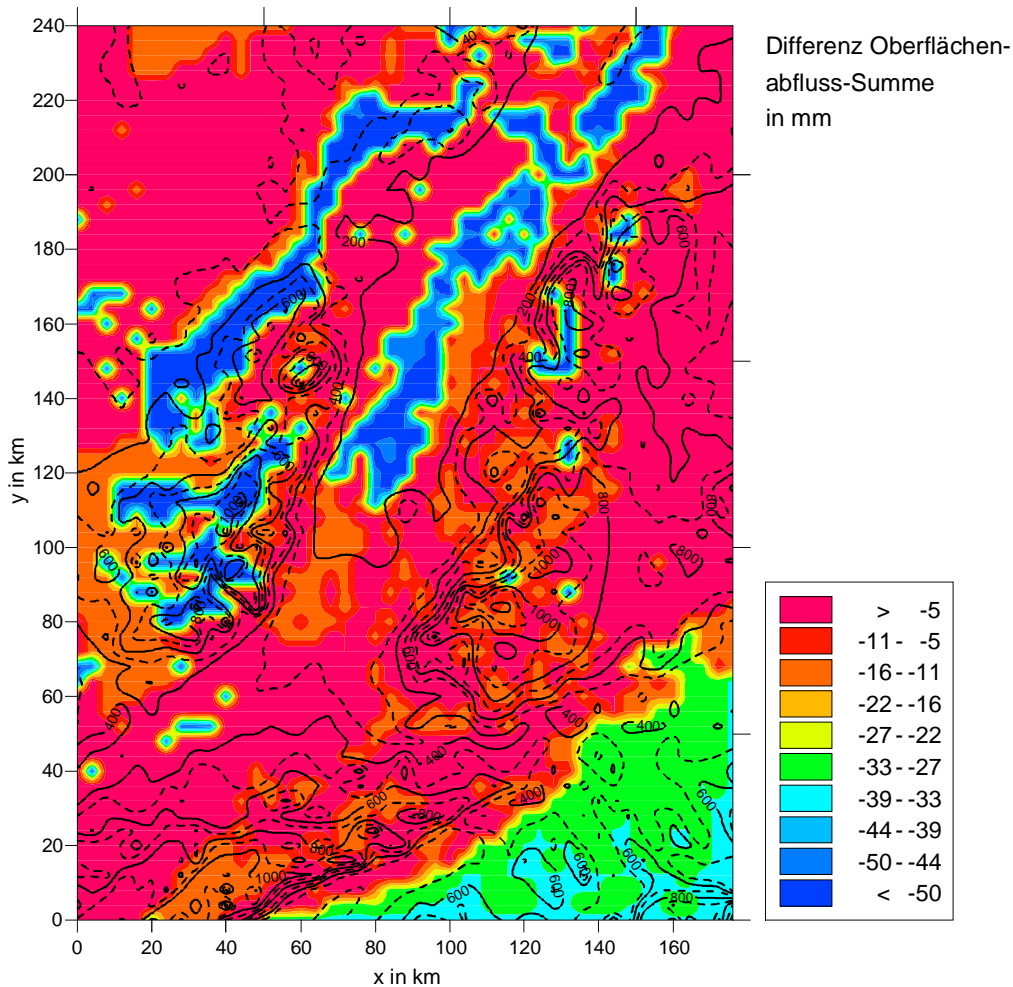
Die Sensitivitätsanalyse in Kapitel 4.2.2.1 (s. S. 129) hat gezeigt, dass eine Variation des Anfangswassergehalts - ohne Niederschlag, bei der Vegetationsklasse 'Wiese' und der Bodenart 'Lehm' - Abweichungen beim latenten Wärmestrom von etwa  $50 W m^{-2}$  bewirken kann. Wie groß diese Abweichungen unter verschiedenen topografischen Bedingungen bei einem Niederschlagsereignis werden können, zeigt die in diesem Kapitel vorgestellte Simulation. Es wurde mit einem vertikal homogenen Bodenwassergehalt initialisiert, der –

wie beim Referenzfall - zwischen dem residualen Wassergehalt der jeweiligen Bodenart und deren Bodenfeuchte bei Feldkapazität ( $(\theta_r + \theta_f)/2$ ) liegt. Diesem 'trockenen' Fall wurde eine Simulation mit hoher Bodenfeuchte (zwischen Feuchte bei Feldkapazität und Sättigungsfeuchte;  $(\theta_s + \theta_f)/2$ ) gegenübergestellt. Diese Initialisierungswerte sind in Tabelle 4.6 zusammen mit der Feuchte bei Feldkapazität dargestellt. Es ergeben sich zwischen diesen beiden Simulationsfällen Differenzen von ca.  $0,2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ .

Bodentextur	$\theta_f$	$\frac{\theta_r + \theta_f}{2}$	$\frac{\theta_s + \theta_f}{2}$
grob	0,14	0,10	0,29
mittel	0,25	0,17	0,36
mittel-fein	0,30	0,18	0,39
fein	0,38	0,25	0,42
sehr fein	0,46	0,26	0,47
sandiger Lehm ( 'keine Daten' )	0,21	0,12	0,33

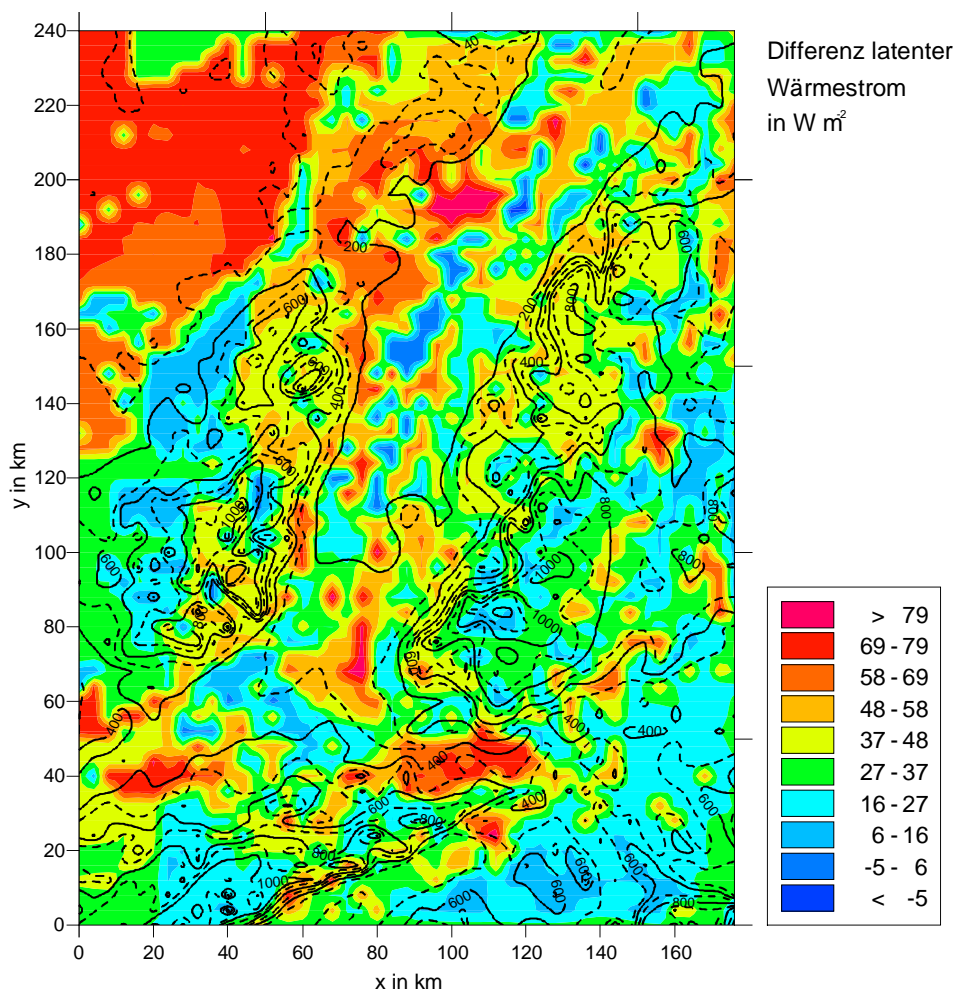
**Tabelle 4.6:** Bodenfeuchte bei Feldkapazität und arithmetisches Mittel der Feuchte zwischen Feldkapazität und Residualfeuchte (Referenzfall), sowie zwischen Feldkapazität und Sättigungsfeuchte der in der Simulation verwendeten Bodenarten. Bodenwassergehalt in  $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Bodenkennwerte entsprechend der Pedotransferfunktion nach RAWLS & BRAKENSIEK (1985), bei 'sandiger Lehm' nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982).

Die Infiltrationskapazität wird über das Produkt aus gesättigter hydraulischer Leitfähigkeit und Makroporositätsfaktor bestimmt, ist also in beiden Simulationsfällen gleich. In 2 cm Tiefe bestimmt dann aber die Richards-Gleichung den Weitertransport im Boden, der bei niedriger Bodenfeuchte deutlich geringer ist, so dass in diesem Fall höherer Oberflächenabfluss entsteht als beim feuchten Fall. Dies zeigt Abbildung 4.45, auf der die Differenz 'feuchte Initialisierung' minus 'trockene Initialisierung' (Referenzfall) dargestellt ist.



**Abbildung 4.45:** Differenz des aufsummierten Oberflächenabflusses der Simulation mit hohem Bodenfeuchte-Anfangswert und niedrigem Bodenfeuchte-Anfangswert (Referenzfall).

Die Differenz ist durchweg negativ, da beim trockenen Fall weniger infiltriert und der Oberflächenabfluss größer wird. Dies wird besonders bei grober Bodentextur deutlich, wo die Unterschiede 55 mm betragen, was etwa zwei Drittel der Niederschlagsmenge entspricht. Bei feiner und mittelfeiner Textur hingegen gehen die Differenzen auf Null zurück. Die Leitfähigkeit dieser Böden ist so gering, dass unabhängig von der Initialisierungsfeuchte der größte Teil des Niederschlags oberflächlich abfließt.



**Abbildung 4.46:** Differenz des latenten Wärmefflusses der Simulation mit hohem Bodenfeuchte-Anfangswert und niedrigem Bodenfeuchte-Anfangswert (Referenzfall) um 13.00 Uhr.

Die Initialisierung mit hoher Bodenfeuchte führt dazu, dass in Bereichen bei grober Textur das Wasser schneller weitergeleitet werden kann. In der Folge ist an der Erdoberfläche die Bodenfeuchte bereits nach wenigen Minuten geringer als bei trockener Initialisierung. In 7 cm Tiefe wird die Bodenfeuchte der Bodenart 'grob' nach 2,5 Stunden Simulationsdauer kleiner als bei trockenen Anfangswerten. Dies macht sich dann bei einer Betrachtung der Differenz der Evapotranspiration bemerkbar (s. Abb. 4.46): Bereiche mit grober Bodentextur zeigen um die Mittagszeit eine um bis zu  $15 \text{ W m}^{-2}$  geringere Evapotranspiration, als bei einer Initialisierung mit trockener Bodenfeuchte. Dies wird besonders in einigen Wiesenflächen des Oberrheingraben, wo diese Bodenart vorherrscht, deutlich. Es ist darauf zurückzuführen, dass die Vegetationsart 'Wiese' ihren Wasserbedarf zur Transpiration aus den obersten – vergleichsweise trockenen - Bodenschichten decken muss. Bei der Bodenart 'fein', also einer Textur von mittlerer Korngröße, sind die Differenzen beim latenten Wär-

mestrom mit etwa  $90 \text{ W m}^{-2}$  am größten. Die Differenzen beim Oberflächenabfluss sind hier zwar nur gering, doch zeigt diese Bodenart aufgrund ihrer geringen hydraulischen Leitfähigkeit ein ausreichend hohes Wasserrückhaltevermögen, das der Vegetation zugute kommt. Dies wird besonders bei Waldflächen deutlich. Die Evapotranspiration mit hohem Anfangswert der Bodenfeuchte ist in diesen Fällen um über ein Drittel größer als die Evapotranspiration bei trockener Initialisierung.

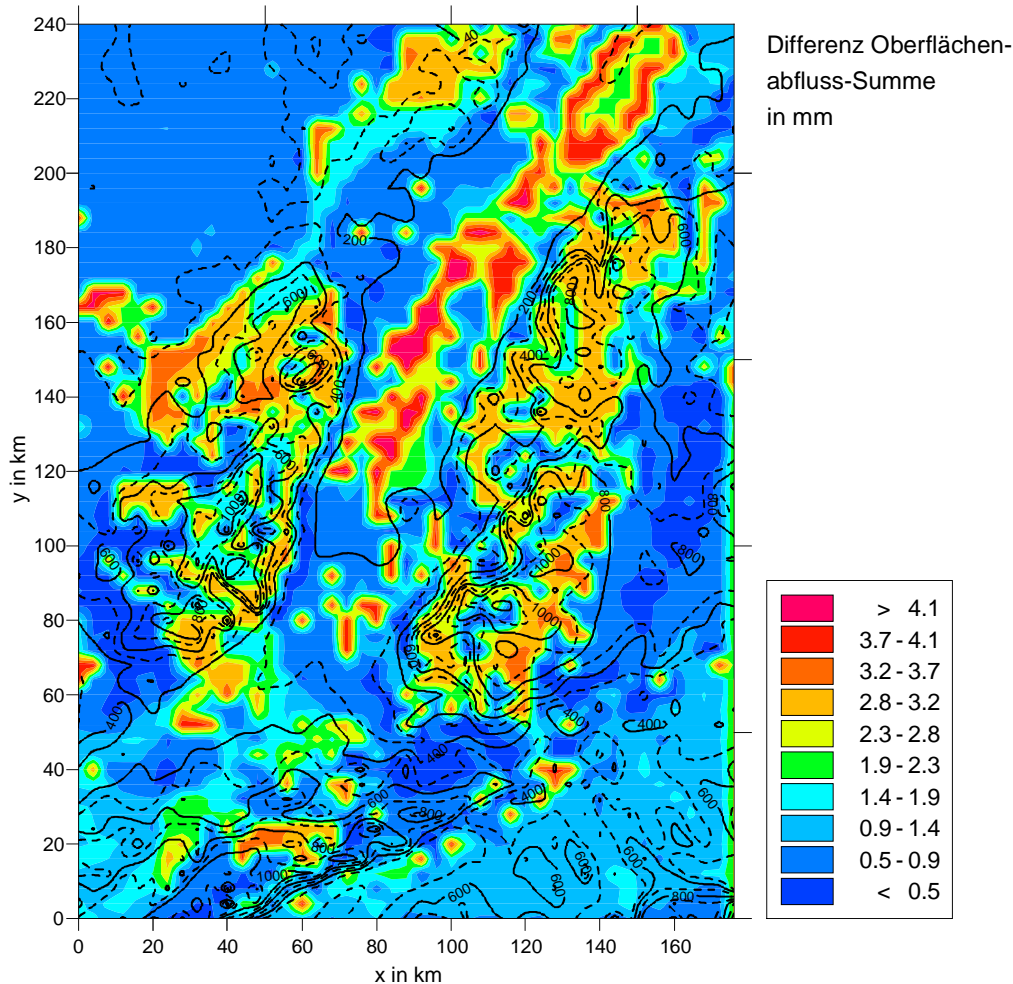
### 4.3.3 OBERFLÄCHENSPEICHER

In Kapitel 4.2.2.2 (s. S. 130) konnte gezeigt werden, dass ohne Berücksichtigung einer Speicherung des die Infiltrationskapazität überschreitenden Niederschlags die Evapotranspiration um bis zu  $25 \text{ W m}^{-2}$  zu klein ist. Diese Abweichung war etwa um 13.00 Uhr festzustellen, so dass sich die folgende Analyse auf diesen Zeitpunkt bezieht.

Es handelte sich bei der eindimensionalen Simulation allerdings um einen Extremfall, der von der Bodenart 'Ton' und einer trockenen Bodenfeuchte-Initialisierung ausging. Darüber hinaus wurde nicht die Makroporosität des Bodens berücksichtigt, die, wie der feinkörnige Boden und die trockene Ausgangssituation, zu einer sehr geringen Infiltration führt. Unter natürlichen topografischen und geologischen Verhältnissen, wie sie für die dreidimensionalen Simulationen dieses Kapitels vorgegeben wurden, sind geringere Auswirkungen auf den latenten Wärmefluss bei einer Nichtberücksichtigung des Oberflächenspeichers zu erwarten. Insbesondere ist die Leitfähigkeit der feinkörnigsten Bodenart 'sehr fein' höher als bei der oben erwähnten eindimensionalen Simulation. Zu einem höheren Oberflächenabfluss und damit einem geringeren Einfluss dieses Speichers führt darüber hinaus die nun berücksichtigte Hangneigung.

Abbildung 4.47 zeigt die Differenz der Oberflächenabfluss-Summe aus der Simulation ohne einer Berücksichtigung eines Wasserspeichers an der Erdoberfläche abzüglich der Simulation des Referenzfalls, also unter Verwendung eines Oberflächenspeichers. Es ist zu sehen, dass im Extremfall ohne Speicherberücksichtigung etwa 4,5 mm Wasser mehr oberflächlich abfließen, was knapp 6 % der gefallen Niederschlagssumme ausmacht. Besonders groß sind die Differenzen bei grober und mittlerer Bodentextur, besonders gering bei den feinkörnigen Bodenarten. Die Leitfähigkeit ist in diesem Fall so gering, dass, unab-

hängig von einem an der Erdoberfläche zur Verfügung stehenden Speicher, der größte Teil des Niederschlags oberflächlich abfließt.



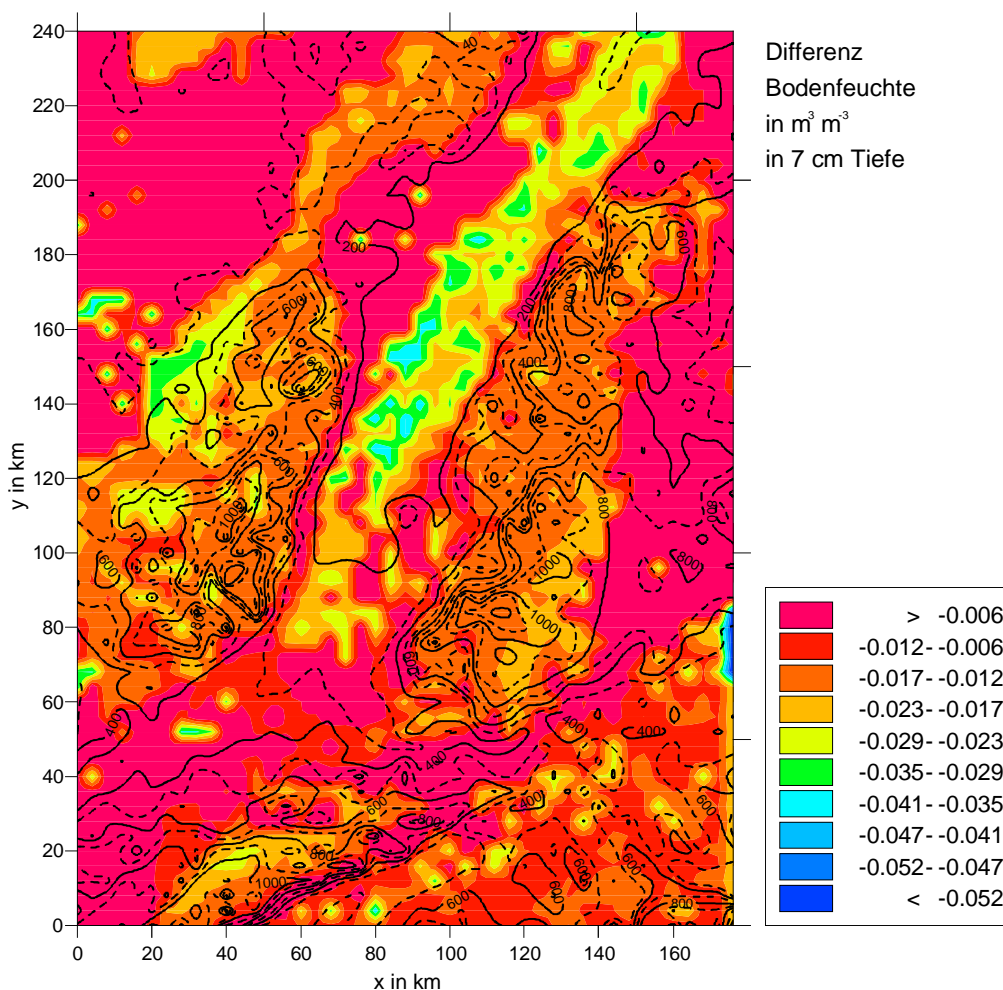
**Abbildung 4.47:** Differenz des aufsummierten Oberflächenabflusses der Simulation ohne Oberflächenspeicher und des Referenzfalls.

Die höchsten Differenzen sind im Rheintal zu finden, wo das Oberflächenwasser aufgrund der geringen Hangneigung sehr lange zur weiteren Infiltration zur Verfügung steht. Darüber hinaus sind in Abbildung 4.47 Waldflächen zu identifizieren, die aufgrund der dort sehr hohen Oberflächenrauigkeit ebenfalls dazu führen, dass aus dem Oberflächenspeicher noch lange Infiltration stattfinden kann. Noch wichtiger ist bei Waldflächen jedoch die erhöhte Makroporosität, denn der Oberflächenspeicher wirkt sich auf den Oberflächenabfluss dann besonders effektiv aus, wenn er sich möglichst häufig füllen und durch Infiltration wieder entleeren kann, ohne dass die maximale Höhe von 2 mm wesentlich überschritten wird. Dies führt dazu, dass – neben den makroporösen Waldgebieten - besonders



bei den grobkörnigen Bodenarten 'grob' und 'mittel' in Abbildung 4.47 die größten Differenzen zu sehen sind. Vergleichsweise geringe Differenzen treten bei der Landnutzungs-kategorie 'Sonderkulturen' auf, da dort die niedrige Oberflächenrauigkeit zu einem schnelleren Abfließen führt.

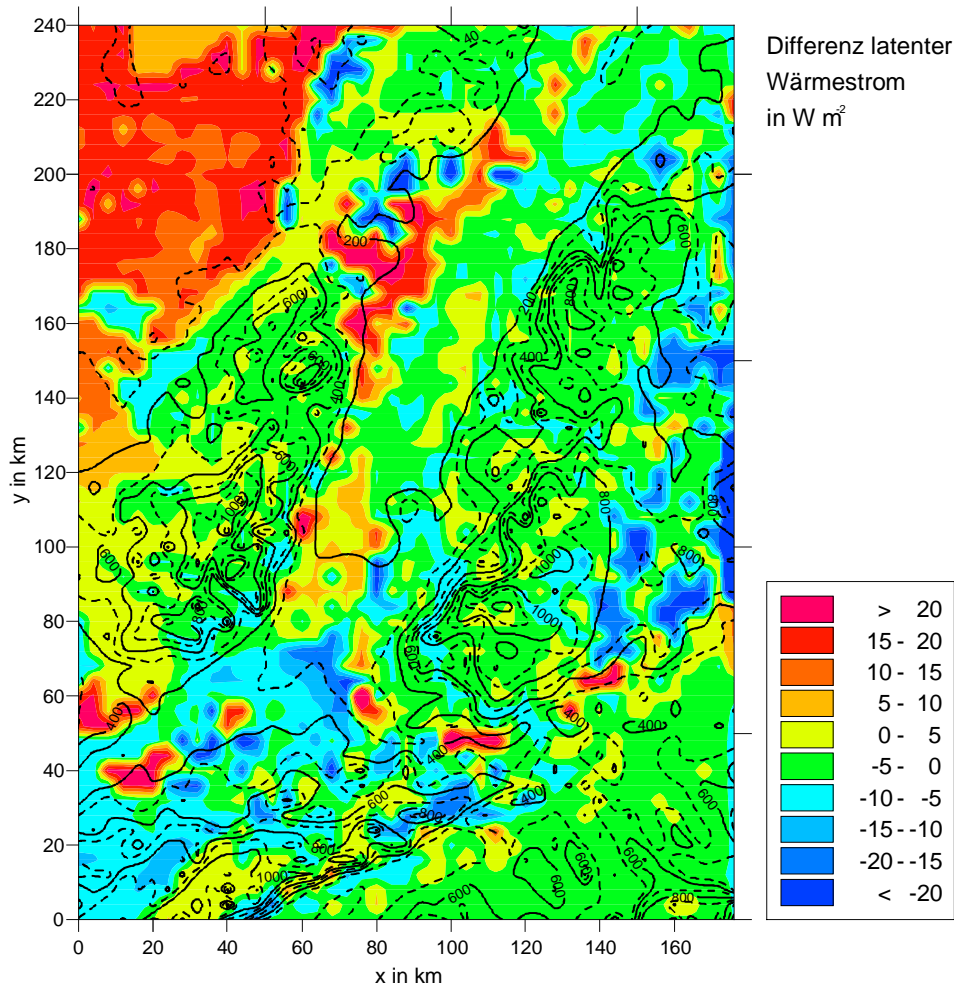
Wird die Simulation mit einem Anfangswert der Bodenfeuchte, der bei Feldkapazität liegt, durchgeführt, so führt die höhere Leitfähigkeit – in Analogie zu der festgestellten großen Differenz bei makroporösen und sandigen Böden – ebenfalls zu größeren Differenzen. Ohne Speicherberücksichtigung fließen dann etwa 5,5 mm mehr oberflächlich ab.



**Abbildung 4.48:** Differenz der Bodenfeuchte in 7 cm Tiefe der Simulation ohne Oberflächenspeicher und des Referenzfalls um 13.00 Uhr.

Das Differenzfeld der Bodenfeuchte um 13.00 Uhr (s. Abb. 4.48) ist im wesentlichen mit dem des Oberflächenabflusses korreliert. Die maximale Abweichung der Feuchte vom Referenzfall erreicht bei grober und mittlerer Textur fast  $-0,06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , während sie bei den

tonigen Böden nahezu bei Null liegt. Ebenfalls geringe Abweichungen sind aus den oben genannten Gründen im Bereich der Vorbergzone von Schwarzwald und Vogesen bei Sonderkulturen festzustellen.



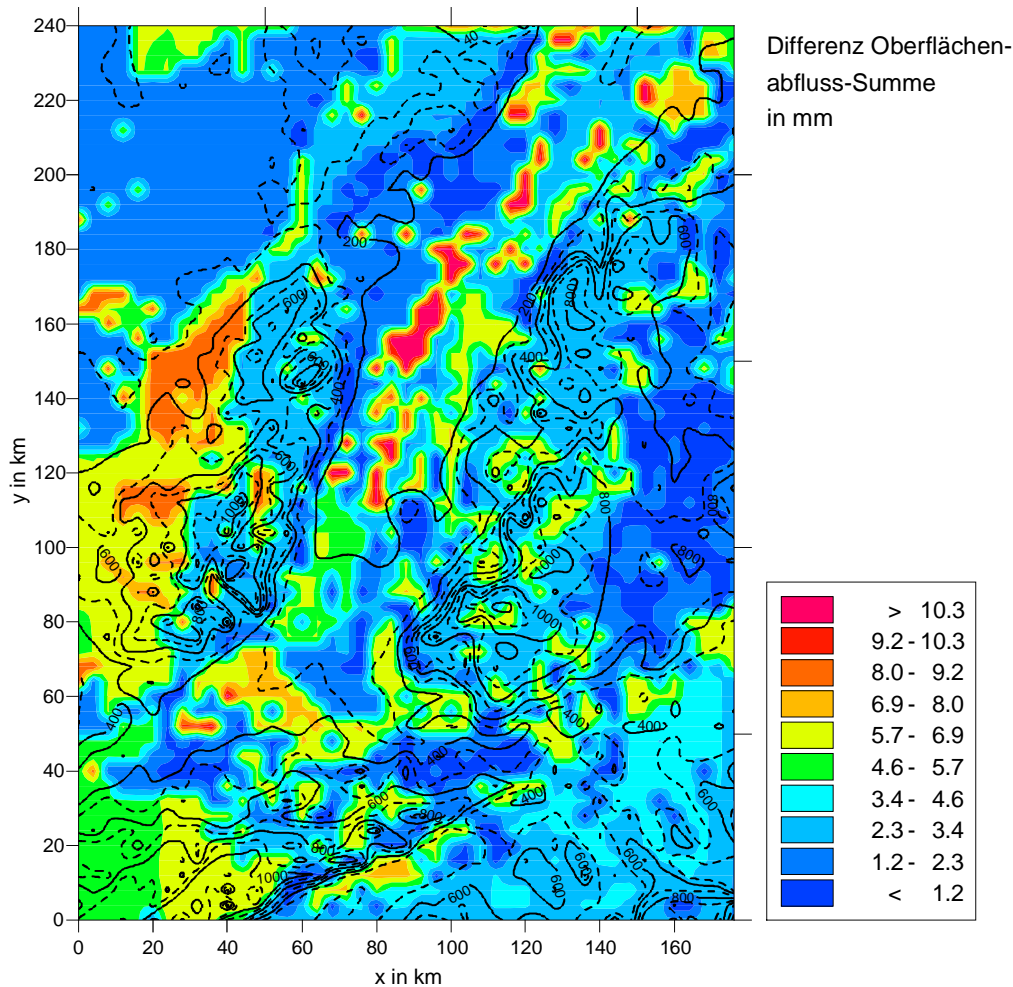
**Abbildung 4.49:** Differenz des latenten Wärmestroms der Simulation ohne Oberflächenspeicher und des Referenzfalls um 13.00 Uhr.

Die Differenz der Evapotranspiration (s. Abb. 4.49) ist entsprechend der geringeren Bodenfeuchte in weiten Teilen des Simulationsgebiets negativ. Die Nichtberücksichtigung der Speicherung von Wasser an der Erdoberfläche führt zu einer Verringerung des latenten Wärmeflusses von maximal  $20 W m^{-2}$  und ist damit etwas niedriger als bei dem in Kapitel 4.2.2.2 (s. S. 130) vorgestellten eindimensionalen Fall. Daneben sind auch einige Regionen mit erhöhter Evapotranspiration festzustellen, für die dynamische Effekte verantwortlich gemacht werden könnten.

Im Falle der Initialisierung mit einer Bodenfeuchte bei Feldkapazität sind diese Differenzen wesentlich geringer, vor allem aufgrund dessen, dass dann der Bodenwassergehalt über den Stomatawiderstand weniger regulierend auf die Transpiration einwirkt, da die Feuchte deutlich über dem Welkepunkt liegt. In diesem Fall schwankt die Differenz nur noch zwischen  $-6 \text{ W m}^{-2}$  und Null.

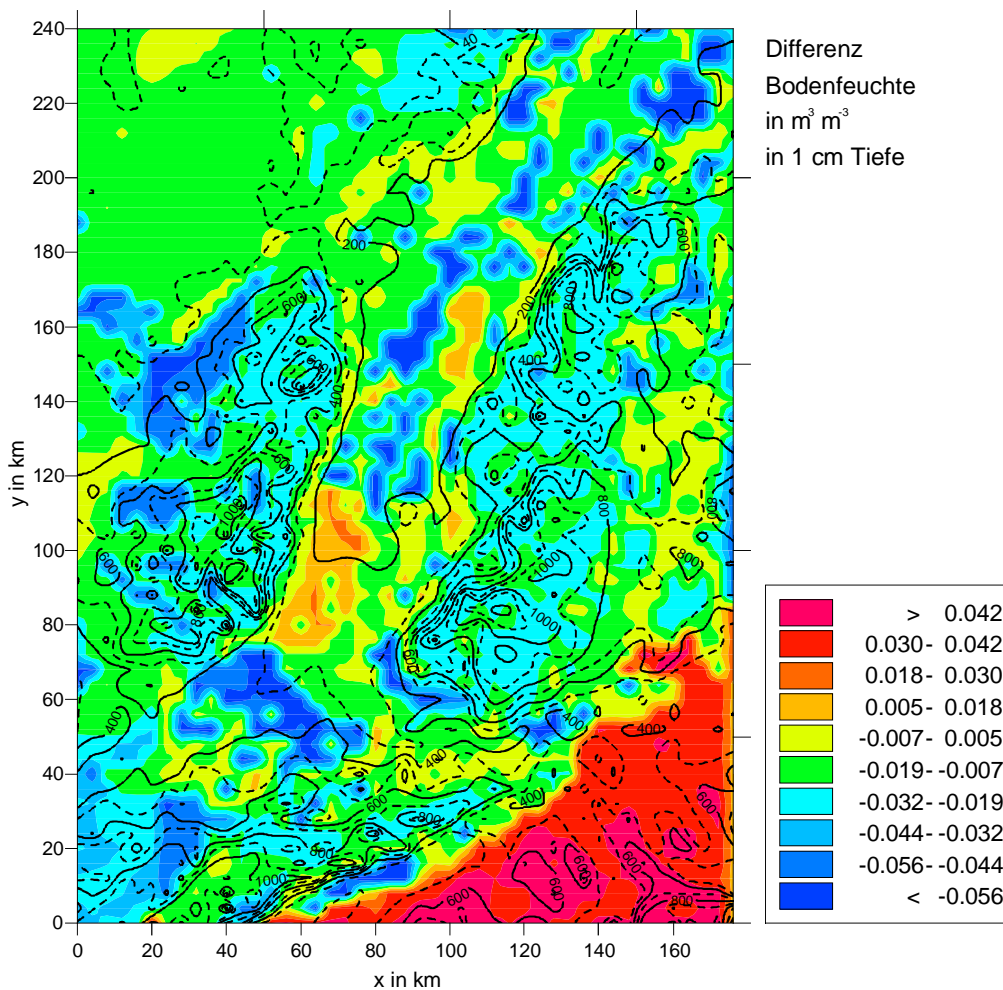
#### **4.3.4 MAKROPOROSITÄT**

Wie der Oberflächenabfluss führt auch die Makroporosität des Bodens zu einem Feuchteanstieg in der Bodensäule, jedoch nicht über die Bereitstellung von Wasser an der Erdoberfläche, sondern über eine Erhöhung der Infiltrationskapazität und eine schnellere Weiterleitung im Boden.



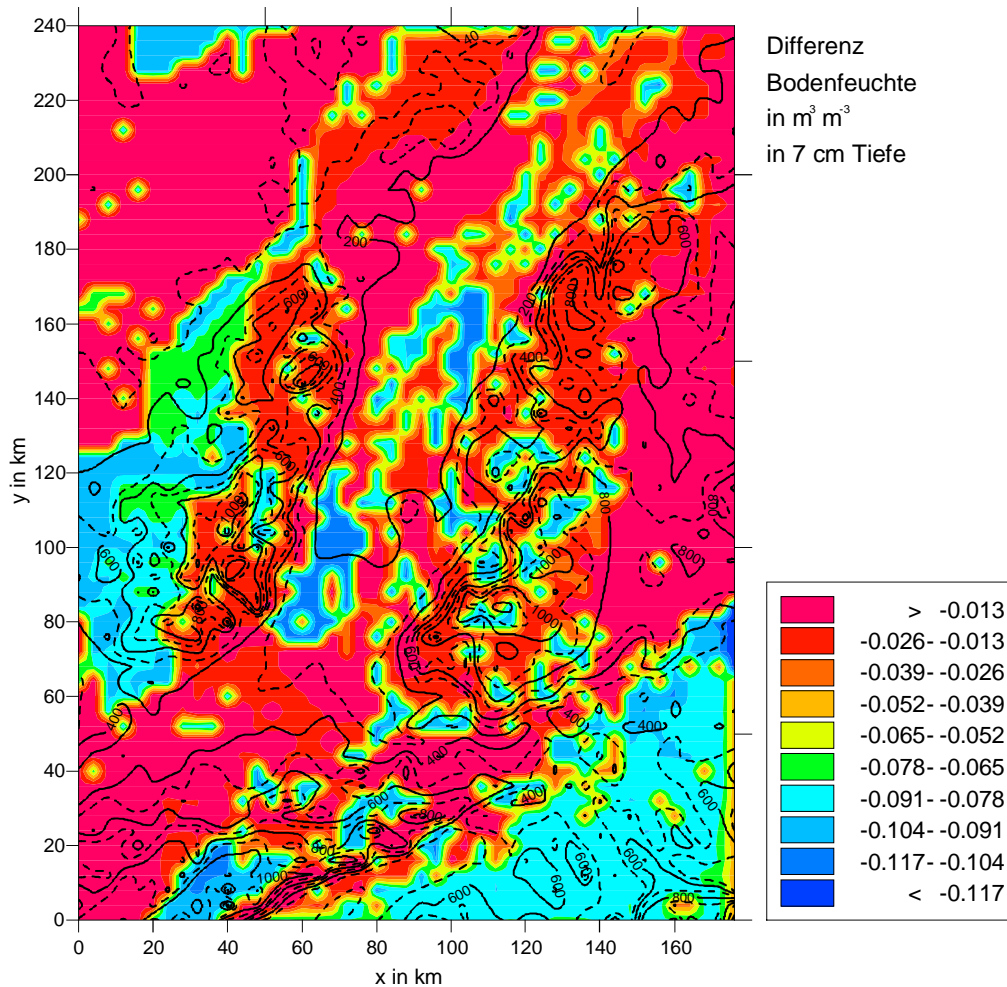
**Abbildung 4.50:** Differenz des aufsummierten Oberflächenabflusses der Simulation ohne Makroporosität und des Referenzfalls.

Wie Abbildung 4.50 zeigt, ist bei einer Vernachlässigung der Makroporosität der Oberflächenabfluss maximal 11 mm höher als beim Referenzfall. Dies wirkt sich besonders bei den sandigen Böden aus, die aufgrund ihrer Bodenkennwerte bereits eine hohe hydraulische Leitfähigkeit haben. Der Einfluss von Waldflächen auf den Oberflächenabfluss ist sehr gering (z. B. Schwarzwald, Vogesen), was mit der Abhängigkeit der Makroporosität vom Wurzelprofil begründet werden kann: In den für den Infiltrationsvorgang wichtigen oberflächennahen Bodenschichten hat die Vegetationsklasse 'Wald' eine geringere Makroporosität als Wiesen- und Ackerflächen. Bei der Landnutzungsclassse 'Sonderkulturen' macht sich die geringe Oberflächenrauigkeit bemerkbar, die trotz der Makroporosität zu hohen Abflussraten führt, was in Abbildung 4.50 in einer geringen Differenz der Abfluss-Summe zu erkennen ist.



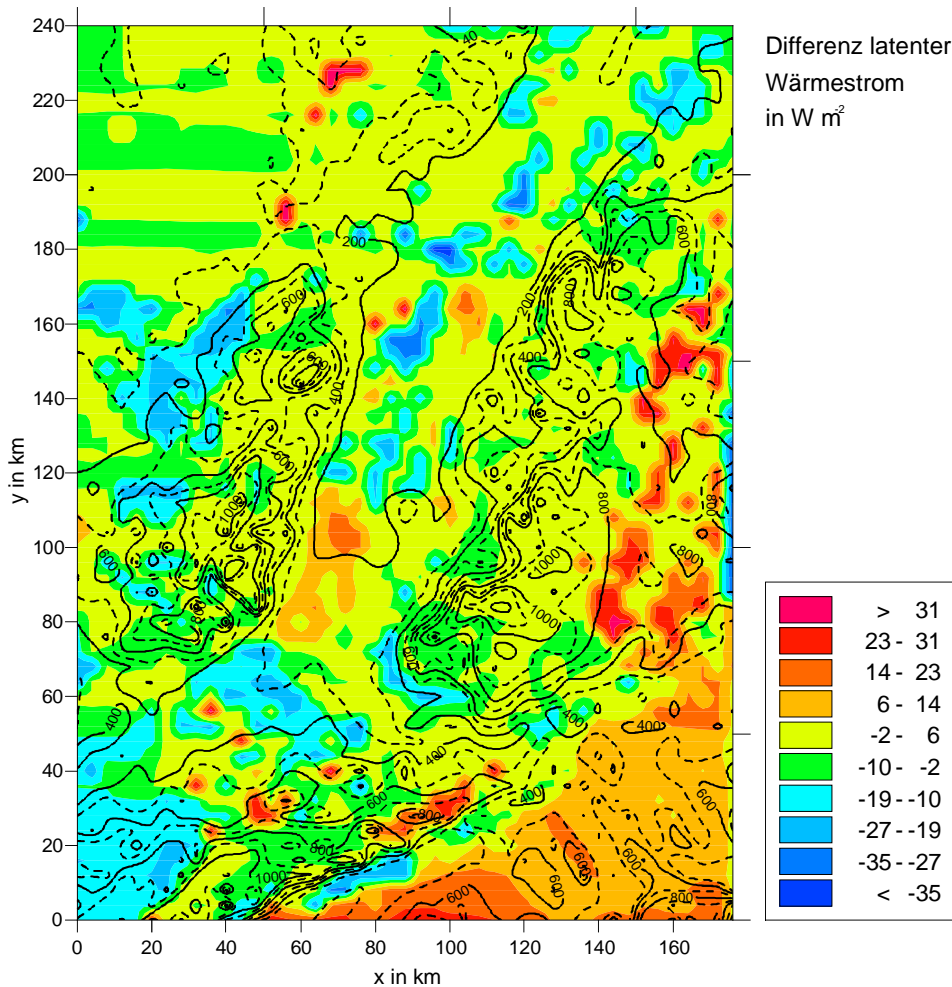
**Abbildung 4.51:** Differenz der Bodenfeuchte in 1 cm Tiefe der Simulation ohne Makroporosität und des Referenzfalls um 15.00 Uhr.

Neben einer Erhöhung der Infiltrationskapazität durch Makroporen führen diese aber auch zu einem schnelleren Weitertransport in tiefere Schichten (vgl. Abb. 4.26, S. 136). Dies kann im Extremfall dazu führen, dass trotz eines 'Wasserverlusts' der Bodensäule bei Nichtberücksichtigung von Makroporen die Bodenfeuchte einer bestimmten Schicht größer sein kann. Zu Beginn des Niederschlagsereignisses betrifft dies die tieferen Schichten, nach dem Niederschlagsereignis die oberen. Je nach Bodenart und Makroporosität sind so in verschiedenen Bodentiefen positive wie negative Differenzen zu finden. So ist beispielsweise um 15.00 Uhr die Feuchte des nicht-makroporösen Bodens bei der Bodenart 'sandiger Lehm' (Schweiz) in 1 cm Tiefe größer als beim Referenzfall (s. Abb. 4.51), in 7 cm Tiefe aber deutlich geringer (s. Abb. 4.52). Bei feineren Bodenarten ist dieser Effekt später zu erwarten.



**Abbildung 4.52:** Differenz der Bodenfeuchte in 7 cm Tiefe der Simulation ohne Makroporosität und des Referenzfalls um 15.00 Uhr.

Die Differenz der Evapotranspiration (s. Abb. 4.53) zeigt in der Folge ebenfalls negative wie positive Werte zwischen  $40 \text{ W m}^{-2}$  und  $-40 \text{ W m}^{-2}$ . Bei der Bodenart 'sandiger Lehm' führt die oben erwähnte Feuchterhöhung in den obersten Bodenschichten der nicht-makroporösen Simulation zu einer Erhöhung der Evapotranspiration. Ebenfalls positive Werte sind in Regionen mit geringer Differenz beim Oberflächenabfluss zu finden. Die stärkste Verringerung der Evapotranspiration ist in den Gebieten anzutreffen, wo im Vergleich zur Simulation mit Makroporosität am meisten oberflächlich abgeflossen ist. Es sind dies die sandigen Gebiete im Oberrheingraben, wo die allgemein starke Evapotranspiration zusätzlich zu einer Verstärkung dieser Differenz führt. Stark negative Werte, die auf dynamische Effekte zurückzuführen sind, sind beispielsweise südöstlich des Schweizer Jura zu finden



**Abbildung 4.53:** Differenz des latenten Wärmestroms der Simulation ohne Makroporosität und des Referenzfalls um 15.00 Uhr.

Bei einer Initialisierung mit einer Bodenfeuchte bei Feldkapazität gehen diese Differenzen deutlich zurück. Die Abweichungen liegen dann nur noch zwischen  $-11 W m^{-2}$  und  $11 W m^{-2}$ . Die Differenzfelder entsprechen qualitativ den hier gezeigten Darstellungen.

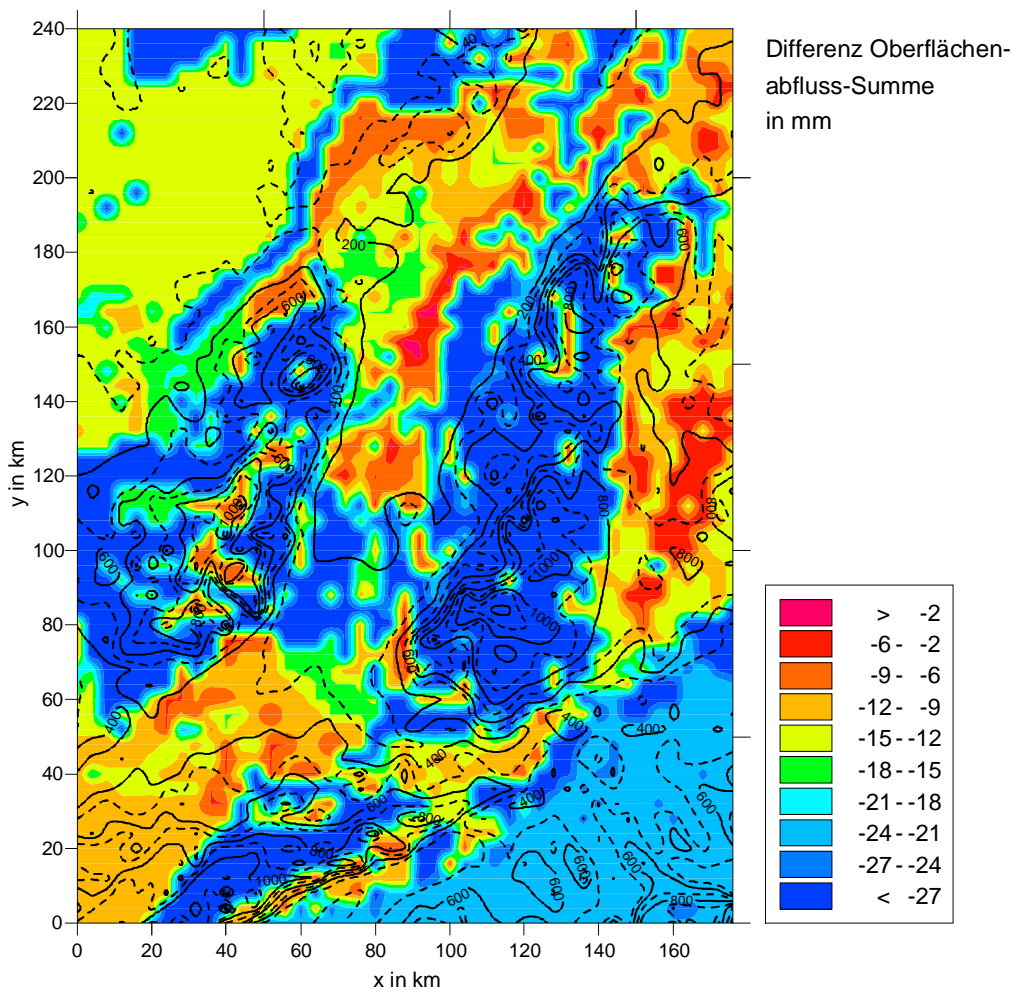
### 4.3.5 PARAMETRISIERUNG DER BODENHYDRAULISCHEN FUNKTIONEN

In Kapitel 4.2.2.5 (s. S. 139) wurde gezeigt, dass die Wahl des Parametrisierungsschemas für die bodenhydraulischen Funktionen (vgl. Tab. 4.3, S. 101) eine Variation der turbulenten Flüsse von 20 bis  $30 W m^{-2}$  bewirken kann. Es wurde aber auch deutlich, dass der Betrag dieser Variation sehr stark von der Bodenart selbst abhängt, je nachdem welche Bodenkennwerte die Parametrisierung der jeweiligen Bodenart zuweist. Um den Einfluss der

Bodenart, aber auch weiterer topografischer Faktoren, auf die Evapotranspiration zu zeigen, werden in diesem Kapitel Simulationen mit zwei unterschiedlichen Parametrisierungen verglichen. Zunächst wurde die vG/RB-Parametrisierung verwendet, die beim Vergleich mit gemessenen Bodenfeuchtwerten die besten Ergebnisse zeigte (s. Kap. 4.1.2, S. 100). Als zweite Parametrisierung wurde das C/CH-Modell verwendet, weil dies das am häufigsten in meteorologischen SVAT-Modulen integrierte Parametrisierungsschema ist. Da beide Parametrisierungen die USDA-Bodenartklassifikation als Eingabeparameter benötigen, mussten der vorliegenden 5-Klassen-Bodenkartierung USDA-Bodenarten zugewiesen werden. Diese Zuweisung erfolgte nach LICHTNER (1999) entsprechend Tabelle 3.1 (s. S. 81).

Im Gegensatz zur eindimensionalen Simulation, wo als Bodenfeuchte-Anfangswert der Bodenwassergehalt bei Feldkapazität gewählt wurde, soll in dieser Simulation von einem 'trockenen' Anfangswert ausgegangen werden, der – wie in den vorangegangenen Simulationen – zwischen Feldkapazität und residualem Wassergehalt liegt. Bei diesem Wassergehalt, der nahe dem permanenten Welkepunkt liegt, sind deutlich größere Auswirkungen auf die Evapotranspiration zu erwarten.

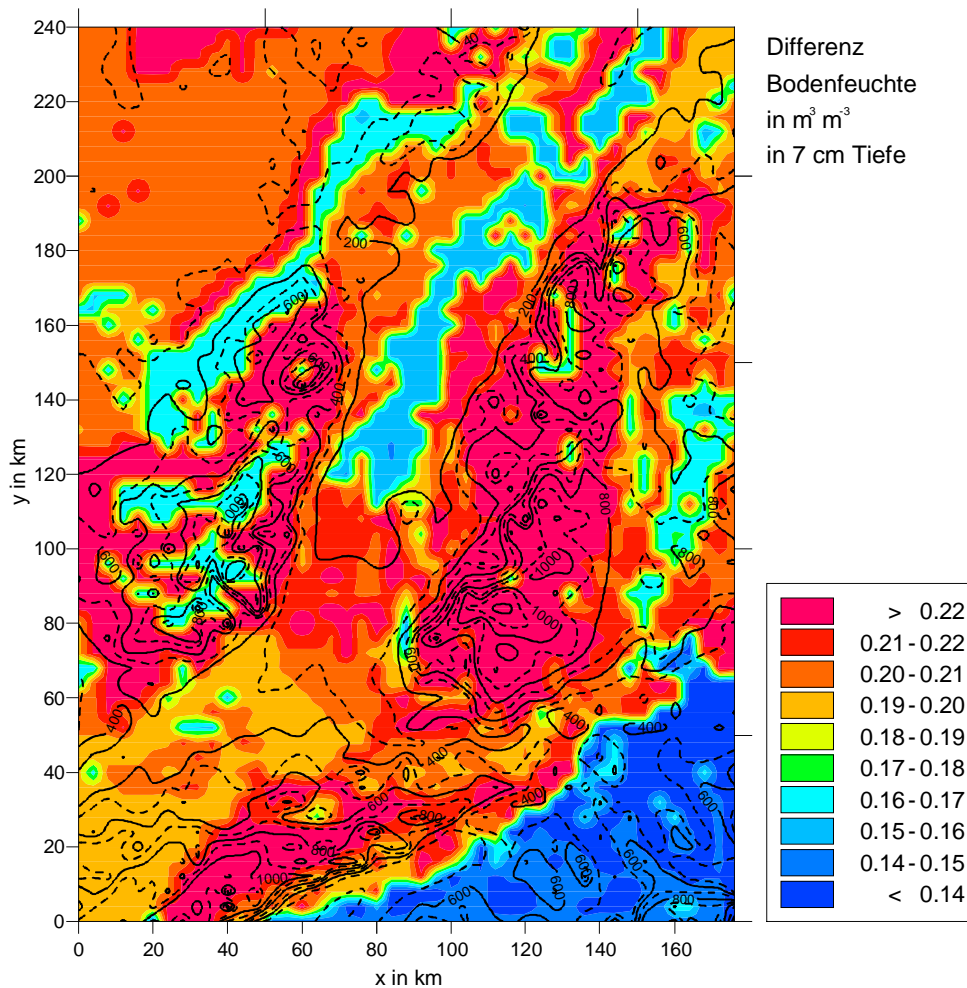




**Abbildung 4.54:** Differenz des aufsummierten Oberflächenabflusses der Simulation mit der C/CH- und der vG/RB-Parametrisierung.

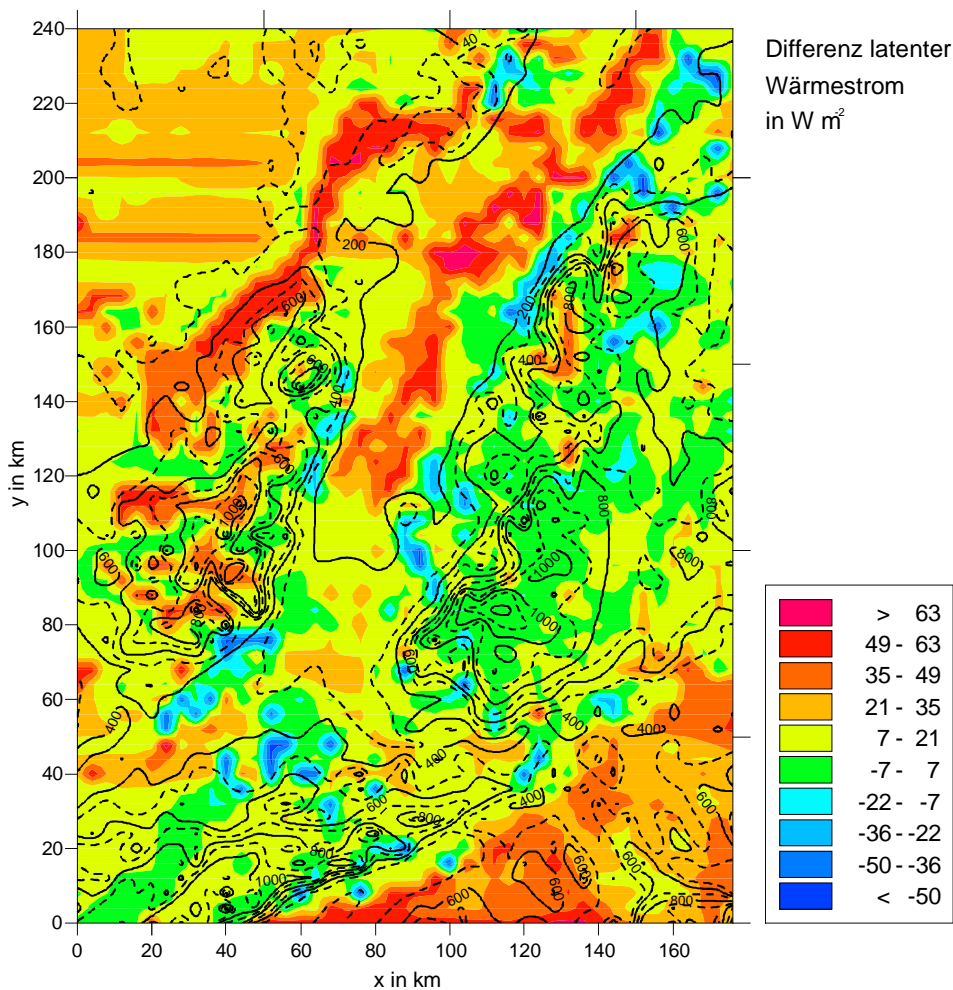
In Abbildung 4.54 ist die Differenz des aufsummierten Oberflächenabflusses nach dem Niederschlagsereignis zwischen der C/CH- und der vG/RB-Parametrisierung dargestellt. Sie beträgt maximal -30 mm, was mehr als einem Drittel der Niederschlagssumme entspricht. Die Differenz ist durchweg negativ, was eine Folge der höheren hydraulischen Leitfähigkeit der C/CH-Parametrisierung ist (s. Abb. 4.3, S. 102), die für eine schnellere Infiltration sorgt. Dies betrifft vor allem den Lehm-Boden ('mittel'). Bei feiner Bodenart beträgt die Differenz nur noch -15 mm, um bei sehr feinem Boden zu verschwinden. In der Folge führt die erhöhte Infiltration zu einer höheren Bodenfeuchte. So ist beispielsweise um 15.00 Uhr in 7 cm Tiefe bei der Bodenart 'mittel' die Bodenfeuchte bei der C/CH-Parametrisierung um über  $0,22 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  gegenüber der vG/RB-Parametrisierung erhöht (s. Abb. 4.55). Diese Feuchtezunahme, verbunden mit einer schnellen Infiltration, war bei den C- und BC-Funktionen bereits bei den eindimensionalen Simulationen festzustellen

(vgl. Abb. 4.9, S. 111). Sie führt in weiten Teilen des Simulationsgebiets zu einem Anstieg des latenten Wärmestroms bei der C/CH-Parametrisierung gegenüber der vG/RB-Parametrisierung um bis zu  $75 \text{ W m}^{-2}$  (s. Abb. 4.56), insbesondere bei grober Bodentextur. Ein zusätzlicher Effekt, der für eine höhere Transpiration sorgt, ist die Koppelung einer hohen hydraulischen Leitfähigkeit mit einem geringeren Matrixpotenzial (vgl. Abb. 4.3, S. 102), was zu einer Herabsetzung der Welkepunktsfeuchte und über den Stomatawiderstand zu einer erhöhten Transpiration führt.



**Abbildung 4.55:** Differenz der Bodenfeuchte in 7 cm Tiefe der Simulation mit der C/CH- und der vG/RB-Parametrisierung um 15.00 Uhr

Wird die Simulation mit einem Bodenfeuchte-Anfangswert bei Feldkapazität durchgeführt, so sind die Differenzen bei der Evapotranspiration deutlich geringer. Die C/CH-Parametrisierung führt in diesem Fall zu bis zu  $45 \text{ W m}^{-2}$  höheren Werten des latenten Wärmestroms.

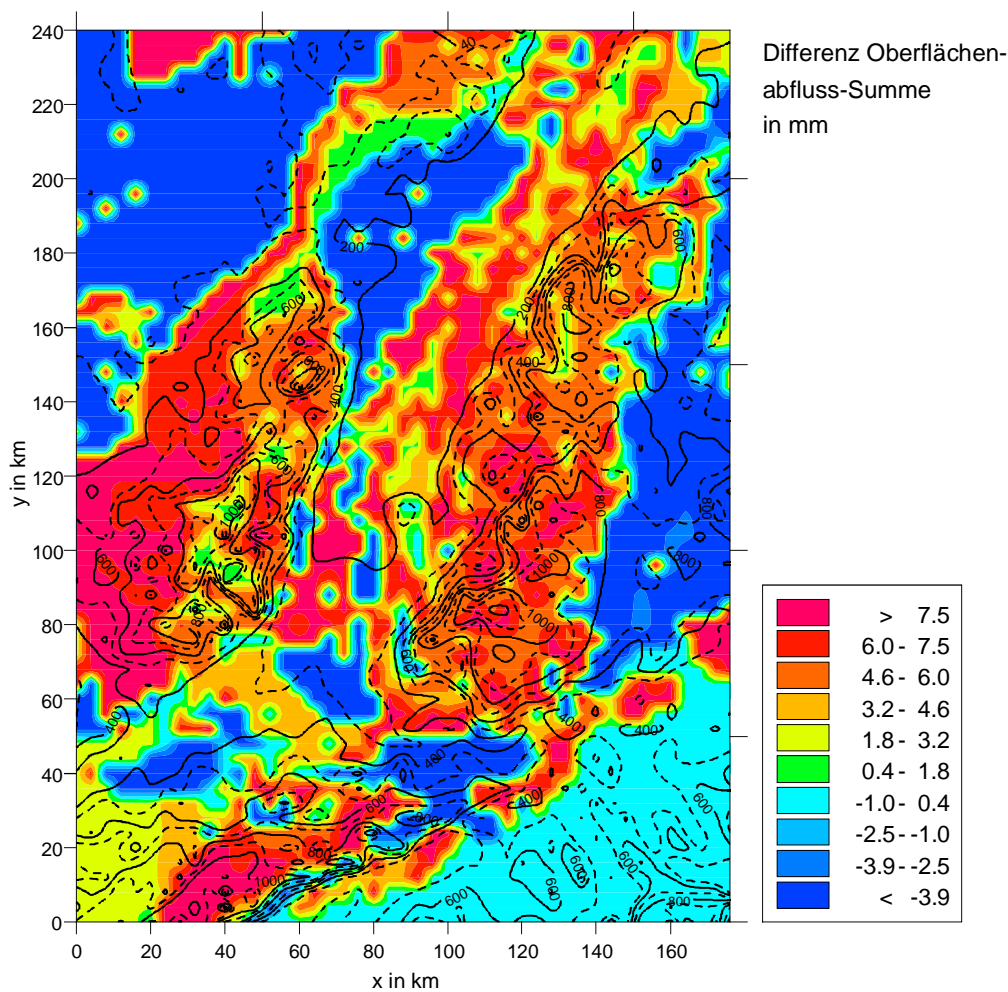


**Abbildung 4.56:** Differenz des latenten Wärmestroms der Simulation mit der C/CH- und der vG/RB-Parametrisierung um 15.00 Uhr.

### 4.3.6 BODENARTKLASSIFIKATION

Werden Simulationen durchgeführt, so muss häufig auf grobe Bodenartkartierungen, wie z. B. eine 5-Klasseneinteilung, zurückgegriffen werden. Verfügt das Modell nicht über eine Pedotransferfunktion, mit deren Hilfe sich die Bodenkennwerte aus beliebigen Texturen berechnen lassen, so müssen wie im vorigen Kapitel den Klassen der Bodenkartierung USDA-Bodenarten zugewiesen werden. Wie in Kapitel 4.2.2.7 (s. S. 144) am Beispiel der Bodenartklassen 'Lehm' und 'mittel' gezeigt werden konnte, kann die Klasseneinteilung zu großen Fehlern bei den turbulenten Flüssen sowie der Temperatur und Feuchte in 2 m Höhe führen. Es ist deshalb zu erwarten, dass bei einer 5-Klassen-Bodenartkartierung mit

einer Zuordnung von USDA-Bodenkennwerten ebenfalls ein großer Fehler gegenüber der Berechnung mittels einer Pedotransferfunktion – wie sie beim Referenzfall verwendet wurde – entsteht. Die Abbildungen 3.10 (s. S. 82) und 3.11 (s. S. 83) zeigen am Beispiel zweier Bodentexturen die zum Teil großen Unterschiede bei den bodenhydraulischen Funktionen. Aus diesem Grund wurden in diesem Kapitel Differenzfelder zwischen einer Simulation mit der Zuordnung von Bodenkennwerten nach LICHTNER (1999) entsprechend Tabelle 3.1 (s. S. 81) und dem Referenzfall erstellt. Die zuerst genannte Simulation entspricht der vG/RB-Parametrisierung des vorigen Kapitels.

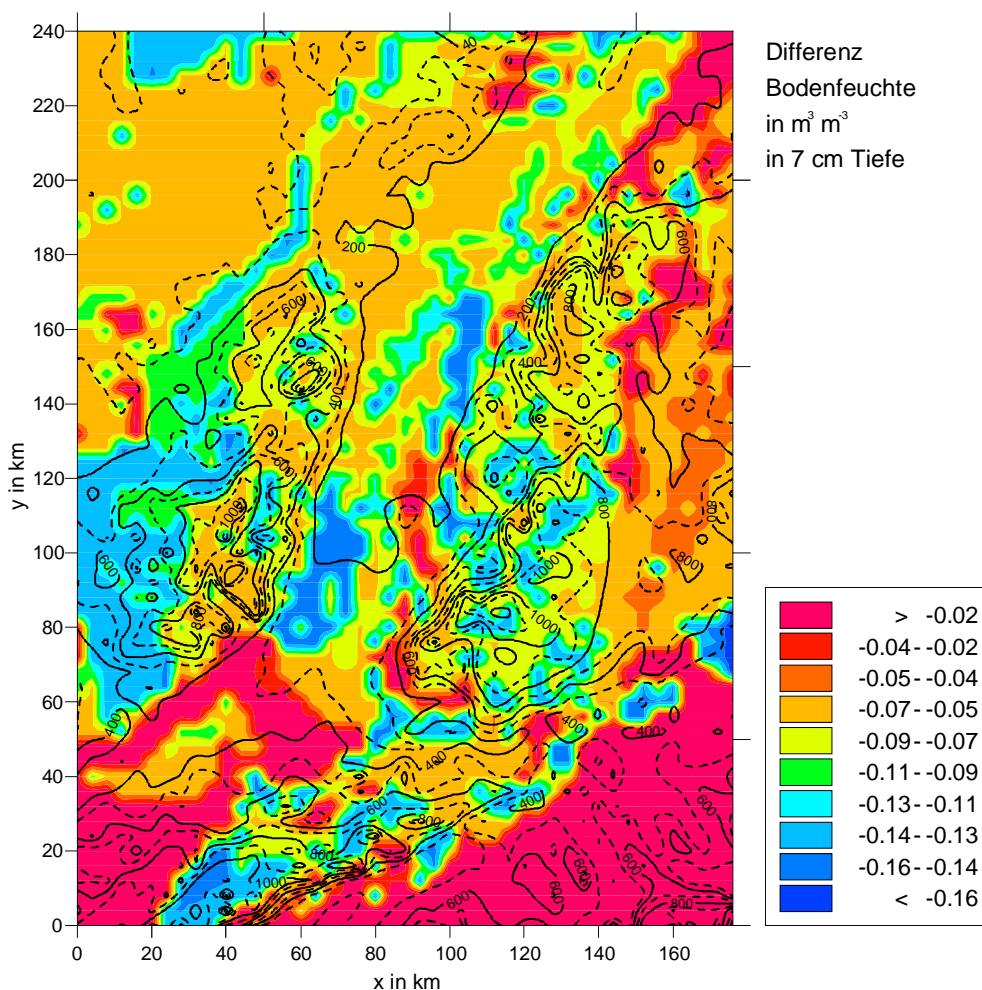


**Abbildung 4.57:** Differenz des aufsummierten Oberflächenabflusses der Simulation mit der Zuordnung von USDA-Bodenkennwerten und dem Referenzfall.

Die Differenz des Oberflächenabflusses (s. Abb. 4.57) ergibt sich aus den unterschiedlichen Bodenkennwerten, die den 5 Klassen zugewiesen werden. Da für den Bereich der Schweiz jeweils mit der Bodenart 'sandiger Lehm' gerechnet wurde, ist dort die Differenz

null. Bei der Bodenart 'mittel-fein', die vor allem in der Burgundischen Pforte anzutreffen ist, sind die Unterschiede ebenfalls sehr gering. Um 9 mm höhere Abflusssummen werden hingegen bei den Texturen 'grob' und 'mittel', um 5 mm geringere bei den Bodenarten 'fein' und 'sehr fein' berechnet.

Das Differenzfeld der Bodenfeuchte in 7 cm Tiefe um 13.00 Uhr (s. Abb. 4.58) zeigt eine sehr heterogene Struktur, die – wie das Differenzfeld der Oberflächenabfluss-Summe - einerseits vom Einfluss der Bodenart, andererseits aber auch von den Parametern der Vegetation geprägt ist.

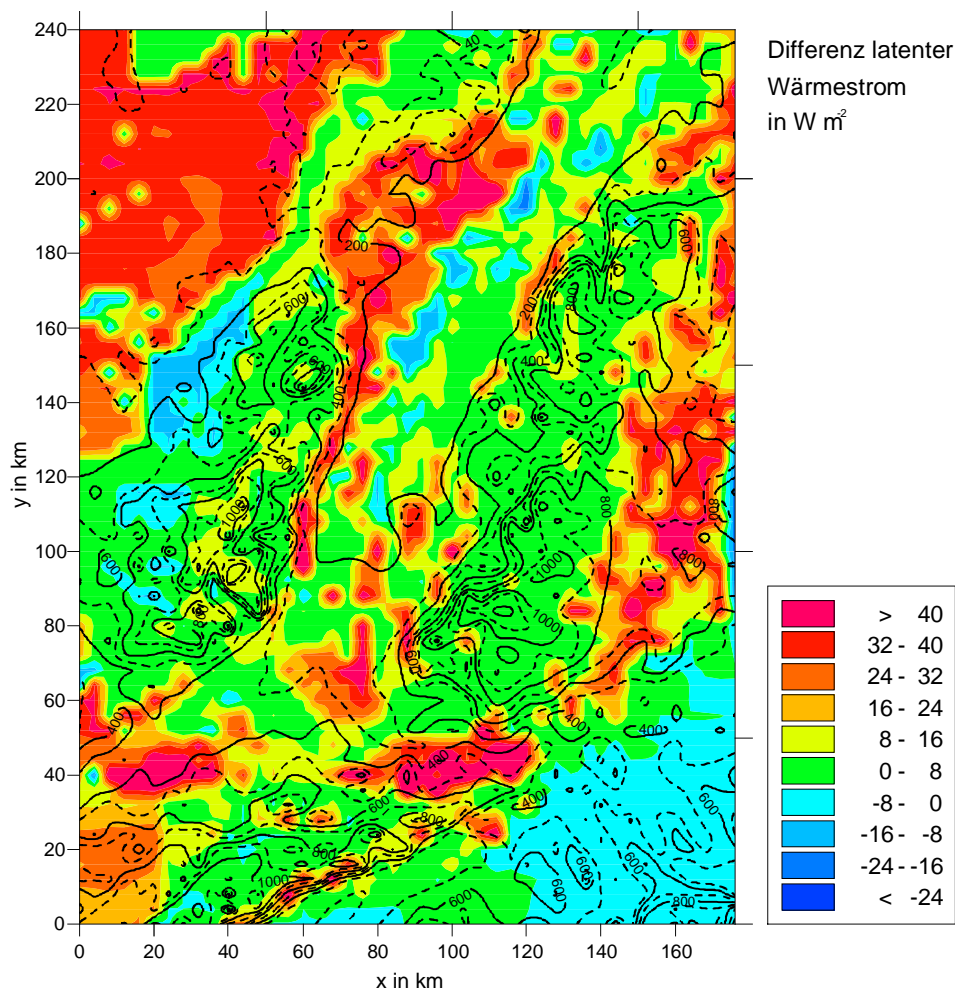


**Abbildung 4.58:** Differenz der Bodenfeuchte in 7 cm Tiefe der Simulation mit der Zuordnung von USDA-Bodenkennwerten und dem Referenzfall um 13.00 Uhr.

Der höhere Oberflächenabfluss der grobkörnigen Bodenarten äußert sich in einer geringeren Bodenfeuchte, insbesondere in Waldgebieten, wo die hohe Makroporosität in tieferen Schichten zu einer stärkeren Austrocknung führt. Umgekehrt gibt es bei den feinkörnigen

Bodenarten kaum Unterschiede zur Berechnung mittels der Pedotransferfunktion des Referenzfalls.

Beim Differenzfeld der Evapotranspiration (s. Abb. 4.59) sind beispielsweise bei Waldflächen über den Bodenartklassen 'fein' und 'sehr fein' Unterschiede von über  $45 \text{ W m}^{-2}$  festzustellen. Negative Differenzen von bis zu  $-25 \text{ W m}^{-2}$  sind ebenfalls bei Waldflächen, jedoch über der Bodenart 'grob' zu finden.



**Abbildung 4.59:** Differenz des latenten Wärmestroms der Simulation mit der Zuordnung von USDA-Bodenkennwerten und dem Referenzfall um 13.00 Uhr.

## 5 SCHLUSSBETRACHTUNGEN

### 5.1 ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION DER ERGEBNISSE

Die Sensitivitätsanalyse nach SPEAR & HORNBERGER (1980) (Kap. 4.2.1, S. 115) konnte zeigen, dass die Atmosphäre unterschiedlich sensitiv auf verschiedene Bodenkennwerte (Größen, die die Bodenart charakterisieren, z. B. residualer Wassergehalt, Sättigungsleitfähigkeit etc.) reagiert, je nach deren Belegung mit empirischen Werten. Führt man Simulationen ohne Bodenartkartierung durch, geht man also davon aus, dass die Bodenkennwerte über den gesamten Bereich der Bodenarten variieren können, so zeigt die Atmosphäre an Strahlungstagen die höchste Sensitivität auf den residualen Bodenwassergehalt, den Porengröße-Parameter und den Bodenwassergehalt bei Sättigung des Bodens (s. Abb. 4.13, S. 120). Die Bodenwasser-Umverteilung ist an solchen Tagen sehr gering. Die sensitive Reaktion der Atmosphäre aufgrund der Variation der Bodenkennwerte wird also nicht über das Matrixpotenzial oder die hydraulische Leitfähigkeit, sondern über andere Parametrisierungen gesteuert. Der Einfluss der Bodenkennwerte auf die Atmosphäre über die Albedo und das Emissionsvermögen der Erdoberfläche, die die Strahlungsbilanz des Erdbodens beeinflussen, kann als gering angesehen werden. Dies ist damit zu begründen, dass sich diese beiden Größen im wesentlichen mit dem Bodenwassergehalt ändern, dieser an diesem Tag aber nahezu konstant blieb. Der entscheidende Prozess, über den Energieumsetzungen zwischen Boden und Atmosphäre gesteuert werden, ist die Transpiration, die wiederum über den Stomatawiderstand reguliert wird. Wie Abbildung 4.14 (S. 121) zeigt, hängt diese Größe stark vom residualen Wassergehalt und dem Porengröße-Parameter ab. Die Wärmekapazität und –leitfähigkeit ist bedeutend vom luftgefüllten Porenraum abhängig. Dessen Volumen wird – neben dem Bodenwassergehalt – durch den Sättigungswassergehalt gesteuert. In der Folge variiert die Wärmeleitfähigkeit mit der Bodenart stärker, als dies bei einer Änderung der Bodenfeuchte um etwa  $0,01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , wie sie an einem Strahlungstag zu finden ist, der Fall ist (vgl. Abb. 3.13, S. 87). Dies kann als Ursache für die hohe Sensitivität der Atmosphäre auf die Variation des Sättigungswassergehalts angesehen werden.

Variiert man die Bodenkennwerte über in der Literatur angegebene Bereiche (s. Abb. 4.16, S. 123) oder über die Standardabweichung aufgrund der Mittelung der gemessenen Bodenkennwerte (Abb. 4.15, S. 122), so erhält man ähnliche Ergebnisse. Insbesondere die Variation über die Standardabweichung zeigt, dass die Heterogenität natürlicher Böden zu großen Unsicherheiten bei der Bestimmung der Bodenkennwerte und damit zu ungenauen Simulationsergebnissen führen kann.

An Tagen mit Niederschlag ist im Gegensatz zu Strahlungstagen der Bodenwassertransport der entscheidende Prozess, über den die Bodenkennwerte die Atmosphäre beeinflussen. Die Abhängigkeit der Wärmeleitung von der Bodenfeuchte spielt dann eine große Rolle für die Energieumsetzungen der Erdoberfläche. Dem Stomatawiderstand hingegen kommt aufgrund der schwächeren Strahlungsumsetzungen eine geringere Bedeutung zu, und so ist die sensitive Reaktion der Atmosphäre an Niederschlagstagen vor allem auf die sich ändernde Bodenfeuchte und damit auf die bodenhydraulischen Funktionen zurückzuführen. Hier ist im wesentlichen die hydraulische Leitfähigkeit bei Sättigung der Parameter, der als der wichtigste erachtet werden muss (s. Abb. 4.19, S. 126). Insbesondere die Infiltration, also die Menge an Wasser, die schließlich dem Boden zur Verfügung steht, wird von der Sättigungsleitfähigkeit bestimmt. Ergebnisse von KABAT ET AL. (1997) und MERZ (1996) können damit bestätigt werden. Daneben sind aber auch Sättigungswassergehalt, Porengröße-Parameter und wiederum der residuale Wassergehalt wichtige Größen. Der maximale Makroporositätsfaktor ist ebenfalls von Bedeutung, da auch er entscheidend in den Bodenwassertransport und vor allem den Infiltrationsvorgang eingebunden ist. Eine untergeordnete Rolle hingegen spielen das Matrixpotenzial bei Sättigung, die Hangneigung und die Oberflächenrauigkeit. Dies zeigen - neben der Sensitivitätsanalyse - auch die dreidimensionalen Simulationen, wo der Einfluss der Hangneigung fast vollständig vom Einfluss der unterschiedlichen Bodenarten überdeckt wird (vgl. z. B. Abb. 4.42, S. 155).

Zur Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen wird in meteorologischen SVAT-Modellen fast ausnahmslos die Parametrisierung nach CAMPBELL (1974) oder BROOKS & COREY (1964) verwendet. Dies rührt daher, dass die meisten mesoskaligen SVAT-Modelle aus globalen Modellen übernommen wurden, in denen diese Parametrisierungen ausreichend gute Ergebnisse liefern (z. B. BOSILOVICH & SUN, 1995; VERSEGHY, 1991; CAPEHART & CARLSON, 1994; CASSARDO ET AL., 1998). Mit der Forderung, auch bei



Kurzzeitsimulationen und hoher vertikaler Auflösung des Bodens in mesoskaligen Modellen die Bodenfeuchte besser simulieren zu können, bietet es sich an, die im Bereich der Hydrologie favorisierte Parametrisierung nach VAN GENUCHTEN (1980) zu verwenden. Diese ist numerisch zwar geringfügig schwieriger zu handhaben, entspricht aber eher gemessenen Werten (CUENCA ET AL., 1996). Zudem konnten einige vergleichende Simulationen (z. B. SHAO & IRANNEJAD, 1999) die Qualität dieser Parametrisierung zeigen.

Unsicherheiten bisheriger Vergleiche der Parametrisierungen betreffen die Bodenart-Klassifikation, denn die Simulationen wurden nur bei einer bestimmten Bodenart durchgeführt. Aufgrund der Klassifikation der Bodenarten ergeben sich auch innerhalb einer Bodenartklasse erhebliche Unterschiede (vgl. Kap. 4.2.2.7, S. 144), die an jene aufgrund einer geänderten Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen heranreichen können. Wenn mit Feldkapazität initialisiert wird führt die Variation der Parametrisierung zwar zu Differenzen der turbulenten Flüsse im Bereich von etwa 30 bis 40  $\text{W m}^{-2}$  (s. Abb. 4.31, S. 142), die Variation der Bodentextur innerhalb der 5-Klasseneinteilung aber auch bis zu 15  $\text{W m}^{-2}$  (s. Abb. 4.35, S. 147). Erst durch die Verwendung der zwölfteiligen Klasseneinteilung kann diese Unsicherheit verringert werden. Um sie weiter zu minimieren, wurden mit dem vorliegenden Modell an drei Stationsorten mit unterschiedlichen Bodenarten Vergleichssimulationen mit verschiedenen Parametrisierungen der bodenhydraulischen Funktionen durchgeführt.

Ein weiterer Interpretationsfehler kann dadurch entstehen, dass nur bestimmte Simulationszeiträume betrachtet werden, denn wie die Ergebnisse in Kapitel 4.1.2 (s. S. 100) zeigen, ist die Qualität der Parametrisierung stark von den Umgebungsbedingungen, insbesondere vom Bodenwassergehalt, abhängig. Beispielsweise unterschätzen die BC- und C-Funktionen bei hoher Bodenfeuchte die gemessene Feuchte (s. Abb. 4.7, S. 108) und die vG-Funktionen liefern die besseren Ergebnisse, während bei niedriger Bodenfeuchte die vG-Funktionen zu einer Überschätzung führen (s. Abb. 4.9, S. 111) und nun die BC- und C-Funktionen zu besseren Simulationsergebnissen führen. Aus diesem Grund wurden in dieser Arbeit über sehr viele Einzeltage Simulationen durchgeführt, um möglichst viele verschiedene Umgebungsbedingungen einzuschließen.

Selbstverständlich spielt bei einer Gegenüberstellung der Parametrisierungen auch das verwendete Modell eine Rolle. Verfügt das Modell nicht über eine Parametrisierung des Makroporenflusses, so kann die höhere hydraulische Leitfähigkeit der C- und BC-Funktionen

das Fehlen dieses Prozesses kompensieren. Dies führt allerdings bei nicht makroporösem Boden und hoher Bodenfeuchte zu einer zu hohen Versickerung und einer Angleichung des Bodenfeuchteprofils (vgl. Abb. 4.7, S. 108).

Beim Vergleich der sieben Parametrisierungen (s. Tab. 4.3, S. 101) führt die Parametrisierung nach VAN GENUCHTEN (1980) mit den Bodenkennwerten nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982) an allen drei Messorten im Mittel zu den besten Ergebnissen. Die Simulationsbeispiele in Kapitel 4.1.2 (s. S. 100) zeigen, dass diese Parametrisierung an Strahlungstagen sowie an Niederschlagstagen bei geringer und auch bei niedriger Bodenfeuchte den gemessenen Bodenwassergehalt hinreichend gut simulieren kann. An der Simulation eines ganzen Monats (s. Abb. 4.10, S. 112) ist zu sehen, dass diese Parametrisierung auch für Langzeitsimulationen geeignet ist. Darüber hinaus bestätigen die Simulationen in diesem Kapitel die Fähigkeit des vorliegenden Bodenmodells, die Bodenfeuchte unter verschiedenen Umgebungsbedingungen und über unterschiedliche Zeiträume realistisch zu simulieren.

Die Sensitivität der unteren Atmosphäre auf hydrologische Prozesse (s. Kap. 4.2.2, S. 127) soll zeigen, welche Komponenten des Wasserkreislaufs eine große Bedeutung haben und welche Prozesse in SVAT-Modulen für mesoskalige atmosphärische Modelle vernachlässigt werden können.

Das Modell wurde um eine einfache Parametrisierung des Makroporenflusses erweitert. Makroporenfluss spielt besonders bei Kurzzeitsimulationen von weniger als einem Tag eine Rolle, denn er beschleunigt bei hoher Bodenfeuchte die Infiltration und die Weiterleitung des Bodenwassers infolge der Gravitationskraft (s. z. B. Abb. 4.26, S. 136). Aufgrund von negativen Rückkopplungen (z. B. bedingt eine durch Makroporosität entstandene hohe Bodenfeuchte eine höhere hydraulische Leitfähigkeit, die wiederum zu einer Abnahme der Bodenfeuchte führt) nimmt die Bedeutung des Makroporenflusses mit zunehmender Simulationsdauer wieder ab. Bei den in dieser Arbeit durchgeführten eintägigen Simulationen (s. Kap. 4.2.2.4, S. 135 u. Kap. 4.3.4, S. 165) ist nur bei niedriger Bodenfeuchte nahe dem Welkepunkt, wenn die Transpiration durch den Makroporenfluss gesteigert werden kann, eine relevante Auswirkung auf die die turbulenten Flüsse, die Temperatur und die Feuchte in 2 m Höhe festzustellen.

Als weiterer hydrologischer Prozess wurde die Speicherung von Wasser an der Erdoberfläche, falls die Infiltrationskapazität überschritten wird, eingeführt. Aus diesem schichtförmig fließenden Speicher ist eine Reinfiltration möglich, sobald die Infiltrationskapazität vom Niederschlag wieder unterschritten wird. Die Fließgeschwindigkeit ist abhängig von der Oberflächenrauigkeit des Erdbodens, also vom Rauigkeitskoeffizient nach Manning, und von der Hangneigung. Beide Größen bestimmen, welcher Speicheranteil als Oberflächenabfluss dem Boden nicht mehr zur Verfügung steht. Die Sensitivitätsanalyse nach SPEAR & HORNBERGER (1980) ergab, dass die Atmosphäre auf eine Änderung der Hangneigung oder des Rauigkeitsparameters nicht sensitiv reagiert. Dennoch zeigen Simulationen (s. Abb. 4.23, S. 132), dass durch die Vernachlässigung des Oberflächenspeichers die Evapotranspiration um  $25 \text{ W m}^{-2}$  zurückgeht und die Temperatur in 2 m Höhe um 0,5 K ansteigt. Diese hohen Abweichungen sind dadurch zu erklären, dass sehr große Niederschlagsraten, wie sie besonders bei einem kleinen Modellzeitschritt auftreten können, zu einer Überschreitung der Infiltrationskapazität führen. Diese Wassermenge wird nun gespeichert und kann im nächsten Zeitschritt infiltrieren. Der Speicheranteil hingegen, der oberflächlich abfließt, ist im Vergleich zur Niederschlagsmenge sehr gering, so dass die Atmosphäre nur wenig sensitiv auf die Variation der Hangneigung und des Rauigkeitsparameters nach Manning reagiert. Selbst unter extremen Bedingungen, wie einer Hangneigung von  $30^\circ$ , einem geringen Rauigkeitswert von 0,05 (bei 'Sonderkulturen') und einem maximal gefüllten Oberflächenspeicher (0,2 mm) wird pro Zeitschritt nur etwa 6 % des Speichers dem Oberflächenwasser zugeführt. Bei Waldflächen hingegen führt die erhöhte Oberflächenrauigkeit (Rauigkeitsbeiwert 0,35) im obigen Beispiel dazu, dass nur 0,6 % des Oberflächenspeichers abfließen. Dieses Resultat deckt sich mit Messergebnissen, die zeigen, dass Wald Oberflächenabfluss fast vollständig verhindert (WOHLRAB ET AL., 1992). Erst bei sehr hohen Niederschlagsraten, wenn der maximale Oberflächenspeicher überschritten wird, wird mehr Oberflächenabfluss generiert. Berücksichtigt man jedoch die Makroporosität des Bodens, so wird die Infiltrationskapazität erhöht und die Bedeutung des Oberflächenspeichers für das Simulationsergebnis geht auch bei unbewaldeten Flächen zurück. Wie die Ergebnisse der dreidimensionalen Simulationen zeigen (s. Abb. 4.49, S. 164), liegt dann die Abweichung der Evapotranspiration ohne Berücksichtigung des Speichers bei nur noch  $20 \text{ W m}^{-2}$ .

Neben den Eingabeparametern müssen dem Modell auch Anfangswerte vorgegeben werden. Die Bodenhydrologie betreffend ist hier die Bodenfeuchte zu Simulationsbeginn von hohem Interesse, denn es konnten durch deren Variation extreme Auswirkungen auf die Atmosphäre nachgewiesen werden (z. B. JACOBSEN, 1999). Bei den in dieser Arbeit durchgeführten Variationen des Bodenfeuchte-Anfangswerts wurden bei den turbulenten Flüssen maximale Abweichungen von 50 bis 90  $\text{W m}^{-2}$  festgestellt (s. Abb. 4.21, S. 129 u. Abb. 4.46, S. 160). Bei der Lufttemperatur lagen diese bei 1,5 K. Dies begründet auch, dass große Anstrengungen unternommen werden, den Vorhersagemodellen im operativen Einsatz flächendeckend Anfangswerte der Bodenfeuchte bereitzustellen (vgl. Kap. 2.3.2.9, S. 34).

Ein Problem bei der Bereitstellung von Bodenkennwerten ist, dass diese sehr stark von der Bodentextur abhängen. Die in dieser Arbeit durchgeführten Simulationen ergaben, dass bei einer Variation der Bodenart Unterschiede bei der Evapotranspiration von etwa 30  $\text{W m}^{-2}$  möglich sind (s. Abb. 4.32, S. 143). Um dem Modell exaktere Bodenkennwerte liefern zu können, wird der Boden in Bodenartklassen eingeteilt. Die Abweichung der in vivo vorliegenden Bodenart wird dann umso geringer, je feiner die Bodenartklassifikation ist. Vergleichssimulationen der häufig verwendeten Einteilung in 5 Klassen (LENZ, 1996) mit Simulationen, die die exakte Bodentextur verwenden, zeigen, dass durch diese Klasseneinteilung die Abweichung halbiert werden kann: Die Variation der Bodentextur innerhalb der Bodenartklasse 'mittel' führt nunmehr zu einer Differenz von 15  $\text{W m}^{-2}$  bei der Evapotranspiration und 0,3 K bei der Temperatur in 2 m Höhe (s. Abb. 4.35, S. 147), was aber immer noch einen hohen Fehler bedeutet. Weiter verbessern kann man das Simulationsergebnis durch die zwölfteilige USDA-Klassifikation: Hier betragen die Unterschiede bei der Evapotranspiration und der Temperatur innerhalb der Bodenart 'Lehm' nur noch 4  $\text{W m}^{-2}$  bzw. weniger als 0,1 K (s. Abb. 4.37, S. 149). Liegt dennoch lediglich eine 5-Klasseneinteilung vor, so müssen den einzelnen Bodenklassen Bodenkennwerte zugeordnet werden. Da in der Literatur aber ausschließlich Bodenkennwerte entsprechend der zwölfteiligen USDA-Klassifikation vorliegen, müssen Werte gewählt werden, die nicht exakt dem Texturbereich der 5-Klasseneinteilung entsprechen. Man kann diese Ungenauigkeit minimieren, indem man – unter der Vorgabe eines mittleren Sand- und Tongehalts innerhalb einer Klasse – die Bodenkennwerte mittels einer Pedotransferfunktion berechnet. Die Differenz der Evapotranspiration im Vergleich zu einer Simulation, die Bodenkenn-

werte mittels einer 'ungenauen' Zuordnung verwendet, kann  $45 \text{ W m}^{-2}$  überschreiten (s. Abb. 4.59, S. 176) und ist damit höher als bei der Vernachlässigung des Oberflächenspeichers oder der Makroporosität.

Hohe Unterschiede bei den turbulenten Flüssen und der Temperatur erhält man auch aufgrund verschiedener Parametrisierungsansätze für die hydraulische Leitfähigkeit, das Matrixpotenzial und die Bodenkennwerte: Bei einer Variation über sieben verschiedene Parametrisierungen liegen diese bei einem Lehmboden und der Vegetation 'Wiese' bei  $20 \text{ W m}^{-2}$  bis  $30 \text{ W m}^{-2}$  bzw.  $0,5 \text{ K}$ . Vergleicht man direkt die in meteorologischen SVAT-Modellen am häufigsten verwendete Parametrisierung nach CAMPBELL und CLAPP & HORNBERGER mit dem in der Hydrologie gebräuchlichen Ansatz nach VAN GENUCHTEN (1980) (mit Bodenkennwerten nach RAWLS & BRAKENSIEK, 1982) unter verschiedenen topografischen Bedingungen, so liegen die Unterschiede bei der simulierten Evapotranspiration um die Mittagszeit bei  $40 \text{ W m}^{-2}$ , wenn man den 'Extremfall' einer Initialisierungsfuchte knapp über dem Welkepunkt betrachtet sogar bei  $75 \text{ W m}^{-2}$  (s. Abb. 4.56, S. 173). Im Rückblick auf die deutlich besseren Ergebnisse bei der Bodenfeuchtesimulation (vgl. Kap. 4.1.2, S. 100) der van Genuchten-Parametrisierung, ist bei Simulationen mit der Parametrisierung nach CAMPBELL (1964) und CLAPP & HORNBERGER (1978) ein großer Fehler zu vermuten.

Eine hydrologische Komponente, die über kapillaren Aufstieg oder einen, aufgrund der höheren Bodenfeuchte, vergrößerten Abfluss am Modellunterrand die Bodenfeuchte beeinflusst, ist Grundwasser. Die Testsimulationen zeigten jedoch bei einem Grundwasser-Flurabstand von  $1,9 \text{ m}$  keine Auswirkung auf die turbulenten Flüsse, die Lufttemperatur oder die spezifische Feuchte. Selbst bei einer Verringerung des Flurabstands auf knapp einen Meter, ergab dies nur Abweichungen von  $5 \text{ W m}^{-2}$ . Bei der Lufttemperatur lagen die Differenzen unter  $0,1 \text{ K}$ .

Die dreidimensionalen Simulationen haben gezeigt, dass der Einfluss der Bodenfeuchte auf die Evapotranspiration aufgrund einer unterschiedlichen Behandlung der Bodenhydrologie am stärksten von der Wahl der Bodenart abhängt. Dieser Einfluss überwiegt deutlich den Effekt, der die Vegetation aufgrund unterschiedlicher Vegetationsparametern bewirkt. Darüber hinaus ist dieser Einfluss wesentlich vom Initialisierungswert der Bodenfeuchte abhängig. In dieser Arbeit wurde stets ein vertikal homogenes Profil als Anfangswert vorgegeben. Bei ausgeprägten Feuchtefronten im Boden, die sich in hohen Gradienten des

Matrixpotenzials äußern, ist ein noch stärkerer Einfluss zu erwarten, insbesondere bei einer Variation der Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen. Darüber hinaus sind die Ergebnisse natürlich immer auf Grundlage der gemachten Annahmen zu interpretieren. So werden geringere Energieumsetzungen an der Erdoberfläche, wie man sie beispielsweise an einem bewölkten Tag vorfindet, oder ein Niederschlagsereignis mit niedrigeren Regenraten eine weniger starke Wirkung der Variation der Bodenhydrologie nach sich ziehen.

Zusammenfassend können die Auswirkungen von Grundwasser und die Variation innerhalb einer Bodenartklasse der USDA-Klassifikation auf die bodennahe Atmosphäre bei mesoskaligen eintägigen Simulationen mit dem hier verwendeten KAMM2-Modell als gering beurteilt werden. Hohen Einfluss auf die zeitliche Entwicklung der untersuchten atmosphärischen Parameter haben jedoch das Oberflächenwasser, der Makroporenfluss, die Parametrisierung der bodenhydraulischen Größen und der Bodenfeuchte-Anfangswert. Die Variation über alle Bodenarten und innerhalb einer Bodenart der 5-Klasseneinteilung beeinflussen ebenfalls in starkem Maß die untere Atmosphäre.

## 5.2 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Simulationen mit dem um hydrologische Modellkomponenten erweiterten Boden-Vegetationsmodell konnten zeigen, dass das Modell unter verschiedenen Umgebungsbedingungen die gemessene Bodenfeuchte gut reproduzieren kann. Mit weiteren Sensitivitätsstudien konnten die Parameter und Prozesse extrahiert werden, die einen großen Einfluss auf die bodennahe Atmosphäre haben. Es ergeben sich daraus Hinweise, welche hydrologischen Komponenten in mesoskaligen SVAT-Modulen berücksichtigt werden sollten und welche zu vernachlässigen sind. Darüber hinaus konnte gezeigt werden, welche Modellteile aufgrund ihres Einflusses auf die Atmosphäre einer weiteren Verbesserung bedürfen. Einer dieser Teile ist die Bereitstellung von Anfangswerten, die, wenn das Augenmerk auf die Bodenhydrologie gerichtet ist, vor allem das Anfangsprofil der Bodenfeuchte betrifft. Dies war die Größe, die in den durchgeführten Simulationen zu den größten Variationen bei den turbulenten Flüssen und der Lufttemperatur führte. Das Modell verfügt zwar über ein Verfahren, das ein einzelnes Initialisierungsprofil bezüglich der Bodenart und der Vegetation variiert, doch wird hier nicht die Variabilität des Niederschlags innerhalb des Simulationsgebiets berücksichtigt. Ein Problem, das insbesondere Vorhersagemodelle im operationellen Einsatz betrifft, bleibt die flächendeckende Bereitstellung des Anfangswerts der Bodenfeuchte (CALLIES ET AL., 1998).

Eine weitere Größe, die dem Modell vorgegeben werden muss, ist die Bodenart, über die die Bodenkennwerte bestimmt werden. Die in dieser Arbeit durchgeführten Sensitivitätsstudien und vergleichenden Simulationen zeigen durchweg einen außerordentlich großen Einfluss dieser Parameter auf die untere Atmosphäre, so dass auf die Wahl der Bodenart größte Sorgfalt zu legen ist. Selbst bei einer 5-Klasseneinteilung, wie sie z. B. im Vorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes verwendet wird (DWD, 1996), kann aber die Variationsbreite innerhalb einer Bodenartklasse noch zu einem großen Fehler führen. Erst mit der Verwendung der zwölfteiligen USDA-Klassifikation kann dieser Unsicherheitsfaktor auf einen vernachlässigbaren Wert minimiert werden, so dass diese Klassifikation Grundlage weiterer mesoskaliger Modellierungen sein sollte. Liegt dennoch lediglich eine grobe Bodenartkartierung vor, wie beispielsweise die in dieser Arbeit vorgestellte 5-Klas-

seneinteilung, so sollten die Bodenkennwerte mit einer Pedotransferfunktion berechnet werden, anstatt Bodenkennwerte der USDA-Klassifikation zuzuordnen. Eine Weiterentwicklung des Bodenmodells könnte in Zukunft die Berücksichtigung vertikal unterschiedlicher Bodenarten darstellen. Darüber hinaus sollte eine Kartierung der Bodenart auch bezüglich der horizontalen Auflösung möglichst detailliert sein. Eine Verbesserung kann hier die Verwendung von Verfahren bringen, die diese Heterogenität der Bodenarten bei der Simulation berücksichtigt (z. B. MÖLDERS ET AL., 1996b) oder die mit effektiven Bodenkennwerten arbeiten (z. B. TIETJE & RICHTER, 1992). Die bedeutendsten Prozesse, über die die Sensitivität der Atmosphäre auf die Bodenkennwerte und die Bodenfeuchte gesteuert werden, sind – neben dem Bodenwassertransport – die Transpiration und die Wärmeleitung im Boden. Es muss insbesondere auf die Parametrisierung des Stomatawiderstands geachtet werden.

Neben den Bodenkennwerten und dem Anfangswert der Bodenfeuchte konnte auch bei einigen Prozessen und Parametrisierungen, die in bisherigen meteorologischen SVAT-Modellen noch nicht verwendet wurden, ein großer Einfluss auf die Atmosphäre nachgewiesen werden. Einer dieser Prozesse, der in einem mesoskaligen SVAT-Modul verwendet werden sollte, ist die Speicherung von Wasser an der Erdoberfläche. Dies ist insbesondere dann von Bedeutung, wenn der Modellzeitschritt unter einer Minute liegt. Bei großem Zeitschritt und den damit verbundenen geringeren Niederschlagsraten ist der Oberflächenspeicher vernachlässigbar (z. B. in GCMs). Für die Generierung von Oberflächenabfluss aus diesem Speicher können die notwendigen Werte des Rauigkeitsparameters und der Hangneigung grob gewählt werden, da sie einen nur geringen Einfluss auf die atmosphärischen Parameter haben. Die Hangneigungswerte können beispielsweise aus der im Modell benutzten Orografie bestimmt werden, sofern die Gitterweiten nicht zu groß sind.

Der Oberflächenspeicher führt zu einer erhöhten Infiltration, genauso wie der Makroporenfluss, jedoch ist dessen Einfluss auf die Atmosphäre etwas geringer. Erst bei hohen Niederschlagsraten wird dieser Prozess beim Infiltrationsvorgang und bei der Versickerung wichtig. Aufgrund von negativen Rückkopplungen nimmt die Bedeutung dieser Komponente mit zunehmender Simulationszeit ab, so dass sie eher bei Kurzfristsimulationen von Bedeutung ist. Da Kartierungen für Parameter, die die Makroporosität kennzeichnen, nicht vorliegen und nur schwierig zu bestimmen sind, genügt es, die in dieser Arbeit dargestellte einfache Parametrisierung zu verwenden. Dennoch führt die Berücksichtigung dieser hyd-



rologischen Komponente - zusammen mit der Änderung der oberen und unteren Randbedingung des Bodenmodells - zu einer den Anforderungen mesoskaliger SVAT-Modelle entsprechenden realistischen Beschreibung des Bodenwassertransports.

Zum Grundwasser-Flurabstand liegen zwar teilweise Kartierungen vor, doch hat das Grundwasser bei der Simulationsdauer mesoskaliger Modelle keinen relevanten Einfluss auf die Bodenfeuchte oder atmosphärische Parameter. Erst bei Langzeitsimulationen ist hier eine Wirkung auf das Simulationsergebnis zu erwarten. Der Aufwand, über eine zusätzliche Kartierung des Flurabstands (als Eingabedatei für das KAMM2-Modell) die Möglichkeit der Modellierung von Grundwasser zu schaffen, erscheint nicht lohnenswert.

Neben diesen hydrologischen Komponenten wurde auch bei der Parametrisierung der bodenhydraulischen Funktionen ein großer Einfluss auf die untere Atmosphäre festgestellt. Zur Parametrisierung sollte das Modell nach VAN GENUCHTEN (1980) verwendet werden. Dieses in hydrologischen Modellen gebräuchliche Parametrisierungsschema ist dem in der Meteorologie zumeist verwendeten Ansatz nach CAMPBELL (1974) bzw. CLAPP & HORNBERGER (1978) vorzuziehen. Die Verknüpfung dieser Funktionen mit Bodenkennwerten, für die in der Literatur verschiedene Datensätze vorliegen, hatte ebenfalls eine große Wirkung auf die untersuchten meteorologischen Größen. Es kann hier die Verwendung der Bodenkennwerte nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982) empfohlen werden. Diese führten bei den drei Messstationen zu den besten Ergebnissen.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Einbindung von in der Hydrologie gebräuchlichen Parametrisierungen in ein meteorologisches SVAT-Modell zu einer Verbesserung der mesoskaligen Simulationsergebnisse führt.

## 6 LITERATUR

- Abbot, M. B., J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O'Connell & J. Rasmussen (1986): An introduction to the european hydrological system – Système Hydrologique Européen, 'SHE'. *J. Hydrol.* **87**, 45-123.
- Aberle, J. (2000): Untersuchung der Rauheitsstruktur zur Bestimmung des Fließwiderstandes in Gebirgsbächen unter Klarwasserabfluß. Diss., Univ. Karlsruhe.
- Abramopoulos, F., C. Rosenzweig & B. Choudhury (1988): Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration. *J. Climate* **1**, 921-941.
- Ács, F. (1994): A coupled soil-vegetation scheme: description, parameters, validation and sensitivity studies. *J. Appl. Meteor.* **33**, 268–284.
- Ács, F. & M. Hantel (1998): The land-surface flux model PROGSURF. *Global Plan. Change* **19**, 19-34.
- Adrian, G. (1994): Zur Dynamik des Windfeldes über orographisch gegliedertem Gelände. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 188, Offenbach.
- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. Bundesanstalt für Geowissenschaften, Hannover.
- André J.C., J.-P. Goutorbe, A. Perrier, F. Becker, P. Bessemoulin, P. Bougeault, Y. Brunet, W. Brutsaert, T. Carlson, R. Cuenca, J. Gash, J. Gelpe, P. Hilderbrand, J.P. Lagouarde, C. Lloyd, L. Mahrt, P. Mascart, C. Mazaudier, J. Noilhan, C. Otle, M. Payan, T. Phulpin, R. Stull, J. Shuttleworth, T. Schmugge, O. Taconet, C. Tarrieu, R.M. Thepenier, C. Valancogne, D. Vidal-Madjar & A. Weill (1988): Evaporation over land surfaces: First results from HAPEX-MOBILHY special observing period. *Ann. Geophys.* **6**, 477-492.
- Arnold, J.G., P.M. Allen & G. Bernhardt (1993): A comprehensive surface-groundwater flow model. *J. Hydrol.* **142**, 42-69.

- 
- Arnold, J.G., J.R. Williams, A.D. Nicks & N.B. Sammons (1990): SWRRB – A basin scale model for soil and water resources management. Texas A&M University Press, College Station, Texas.
- Atwater, M.A. (1972): Thermal effects of urbanisation and industrialization in the boundary layer: A numerical study. *Bound.-Layer Meteor.* **3**, 229-245.
- Avissar, R. & Y. Liu (1996): Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcing. *J. Geophys. Res.* **101/D**, 7499-7518.
- Avissar, R. & R.A. Pielke (1989): A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. *Mon. Wea. Rev.* **117**, 2113-2136.
- Baldauf, M. (2002): Unveröffentlichter Bericht, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Forschungszentrum Karlsruhe.
- Baumgartner, A. & E. Reichel (1975): Die Weltwasserbilanz. R. Oldenburg Verlag, München.
- Bélaïr, S., P. Lacarrère, J. Noilhan, V. Masson & J. Stein (1998): High-Resolution Simulation of Surface and Turbulent Fluxes during HAPEX-MOBILHY. *Mon. Wea. Rev.* **126**, 2234-2253.
- Betts, A.K., P. Viterbo & A.C.M. Beljaars (1998): Comparison of the Land-Surface Interaction in the ECMWF Reanalysis Model with the 1987 FIFE Data. *Mon. Wea. Rev.* **126**, 186-198
- Betts, A.K., S.-F. Hong & H.-L. Pan (1996): Comparison of NCEP-NCAR reanalysis with 1987 FIFE data *Mon. Wea. Rev.* **124**, 1480-1498.
- Beven, K.J. & P. Germann (1981): Water flow in soil macropores II. A combined flow model. *Soil. Sci.* **32**, 15-29.
- Beven, K.J. & P. Germann (1982): Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* **18**, 1311-1325.
- Beven, K.J. & M.J. Kirby (1979): A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.* **24**, 43-69.

- Beven, K.J., R. Lamb, P.F. Quinn, R. Romanowicz & J. Freer (1995): TOPMODEL. In: V.P. Singh (Hrsg.): *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resource Publications, Highlands Ranch, Littleton, Colorado, 627-668.
- Beven, K.J. & P.F. Quinn (1994): Similarity and scale effects in the water balance of heterogeneous areas. In: Keane, T. & E. Daly (Hrsg.): *The balance of water - present and future*. AGMET, Dublin, 69-86.
- Bhumralkar, C.M. (1975): Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in atmospheric general circulation models. *J. Appl. Meteor.* **14**, 1246-1258.
- Blöschl G. & M. Sivapalan (1995): Scale issues in hydrological modelling: A review. In: J. D. Kalma & M. Sivapalan (Hrsg.): *Advances in Hydrological Processes: Scale Issues in Hydrological Modelling*. Wiley, Chichester, 9-48.
- Bonell, M. (1993): Progress in understanding runoff generation dynamics in forests. *J. Hydrol.* **150**, 217-275.
- Booltink, H.W.G. & J. Bouma (1993): Sensitivity analysis on processes affecting bypass flow. *Hydrol. Proc.* **7**, 33-43.
- Boone, A., J.-C. Calvet & J. Noilhan (1999): Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force–restore method. *J. Appl. Meteor.* **38**, 1611–1630.
- Bosilovich, M.G. & W.-Y. Sun (1995): Formulation and verification of a land surface parameterization for atmospheric models. *Bound.-Lay. Meteor.* **73**, 321-341.
- Bosilovich, M.G. & W.-Y. Sun (1998): Monthly simulation of surface layer fluxes and soil properties during FIFE. *J. Atmos. Sci.* **55**, 1170-1184.
- Bougeault, P. (1991): Parameterization schemes of land surface processes for mesoscale atmospheric models. In: T. J. Schmugge & J.-C. André (Hrsg.): *Land Surface evaporation: Measurement and Parameterization*. Springer, New York, 55-92.
- Bouma, J., C.F.M. Belmans & L.W. Dekker (1982): Water infiltration and redistribution in silt loam with vertical worm channels. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **46**, 917-921.

- 
- Bouttier, F., J.-F. Mahouf & J. Noilhan (1993): Sequential assimilation of soil moisture from atmospheric low-level parameters. Part I: Sensitivity and calibration studies. *J. Appl. Meteor.* **32**, 1335-1351.
- Bouwer, H. (1966): Rapid field measurements of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis. *Water Resour. Res.* **2**, 513-524.
- Braden, H. (1995): The model AMBETI. A detailed Description of a soil-plant-atmosphere model. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 195, Offenbach.
- Broadbridge, P. & I. White (1988): Constant rate infiltration: a versatile nonlinear model. 1. Analytic solution. *Water Resour. Res.* **24**, 145-154.
- Bronstert, A., U. Fritsch & D. Katzenmaier (2001): Quantifizierung des Einflusses der Landnutzung und -bedeckung auf den Hochwasserabfluss in Flussgebieten. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung.
- Bronstert, A. (1994): Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik in Hängen. Mitteilungen des IHW, Universität Karlsruhe, Nr. 46.
- Brooks, R.H. & A.T. Corey (1964): Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Pap. 3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Brücher, W. (1997): Numerische Verfahren zum Mehrfachnesting mit einem nicht-hydrostatischen Modell. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Heft 119.
- Brustaert, W. (1979): Heat and mass transfer to and from surfaces with dense vegetation or similar permeable roughness. *Bound.-Layer Meteor.* **16**, 365-388.
- Callies, U., A. Rhodin & D.P. Eppel (1998): A case study on variational soil moisture analysis from atmospheric observations. *J. Hydrol.* **212-213**, 95-108.
- Calver, A. & W.L. Wood (1995): The Institute of hydrology Distributed Model. In: V.P. Singh (Hrsg.): *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, 595-626.

- Cameira, M.R., L. Ahuja, R.M. Fernando & L.S. Pereira (2000): Evaluating field measured soil hydraulic properties in water transport simulations using the RZWQM, *J. Hydrol.* **236**, 78-90.
- Campbell, G.S. (1974): A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.* **117**, 311-314.
- Capehart, W.J. & T.N. Carlson (1994): Estimating near-surface soil moisture availability using a meteorologically driven soil-water profile model. *J. Hydr.* **160**, 1-20.
- Carsel, R.F. & R.S. Parrish (1988): Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* **24**, 755-769.
- Cassardo, C., E. Carena & A. Longhetto (1998): Validation and sensitivity tests on improved parametrizations of a land surface process model (LSPM) in the Po Valley. *Il Nuovo Cimento* **21 C**, 189-213.
- Caya, D. & R. Laprise (1999): A semi-implicit semi-lagrangian regional climate model: The Canadian RCM. *Mon. Wea. Rev.* **127**, 341-362.
- Chang, S., D. Hahn, C.-H. Yang, D. Norquist, M. Ek (1999): Validation study of the CAPS model land surface scheme using the 1987 Cabauw/PILPS dataset. *J. Appl. Meteor.* **38**, 405-422.
- Charney, J.G., W.J. Quirk, S.-H. Chow & J. Kornfeld (1977): A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *J. Atmos. Sci.* **34**, 1366-1385.
- Chen, T.H., A. Henderson-Sellers, P.C.D. Milly, A.J. Pitman, A.C.M. Beljaars, J. Polcher, F. Abramopoulos, A. Boone, S. Chang & F. Chen (1997): Cabauw experimental results from the project for intercomparison of land-surface parameterization schemes. *J. Climate* **10**, 1194-1215.
- Chen, F., K. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H.-L. Pan, V. Koren, Q. Duan & A. Betts (1996): Modeling of land-surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J. Geophys. Res.* **101/D**, 7251-7268.
- Choisnel, E. (1984): Un modèle agrométéorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant des données climatiques. Les Besoins en eau des cultures, Conférence internationale CIID, Paris, 11.-14. September 1984. INRA, Paris.

- 
- Chow, V.T. (1955): Open channel hydraulics. McGraw-Hill, New York.
- Ciret, C. & A. Henderson-Sellers (1998): Sensitivity of ecosystem models to the spatial resolution of the NCAR Community Climate Model CCM2. *Climate Dynamics* **14**, 409-430.
- Clapp, R.B. & G.M. Hornberger (1978): Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.* **14**, 601-604.
- Claussen, M. (1991): Estimation of areally-averaged surface fluxes. *Bound.-Lay. Meteor.* **33**, 1382-1401.
- Cosby, G.J., G.M. Hornberger, R.B. Clapp & T.R. Ginn (1984): A statistical exploration of the relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soil. *Water Resour. Res.* **20**, 682-690.
- Cuenca, R.H., M. Ek & L. Mahrt (1996): Impact of soil water property parameterization on atmospheric boundary layer simulation. *J. Geophys. Res.* **101/D**, 7269-7277.
- Cunge, J.A., F.M. Holly Jr & A. Verwey (1980): Practical aspects of computational river hydraulics. Pitman Advanced Publishing Program, Boston.
- Darcy, H.P.G. (1856): Les fontaines publiques de la Ville de Dijon. Victor Dalmont, Paris.
- Deardorff, J.W. (1977): A parameterization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J. Appl. Meteor.* **16**, 1182-1185.
- Deardorff, J.W. (1978): Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* **20**, 1889-1903.
- DeRidder, K. & G. Schayes (1997): The IAGL land surface scheme. *J. Appl. Meteor.* **36**, 167-182.
- Desborough, C.E. & A.J. Pitman (1998): The BASE land surface model. *Global Plan. Change* **19**, 3-18.
- DeVries, J.J. & T.V. Hromadka (1993): Computer models for surface water. In: D. R. Maidment (Hrsg.): *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York, 21.1-21.39.
- Dickinson, R.E. (1984): Modeling evapotranspiration for three dimensional global climate models. *Climate Processes and Climate Sensivity. Geophys. Monogr.* **29**, 58-72.

- Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers, P.J. Kennedy & M.F. Wilson (1986): Biosphere atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model. NCAR tech. note TN275+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers & P. Kennedy (1993): Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR Tech. Note, NCAR/TN-387+STR, Natl. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Colorado.
- Diekkrüger B. & M. Arning (1995): Simulation of water fluxes using different methods for estimating soil parameters. *Ecological Modelling* **81**, 83-96.
- Dirmeyer, P.A., F.J. Zeng, A. Ducharme, J.C. Morrill & R. D. Koster (2000): The sensitivity of surface fluxes to soil water content in three land surface schemes. *J. Hydrometeorol.* **1**, 121-134.
- Dolman, A.J. & E.M. Blyth (1997): Patch scale aggregation of heterogeneous land surface cover for mesoscale meteorological models. *J. Hydrol.* **190**, 252-268.
- Dolman, A.J. & D. Gregory (1992): The parametrization of rainfall interception in GCMs. *Q. J. R. Meteor. Soc.* **118**, 455-467.
- Dotzek, N. (1999): Mesoskalige numerische Simulation von Wolken- und Niederschlagsprozessen über strukturiertem Gelände. Dissert., Fakultät für Physik der Universität Karlsruhe (TH).
- Dotzek, N. (1994): Interner Bericht. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität (TH) und Kernforschungszentrum Karlsruhe.
- Douville, H., J.-F. Royer & J.-F. Mahouf (1995): A new snow parameterization for the Meteo-France climate model. Part I: validation in stand-alone experiments. *Clim. Dyn.* **12**, 21-35.
- Ducoudre, N.I., K. Laval & A. Perrier (1993): SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *J. Climate* **6**, 248-273.
- Dudek, M.P., X.-Z. Liang & W.-C. Wang (1996): A regional climate model study of the scale dependence of cloud-radiation interactions. *J. Climate*, **9** 1221-1234.



- 
- Dümenil, L. & E. Todini (1992): A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In: J. P. O’Kane (Hrsg.): *Advances in Theoretical Hydrology*. European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences, Vol. 1. Elsevier, Amsterdam, 129-157.
- Dunne, T. (1978): Field studies of hillslope flow processes. In: M. J. Kirkby (Hrsg.): *Hillslope Hydrology*. Wiley, Chichester, 227-293.
- Durner, W. (1991): Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeit strukturierter Böden. Bayreuther bodenkundliche Berichte, Band 20.
- DWD (1996): Dokumentation des LM. Deutscher Wetterdienst, Abteilung Forschung, Offenbach.
- Eastman, J.L., R.A. Pielke & D. J. McDonald (1998): Calibration of soil moisture for large-eddy simulations over the FIFE area. *Mon. Wea. Rev.* **128**, 1131-1140.
- Ek, M. & R.H. Cuenca (1994): Variation in soil parameters: Implications for modeling surface fluxes and atmospheric boundary-layer development. *Bound.-Lay. Meteor.* **70**, 369-383.
- Emmett, W.W. (1980): Overland flow. In: M.J. Kirkby (Hrsg.): *Hillslope Hydrology*. Wiley, Chichester, 145-176.
- Eppel, D.P., H. Kapitzka, M. Claussen, D. Jacob, W. Koch, L. Levkov, H.-T. Mengelkamp und N. Werrmann (1995): The non-hydrostatic mesoscale model GESIMA. Part II: Parameterizations and applications. *Contrib. Atmos. Phys.* **68**, 15-41.
- Famiglietti, J.S. & E.F. Wood (1994): Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resour. Res.* **30**, 3061-3078.
- Farouki, O.T. (1986): Thermal properties of soils. Series on rock and soil mechanics, Vol. 11, Trans Tech, 136.
- Fiedler, F. (1995): Klimaatlas Oberrhein Mitte-Süd. IFG-Corpur, vdf, Offenbach, Strasbourg, Zürich.
- Fiedler, F. (1999): Regionale und globale Klimavariabilität: Wie steht es um die Genauigkeit unserer Kenntnisse? 19. *Hochschultage Energie*, 30. September/01. Oktober, Essen, *Tagungsbericht*. Verlag Peter Pomp, Essen, 35-58.

- Franks, S.W., K.J. Beven, P.F. Quinn & I.R. Wright (1997): On the sensitivity of soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) schemes: equifinality and the problem of robust calibration. *Agric. For. Meteor.* **86**, 63-75.
- Fread, D.L. (1993): Flow routing. In: D.R. Maidment (Hrsg.): *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York, 10.1-10.36.
- Geiger, R. (1961): *Klima der bodennahen Luftschicht*. Vieweg u. Hohe, Braunschweig.
- Germann, R. (1981): Untersuchungen über den Bodenwasserhaushalt im hydrologischen Einzugsgebiet Rietholzbach. Mitt. Versuchsanst. für Wasserbau, Hydrologie u. Glaziologie ETH Zürich, 51.
- Giorgi, F., M.R. Marinucci & G.T. Bates (1993): Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. *Mon. Wea. Rev.* **121**, 2794-2813.
- Grabe, F. (2001): Simulation der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Vegetation und Erdoberfläche bei Verwendung unterschiedlicher Parametrisierungsansätze. Dissert., Fakultät für Physik, Universität Karlsruhe.
- Grayson, R.B., G. Blöschl & I.D. Moore (1995): Distributed parameter hydrological modelling using vector elevation data: Thales and Tapes-C. In: V. P. Singh (Hrsg.): *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 669-696.
- Green, W.H. & G.A. Ampt (1911): Studies on soil physics: 1. The flow of air and water through soils. *J. Agricult. Sci.* **4**, 11-24.
- Groß, G. (1991): Anwendungsmöglichkeiten mesoskaliger Simulationsmodelle dargestellt am Beispiel Darmstadt. Teil I: Wind und Temperaturfelder. *Meteor. Rdsch.* **43**, 97-112.
- Groves, J.R. (1989): A practical soil moisture profile model. *Water. Resour. Bull.* **25**, 875-880.
- Gusev, Y.M. & O.N. Nasonova (1997): Modelling annual dynamics of soil water storage for agro- and natural ecosystems of the steppe and forest-steppe zones on a local scale. *Agric. For. Meteor.* **85**, 171-192.

- 
- Gusev, Y.M. & O. N.Nasonova (1998): The land surface parameterization scheme SWAP: description and partial validation. *Global Plan. Change* **19** 1-4, 63-86.
- Gusev, Y.M. & O.N. Nasonova (2000): An experience of modelling heat and water exchange at the land surface on a large river basin scale. *J. Hydrol.* **233**, 1-18
- Hager W.H. (1992): Fließformeln in Rauhgerinnen. *Wasserw., Wassertech.* **8**, 381-384
- Harding, R.J. (Hrsg.) (1995): Atmospheric and hydrological processes at the soil vegetation atmosphere interface: an assemblage of papers selected from the Contributions to the Hydrological Sciences Programme Sessions of the XVII and XVIII General Assemblies of the European Geophysical Society held in Edinburgh, 6-10 april 1992 and in Wiesbaden, 3-7 may 1993. *J. Hydr.* **166**, 3/4, Special issue.
- Henderson-Sellers, A. (1993): A fractional assesment of the sensitivity of the BATS land surface parameterization scheme. *J. Climate* **6**, 227-247.
- Henderson-Sellers, A., A.J. Pitman, P.K. Love, P.Irannejad & T. H.Chen (1995): The Project for Intercomparison of Land surface Parameterization Schemes (PILPS): Phases 2 and 3. *Bull. Am. Meteor. Soc.* **76**, 489-503.
- Henderson-Sellers, A., Z.-L. Yang & R.E. Dickinson (1993): The Project for Intercomparison of Land surface Parameterization Schemes. *Bull. Am. Meteor. Soc.* **74**, 1335-1349.
- Henderson-Sellers, A. & V.B. Brown (1992): Project for Intercomparison of Land surface Parameterization Schemes (PILPS): First Science Plan. GEWEX Tech. Note, IGPO Publ. Series 5.
- Hillel, D. (1980): Fundamentals of soil physics. Academic Press, New York.
- Hillel, D. (1982): Introduction to soil physics. Academic Press, New York.
- Horton, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrological Cycle. *Trans. Am. Geophys. Union* **14**, 446-460.
- Horton, R.E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc. Am.* **56**, 275-370.
- Huang, X. & T.J. Lyons (1995): The simulation of surface heat fluxes in a land surface-atmosphere model. *J. Appl. Meteor.* **34**, 1099-1111.

- Irannejad, P. & Y. Shao (1998): Description and validation of the atmosphere-land-surface interaction scheme (ALSIS) with HAPEX and Cabauw data. *Global Plan. Change* **19**, 87-114.
- Iwata, S., T. Tabuchi & B.P. Warkentin (1995): Soil-water interactions. Marcel Dekker, Inc., New York.
- Izzard, C.F. (1946): Hydraulics of runoff from developed surfaces, Washington D.C., Highway Research Board, Nat. Res. Council, Natl. Acad. Sci., *Proc. 26<sup>th</sup> Annual Meeting*, 129-150.
- Jacob, D. & R. Podzun (1997): Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteor. Atmos. Phys.* **63**, 119-129.
- Jacobsen, M.Z. (1999): Effects of soil moisture on temperatures, wind, and pollutant concentrations in Los Angeles. *J. Appl. Meteor.* **38**, 607-616.
- Jacquemin, B. & J. Noilhan (1990): Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. *Boundary-Layer Meteor.* **52**, 93-134.
- Jasper, K., J. Gurtz, H. Lang, P. Kaufmann & P. Binder (2000): Flood forecast by coupling atmospheric and hydrologic models at regional scale. In *PIK Report No. 65, European Conf. on Advances in Flood Research, Proc. Vol. 1*, 276-284.
- Johansen, O. (1975): Thermal conductivity of soils. Ph.D. Dissert., Universität Trondheim.
- Jones, A.S., I.C. Guch & T.H. Vonder Haar (1998): Data assimilation of satellite-derived heating rates as proxy surface wetness data into a regional atmospheric mesoscale model part I: Methodology. *Mon. Wea. Rev.* **126**, 634-645.
- Jürrens, R. (1996): Parametrisierung der Gebietsverdunstung zur Verwendung in meso- und makroskaligen meteorologischen Simulationsmodellen. Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, Band 53.
- Kabat, P., R.W.A. Hutjes & R.A. Feddes (1997): The scaling characteristics of soil parameters: From plot scale heterogeneity to subgrid parameterization. *J. Hydrol.* **190**, 363-396.

- 
- Kim, J. & M. Ek (1995): A simulation of the surface energy budget and soil water content over the hydrologic atmospheric pilot experiments - Modelisation du Bilan Hydrique Forest Site. *J. Geophys. Res.* **100/D**, 20845-20854.
- Kim, J., N.L. Miller, J.-H. Oh, J.-S. Chung & D. Rha (1998): Eastern Asian hydrometeorology simulation using the Regional Climate System Model, *Global Plan. Change* 19, 225-240.
- Kohler, A., K.C. Abbaspour, M. Fritsch, M.Th. van Genuchten & R. Schulin (2001): Simulating unsaturated flow and transport in a macroporous soil to tile drains subject to an entrance head: model development and preliminary evaluation. *J. Hydr.* **254**, 67-81.
- Kondratjev, K.Y. (1969): Radiation in the atmosphere. Academic Press, New York.
- Kondo, J., N. Saigusa & T. Sato (1992): A model and experimental study of evaporation from bare soil surfaces. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 304-312.
- Koster, R.D. & M.J. Suarez (1992a): Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands. *J. Geophys. Res.* **97/D**, 2697-2715.
- Koster, R.D. & M.J. Suarez (1992b): A comparative analyses of two land surface heterogeneity representations. *J. Climate* **5** (1379-1390).
- Kowalczyk, E.A., J.R. Garratt & P.B. Krummel (1991): A soil canopy scheme for use in a numerical model of the atmosphere-1D Stand-alone model. CSIRO Division of atmospheric Research Tech. Paper 23, Aspendale, Victoria, Australia.
- Lakhtakia, M.N. & T.T. Warner (1994): A comparison of simple and complex treatments of surface hydrology and thermodynamics suitable for mesoscale atmospheric models. *Mon. Wea. Rev.* **122**, 880-896.
- Lanicci, J.M., T.N. Carlson & T.T. Warner (1987): Sensitivity of the Great Plains severe-storm environment to soil-moisture distribution. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 2660-2673.
- Lee, J.L. & R.A. Pielke (1992): Estimating the soil surface specific humidity. *J. Appl. Meteor.* **31**, 480-480.
- Lenz, C.-J. (1996): Energieumsätze an der Erdoberfläche in gegliedertem Gelände. Dissert., Fakultät für Physik an der Universität (TH) Karlsruhe.

- Leung, L.R. & S.J. Ghan (1995): A subgrid parameterization of orographic precipitation. *Theor. Appl. Climatol.* **52**, 95-118.
- Leung, L.R., M.S. Wigmosta, S.J. Ghan, D.J. Epstein & L.W. Vail (1996): Application of a subgrid orographic precipitation/surface hydrology scheme to a mountain watershed. *J. Geophys. Res.* **101/D**, 12803-12817.
- Li, B. & R. Avissar (1994): The impact of spatial variability of land-surface characteristics on land-surface heat fluxes. *J. Climate*, **7**, 527-537.
- Liang, X., D.P. Lettenmaier, E.F. Wood & S.J. Burges (1994): A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J. Geophys. Res.* **99/D**, 14415-14428.
- Liang, X., E.F. Wood, D.P. Lettenmaier, D. Lohmann, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. Desborough, R.E. Dickinson, Q. Duan, M. Ek, Y.M. Gusev, F. Habets, P. Irannejad, R. Koster, K.E. Mitchell, O.N. Nasonova, J. Noilhan, J. Schaake, A. Schlosser, Y. Shao, A.B. Shmakin, D. Verseghy, K. Warrach, P. Wetzel, Y. Xue, Z.-L. Yang & Q. Zeng (1998): The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS) phase-2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 2. Spatial and temporal analysis of energy fluxes. *Global Plan. Change* **19**, 137-159.
- Lichtner, F. (2000): Bodenarten der REKLIP-Stationen (persönliche Mitteilung).
- Lichtner, F. (1999): Bodentexturkarte des REKLIP-Gebiets (persönliche Mitteilung).
- Listen, G.E., Y.C. Sud & E.F. Wood (1994): Evaluating GCMs land surface hydrology parameterizations by computing river discharges using a runoff routing model: application to the Mississippi basin. *J. Appl. Meteor.* **33**, 394-405.
- Lohmann, D. (1996): Hydrologische Modellierung auf der regionalen Skala. Dissert., Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg.

- 
- Lohmann, D., D.P. Lettenmaier, X. Liang, E.F. Wood, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. Desborough, R.E. Dickinson, Q. Duan, M. Ek, Y.M. Gusev, F. Habets, P. Irannejad, R. Koster, K.E. Mitchell, O.N. Nasonova, J. Noilhan, J. Schaake, A. Schlosser, Y. Shao, A.B. Shmakin, D. Verseghy, K. Warrach, P. Wetzel, Y. Xue, Z.-L. Yang & Q. Zeng (1998): The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS) phase-2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 3. Spatial and temporal analysis of water fluxes. *Global Plan. Change* **19**, 161-179.
- Ludwig, R., H.H. Gerke & O. Wendroth (1999): Describing water flow in macroporous field soils using the modified macro model. *J. Hydrol.* **215**, 135-152.
- Lynn, B.H., D. Rind & R. Avissar (1995): The importance of mesoscale circulations generated by subgrid-scale landscape heterogeneities in general circulation models. *J. Climate* **8**, 191-205.
- Mahfouf, J.-F. (1991): Analysis of soil moisture from near-surface parameters: A feasibility study. *J. Appl. Meteor.* **30**, 1534-1547.
- Mahfouf, J.-F. & J. Noilhan (1996): Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method, *J. Appl. Meteor.* **35**, 987-992.
- Mahfouf, J.-F., A. O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani & M. Déqué (1995): The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *J. Climate* **8**, 2039-2057.
- Mahrt, L. & H.-L. Pan (1984): A two-layer model of soil hydrology. *Bound.-Layer Meteor.* **29**, 1-20.
- Maidment, D.R. (Hrsg.) (1993): Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York.
- Manabe, S. (1969): Climate and the Ocean circulation 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth surface. *Mon. Wea. Rev.* **97**, 739-774.
- Marshall, T.J., J.W. Holmes & C.W. Rose (1996): Soil Physics. (3<sup>rd</sup> Edition). Cambridge University Press, Cambridge.
- Maurer, T. (1997): Physikalisch begründete, zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten. Dissert., Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe.

- McCumber, M.C. & R.A. Pielke (1981): Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. *J. Geophys. Res.*, **86/C**, 9929-9938.
- McDonald (1960): Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapour. *J. Meteor.* **17**, 319-328.
- McGregor, J.L. & K. Walsh (1993): Nested Simulations of perpetual january climate over australian region. *J. Geophys. Res.* **98/D**, 23283-23290.
- Mengelkamp, H.-T., K. Warrach & E. Raschke (1997): A land surface scheme for atmospheric and hydrologic models: SEWAB (Surface Energy and Water Balance). GKSS-Forschungszentrum (GKSS 97/E/69), Geesthacht.
- Mengelkamp, H.-T., K. Warrach & E. Raschke (2000): SEWAB - a parameterization of the Surface Energy and Water Balance for atmospheric and hydrologic models. *Adv. Water Resour.* **23**, 165-176.
- Menzel, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Vegetation-Atmosphäre. Züricher Geographische Schriften, Heft 67. Zürich.
- Merz, B. (1996): Modellierung des Niederschlag-Abfluß-Vorgangs in kleinen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität. Mitteilungen des IHW, Universität Karlsruhe, Nr. 56.
- McCumber, M.C. (1980): A numerical simulation of the influence of heat and moisture fluxes upon mesoscale circulations. Ph.D. Dissert., Universität Virginia.
- McCumber, M.C. & R. A. Pielke (1981): Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. *J. Geophys. Res.* **86/C**, 9929-9938.
- Mihailovic, D.T. (1996): Description of a land-air parameterization scheme (LAPS). *Global Plan. Change* **13**, 207-215.
- Mihailovic, D.T., H.A.R. de Bruin, M. Jeftic & A. van Dijken (1992): A study of the sensitivity of land surface parameterizations to the inclusion of different fractional covers and soil textures. *J. Appl. Meteor.* **31**, 1477-1487.
- Milly, P.C.D. (1992): Potential evaporation and soil moisture in general circulation models. *J. Climate* **5**, 209-226.



- 
- Modica, G.D., S. Y.-K. Yee & J. Venuti (1992): Some effects of soil and vegetation databases on spectra of limited-area mesoscale simulations. *Mon. Wea. Rev.* **120**, 2067-2082.
- Mölders, N. (1999): On the effects of different flooding stages and land-use types on the distribution of evaporation, cloudiness and rainfall in the Brandenburg-polish border area. *Contr. Atmos. Phys.* **72**, 1-25.
- Mölders, N. & A. Raabe (1996): Numerical investigations on the influence of subgrid-scale surface heterogeneity on evapotranspiration and cloud processes. *J. Appl. Meteor.* **35**, 782-795.
- Mölders, N., T. Beckmann & A. Raabe (1996a): A module to couple an atmospheric and a hydrologic model – description and preliminary results. In: A. Raabe, J. Heintzenberg: *Wissenschaftliche Mitteilungen, Meteorologische Arbeiten aus Leipzig*, 4, 79-88.
- Mölders, N., A. Raabe und G. Tetzlaff (1996b): A comparison of two strategies on land surface heterogeneity used in a mesoscale  $\beta$  meteorological model. *Tellus* **48A**, 733-749.
- Moore, I.D. & G.R. Foster (1990): Hydraulics and overland flow. In: M. G. Anderson & T. P. Burt (Hrsg.): *Process studies in hillslope hydrology*. Wiley, Chichester, 215-254.
- Morel-Seytoux, H.J. (Hrsg.) (1989): Unsaturated flow in hydrologic modeling. Theory and practice. NATO ASI Series C – Vol. 275. Kluwer, Dordrecht.
- Moussiopoulos, N. (1995): The EUMAC zooming model, a tool for local-to-regional air quality studies. *Meteor. Atmos. Phys.* **57**, 115-134.
- Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* **12**, 513-522.
- Münch, A. (1993): AKWA-M – Programmdokumentation. Institut für Hydrologie und Meteorologie, Technische Universität Dresden.
- Munro, R.K., W.F. Lyons, Y. Shao, M.S. Wood & L.M. Leslie (1998): Modelling land surface-atmosphere interactions over the Australian continent with emphasis on the role of soil moisture. *Environ. Modell. Softw.* **13**, 333-339.

- Nagai, H. (2002): Validation and sensitivity analysis of a new atmosphere-soil-vegetation model. *J. Appl. Meteor.* **41**, 160-176.
- Noilhan, J., P. Lacarrère, A.J. Dolman & E.M. Blyth (1997): Defining area-average parameters in meteorological models for land surfaces with mesoscale heterogeneity. *J. Hydrol.* **190**, 302-316.
- Noilhan, J. & J.-F. Mahfouf (1996): The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global Plan. Change* **13**, 145-160.
- Noilhan, J. & S. Planton (1989): A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.* **117**, 536-549.
- O’Kane, J.P. (Hrsg.) (1994): Mesoscale hydrology and general circulation models. *J. Hydr.* **155**, 3/4, Special issue.
- O’Loughlin, E.M., 1990): Modeling soil water status in complex terrain: *Agric. For. Meteor.* **50**, 23-38.
- O’Loughlin, E.M., 1986): Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Wat. Resour. Res.* **22**, 794-804.
- Oke (1978): Boundary layer climates. Methuen, New York.
- Pan, H.-L. (1990): A simple parameterization scheme of evapotranspiration over land for the NMC medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.* **118**, 2500-2512.
- Pan, H.-L. & L. Mahrt (1987): Interaction between soil hydrology and boundary layer development. *Bound.-Lay. Meteor.* **38**, 185-202.
- Parton, W.J., M. Hartman, D. Ojima & D. Schimel (1998): DAYCENT and its land surface submodel: description and testing. *Global Plan. Change* **19**, 35-48.
- Paulson, C.A. (1970): The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.* **9**, 857-860.
- Pauwels, V.R.N. & E.F. Wood (2000): The importance of classification differences and spatial resolution of land cover data in the uncertainty in model results over boreal ecosystems. *J. Hydrometeor.* **1**, 255-266.

- 
- Peters-Lidard, C.D., E. Blackburn, X. Liang & E.F. Wood (1998): The effect of thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *J. Atmos. Sci.* **55**, 1209-1224.
- Peters-Lidard, C.D., M.S. Zion & E.F. Wood (1997): A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance processes. *J. Geophys. Res.* **102/D**, 4303-4324.
- Philip, J.R. (1957): The theory of infiltration. 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.* **84**, 257-264.
- Pielke, R.A. (1984): Mesoscale meteorological modelling. Academic Press, Orlando.
- Pielke, R.A., W.R. Cotton, R.L. Walko, C.J. Tremback, W.A. Lyons, L.D. Grasso, M.E. Nicholls, M.D. Moran, D.A. Wesley, T.J. Lee & J.H. Copeland (1992): A comprehensive meteorological modeling system – RAMS. *Meteor. Atmos. Phys.* **49**, 69-91.
- Pitman, A.J. (1994): Assessing the sensitivity of a land surface scheme to the parameter values using a single column model. *J. Climate*, **7** (1856-1869).
- Pitman, A.J., Z.L. Yang, J.G. Cogley & A. Henderson-Sellers (1991): Description of bare essentials of surface transfer for the Bureau of Meteorology Research Centre AGCM. BMRC Research Rep. 32.
- Pleim, J.E. & A. Xiu (1995): Development and testing of a surface flux and planetary boundary layer model for application in mesoscale models. *J. Appl. Meteor.* **34**, 16-32.
- Quinn, P., K. Beven & A. Culf (1995): The introduction of macroscale hydrological complexity into the land surface-atmosphere models and the effect on planetary boundary layer development. *J. Hydrol.* **166**, 421-444.
- Ramesh, K.J. & G.R. Iyengar (1999): Characteristics of medium range rainfall forecasts of the asian summer monsoon. *Int. J. Climatol.* **19**, 627-637.
- Rawls, W.J., L.R. Ahuja, D.L. Brakensiek & A. Shirmohammadi (1992): Infiltration and soil water movement. In: D. R. Maidment (Hrsg.): *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York, 5.1-5.51.

- Rawls, W.J. & D.L. Brakensiek (1982): Estimating soil water retention from soil properties. *J. Irrig. Drain. Div. Am. Soc. Civ. Eng.* **108**, 166-171.
- Rawls, W.J. & D.L. Brakensiek (1985): Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. *Watershed Management in the Eighties*, ASCE, 293-299.
- Rawls, W.J. & D.L. Brakensiek (1989): Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In: H. J. Morel Seytoux (Hrsg.): *Unsaturated flow in hydrologic modeling. Theory and practice*. NATO ASI Series C – Vol. 275. Kluwer, Dordrecht.
- Rawls, W.J., D.L. Brakensiek & K.E. Saxton (1982): Estimation of soil water properties. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* **25**, 1316-1320.
- Rawls, W., P. Yates & L. Asmussen (1976): Calibration of selected infiltration equations for the Georgia coastal plain. *Rep. USDA-ARS\_S-113*, Agric. Res. Serv., Beltsville, Md.
- Ree, W.O. (1963): A progress report on overland flow studies. *Soil Conserv. Ser. Hydraulic Engrs. Meeting, August 12-16 1963, New York*.
- Refsgaard, J.C. & B. Storm (1995): MIKE SHE. In: V. P. Singh (Hrsg.): *Computer models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, 809-846.
- Rhodin, A., F. Kucharski, U. Callies, D.P. Eppel & W. Wergen (1997): Variational soil moisture analysis from screen-level atmospheric parameters: application to a short-range weather forecast model. GKSS-Forschungszentrum (GKSS 97/E/36), Geesthacht.
- Roads, J.O., S. Marshall, R. Oglesby & S.-C. Chen (1996): Sensitivity of the CCM1 hydrologic cycle to CO<sub>2</sub>. *J. Geophys. Res.* **101/D**, 7321-7339.
- Robock, A., K.Y. Vinnikov, C.A. Schlosser, N.A. Speranskaya & Y. Xue (1995): Use of midlatitude soil moisture and meteorological observations to validate soil moisture simulations with biosphere and bucket models. *J. Climate* **8**, 15-35.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese & U. Schulzweida (1996): The atmospheric general circulation model ECHAM-4): model description and simulation of present-day climate. MPI Report 218, Hamburg.

- 
- Roeschmann, G. (1986): Bodenkarte der Bundesrepublik Deutschland. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Rosenzweig, C. & F. Abramopoulos (1997): Land-surface model development for the GISS GCM. *J. Climate* **10**, 2040-2054.
- Rowntree, P.R. (1991): Atmospheric parameterization schemes for evaporation over land: Basic concepts and climate modeling aspects. In: T. J. Schmugge & J.-C. André (Hrsg.): *Land surface evaporation: Measurement and parameterization*. Springer, Berlin, 5-29.
- Savijärvi, H. (1992): On surface temperature and moisture prediction in atmospheric models. *Beitr. Phys. Atmos.* **65**, 281-292.
- Schaap, M.G. & F.J. Leij (1998): Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Sci.* **163**, 765-779.
- Schaake, J.C., V.I. Koren, Q.-Y. Duan, K. Mitchell & F. Chen (1996): Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales. *J. Geophys. Res.* **101/D**, 7461-7475.
- Schädler, G. (1990): Numerische Simulationen zur Wechselwirkung zwischen Landoberflächen und atmosphärischer Grenzschicht. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe Nr. 13.
- Scheffer, F. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde / Scheffer/Schachtschabel. Enke Verlag, Stuttgart.
- Schiffler, G.R. (1992): Experimentelle Erfassung und Modellierung der Infiltration stärkerer Niederschläge unter realen Feldbedingungen. Mitteilungen des IHW, Universität Karlsruhe, Nr. 40.
- Schlünzen, K.H. (1994): Mesoscale modelling in complex terrain – an overview on the german nonhydrostatic models. *Beitr. Phys. Atmos.* **67**, 243-253.
- Schlünzen, K.H. (1988): Das mesoskalige Transport- und Strömungsmodell 'METRAS' - Grundlagen, Validierung, Anwendung -. Hamb. Geophys. Einzelschr. A88.

- Schulla, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Zürcher Geographische Schriften, Heft 69, Geographisches Institut ETH, Zürich.
- Schulz, J.-P., L. Dümenil & J. Polcher (2001): On the land-surface-atmosphere coupling and its impact in a single-column atmospheric model. *J. Appl. Meteor.* **40**, 642-663
- Sellers, P.J., D.A. Randall, G.J. Collatz, J.A. Berry, C.B. Field, D.A. Dazlich, C. Zhang, G.D. Collelo & L. Bounoua (1996): A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *J. Climate* **9**, 676-705.
- Sellers P.J., M.D. Heiser, F.G. Hall, S.B. Verma, R.L. Desjardins, P.M. Schuepp and J.I. MacPherson (1997): The impact of using area-averaged land surface properties - topography, vegetation condition, soil wetness - in calculations of intermediate scale (approximately 10 km<sup>2</sup>) surface-atmosphere heat and moisture fluxes. *J. Hydrol.* **190** 269-301.
- Sellers, P. J., F.G. Hall, G. Asrar, D.E. Strebel & R.E. Murphy (1992): An overview of the 'First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment' (FIFE). *J. Geophys. Res.* **97/D**, 18345-18373.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y. Sud & A. Dalcher (1986): The design of a Simple Biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Appl. Meteor.* **34**, 16-32.
- Seth, A., F. Giorgi & R.E. Dickinson (1994): Simulating fluxes from heterogeneous land surfaces: Explicit subgrid method employing the Biosphere- Atmosphere Transfer Scheme (BATS). *J. Geophys. Res.* **99/D**, 18,651-18,667.
- Shao, Y. & A. Henderson-Sellers (1996): Modeling soil moisture: A project for intercomparison of land surface parameterization schemes phase 2(b). *J. Geophys. Res.* **101/D**, 7227-7250.
- Shao, Y. & P. Irannejad (1999): On the choice of soil hydraulic models in land-surface schemes. *Bound.-Layer Meteor.* **90**, 83-115.
- Shen, H.W. & P.Y. Julien (1993): Erosion and sediment transport. In: D. R. Maidment (Hrsg.): *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York, 12.1-12.61.
- Shmakin, A.B. (1998): The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements. *Global Plan. Change* **19**, 49-62.

- 
- Siebert, J., U. Sievers & W. Zdunkowski (1992): A one-dimensional simulation of the interaction between land surface processes and the atmosphere. *Bound.-Lay. Meteor.* **59**, 1-34.
- Singh, V.P. (Hrsg.) (1995): Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado.
- Slingo, J.M. (1988): Extratropical forcing of tropical convection in a northern winter simulation with the UGAMP GCM. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **124**, 27-52.
- Smirnova, T.G., J.M. Brown & S.G. Benjamin (1997): Performance of different soil model configurations in simulating ground surface temperature and surface fluxes. *Mon. Wea. Rev.* **125**, 1870-1884.
- Smith, C.B., M.N. Lakhtakia, W.J. Capehart & T.N. Carlson (1994): Initialisation of soil-water content in regional-scale atmospheric prediction models. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **75**, 585-593.
- Spear, R. C. & G. M. Hornberger (1978): Eutrophication in peel inlet: An analysis of behaviour and sensitivity of a poorly-defined system. CRES Report AS/R18, Centre for Resource and Environmental Studies, Australian National University, Canberra.
- Spear, R. C. & G.M. Hornberger (1980): Eutrophication in peel inlet – II. Identification of critical uncertainties via generalized sensitivity analysis. *Water Res.* **14**, 43-49.
- Stephens, G.L. (1978): Radiation profiles in extended water clouds. I: Theory. *J. Atmos. Sci.* **35**, 2111-2122.
- Sun, W.-Y. & M.G. Bosilovich (1996): Planetary boundary layer and surface layer sensitivity to land surface parameters. *Bound.-Lay. Meteor.* **77**, 353-378.
- Taconet, O., R. Bernard & D. Vidal-Madjar (1986): Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data. *J. Climate Appl. Meteor.* **25**, 284-307.
- Taylor, C.M., R.J. Harding, R.A. Pielke Sr, P.L. Vidale, R.L. Walko & J.W. Pomeroy (1998): Papers on Climate and Atmospheric Physics - Snow breezes in the boreal forest (Paper 98JD02004). *J. Geoph. Res.* **103/D**, 23087-23102.

- Thom, A.S. (1972): Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **98**, 124-134.
- Thompson, S.L. & D. Pollard (1995): A global climate model (GENESIS) with a land-surface transfer scheme (LSX). Part I: Present climate simulation. *J. Climate*, **8**, 732-761.
- Tietje, O. & O. Richter (1992): Stochastic modeling of the unsaturated water flow using autocorrelated spatially variable hydraulic parameters. *Modeling Geo-Biosphere Processes* **1**, 163-183.
- Tietje, O. & M. Tapkenhinrichs (1993): Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **57**, 1088-1095.
- Van Genuchten, M.T. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* **44**, 892-898.
- Vereecken, H., J. Feyen, J. Maes & P. Darius (1989): Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Sci.* **148**, 389-403.
- Vereecken, H., J. Maes & J. Feyen (1990): Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Sci.* **149**, 1-12.
- Verseghy, D. (1991): CLASS-a Canadian land surface scheme for GCMs. I. soil model. *Int. J. Climatol.* **11**, 111-133.
- Viterbo, P. & A.C.M. Beljaars (1995): An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation. *J. Climate* **8**, 2716-2748.
- Von Salzen, K., M. Claussen & K.H. Schlünzen (1996): Application of the concept of blending height to the calculation of surface fluxes in a mesoscale model. *Meteor. Z., N. F.* **5**, 60-66.
- Wagner, B., V.R. Tarnawski, V. Hennings, U. Müller, G. Wessolek & R. Plagge (2001): Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma* **102**, 275-297.
- Watson, K.W. & R.J. Luxmoore (1986): Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* **50**, 578-582.



- 
- Wetzel, P.J., S. Argentini & A. Boone (1996): Role of land surface in controlling daytime cloud amount: Two case studies in the GCIP-SW. *J. Geophys. Res.* **101/D**, 7359-7370.
- Wetzel, P.J. & A. Boone (1995): A parameterization for land-atmosphere-cloud exchange (PLACE): Documentation and testing of a detailed process model of the partly cloudy boundary layer over heterogeneous land. *J. Climate* **8**, 1810-1837.
- Wetzel, P.J. & C.-Z. Chang (1988): Evapotranspiration from nonuniform surface: A first approach for short term numerical weather prediction. *Mon. Wea. Rev.* **116**, 600-621.
- Wetzel, P.J. & C.-Z. Chang (1987): Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture. *J. Clim. Appl. Meteor.* **26**, 18-27.
- Wigmosta, M.W., L.W. Vail & D.P. Lettenmaier (1994): A distributed soil-vegetation model for complex terrain. *Water Resour. Res.* **30**, 1665-1679.
- Wieringa, J. (1993): Representative roughness parameters for homogeneous terrain. *Bound.-Layer Meteor.* **63**, 323-363.
- Wilson, M., A. Henderson-Sellers, R. Dickinson & P.J. Kennedy (1987): Sensitivity of the Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) to the inclusion of variable soil characteristics. *J. Clim. Appl. Meteor.* **26**, 341-362.
- Wohlrab, B., H. Ernstberger, A. Meuser & V. Sokollek (1992): Landschaftswasserhaushalt. Parey, Hamburg.
- Wood, E.F., D.P. Lettenmaier & V.G. Zartarian (1992): A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *J. Geophys. Res.* **97/D**, 2717-2728.
- Wood, E.F., D.P. Lettenmaier, X. Liang, D. Lohmann, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. Desborough, R.E. Dickinson, Q. Duan, M. Ek, Y.M. Gusev, F. Habets, P. Irannejad, R. Koster, K.E. Mitchell, O.N. Nasonova, J. Noilhan, J. Schaake, A. Schlosser, Y. Shao, A.B. Shmakin, D. Verseghy, K. Warrach, P. Wetzel, Y. Xue, Z.-L. Yang & Q. Zeng (1998): The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS) phase-2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 1. Experiment description and summary intercomparisons. *Global Plan. Change* **19**, 115-135.

- Wösten, J.H.M. (1997): Pedotransfer functions to evaluate soil quality. In: Gregorich, E.G., M.R. Carter (Hrsg.): *Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health*. Developments in Soils Science, Vol. 25, Elsevier, Amsterdam, 221-245.
- Wu, J. (1975): Wind-induced drift currents. *J. Fluid Mech.* **68**, 49-70.
- Xiu, A. & J.E. Pleim (2001): Development of a land surface model. Part I: Application in a mesoscale meteorological model. *J. Appl. Meteor.* **40**, 192-209.
- Xue, Y., M.J. Fennessy & P. J. Sellers (1996): Impact of vegetation properties on U.S. summer weather. *J. Geophys. Res.* **101/D**, 7419–7430.
- Xue, Y., P.J. Sellers, J.L. Kinter & J. Shukla (1991): A simplified biosphere model for climate studies. *J. Climate* **4**, 345-364.
- Xue, Y., F.J. Zeng, K.E. Mitchell, Z. Janjic & E. Rogers (2001): The impact of land surface processes on simulations of the U.S. hydrological cycle: A case study of the 1993 flood using the SSiB land surface model in the NCEP Eta Regional Model. *Mon. Wea. Rev.* **129**, 2833–2860.
- Yang, Z.-L., R.E. Dickinson, W. J. Shuttleworth & M. Shaikh (1998): Treatment of soil, vegetation and snow in land surface models: a test of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme with the HAPEX-MOBILHY, ABRACOS and Russian data. *J. Hydrol.* **212–213**, 109-127.

## 7 SYMBOLE

Symbol	Dimension	Bedeutung
$A$	$\text{m s}^{-1}$	Wasserabfluss
$A_b$	$\text{m s}^{-1}$	Oberflächenabfluss
$A_G$	$\text{m s}^{-1}$	Wasserabfluss am Unterrand des Bodenmodells
$a$	-	Profilparameter für die Dichte des Bestands
$a_{r,k}$	-	Amplitude der Wurzelfunktion ( $k = 1, 2$ )
$a_w$	-	Absorptionskoeffizient
$B$	$\text{W m}^{-2}$	Bodenwärmestrom
$b$	-	Clapp-Hornberger-Parameter
$b_A$	$\text{m}$	Fließbreite des Oberflächenwassers
$b_h$	-	Heterogenitätsparameter der Erdoberfläche
$b_{r,k}$	-	Exponenten der Wurzelfunktion ( $k = 1, 2$ )
$C_i$	-	Konstante der Schicht $i$ ( $i = 1, 2, \dots$ )
$C_w$	$\text{m}^{-1}$	spezifische Wasserkapazität
$c_B$	$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$	volumetrische Wärmekapazität des Bodens
$c_{B,t}$	$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$	volumetrische Wärmekapazität der trockenen luftleeren Bodensubstanz
$c_p$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck ( $c_p = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )
$c_{r,k}$	-	Exponenten der Wurzelfunktion ( $k = 1, 2$ )
$c_v$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Volumen ( $c_v = 717,95 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )

Symbol	Dimension	Bedeutung
$c_{veg}$	-	Profilparameter für die Windgeschwindigkeit im Bestand
$c_w$	$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$	volumetrische Wärmekapazität von Wasser ( $c_w = 4,186 \text{ J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ )
$D$	$\text{m s}^{-1}$	Diffusionskoeffizient
$D_\theta$	m	Wasserspeicherdefizit
$d$	m	Verdrängungshöhe
$d_i$	m	Normierungslänge der Schicht $i$ ( $i = 1, 2, \dots$ )
$F_{K_s}$	-	Makroporositätsfaktor
$F_s$	-	Bruchteil der Fläche, die bereits gesättigt ist
$g$	$\text{m s}^{-2}$	Erdbeschleunigung ( $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$ )
$H_b$	$\text{W m}^{-2}$	fühlbarer Wärmestrom an der Bodenoberfläche
$H_f$	$\text{W m}^{-2}$	fühlbarer Wärmestrom zwischen Bestand und Bestandsluft
$H_{top}$	$\text{W m}^{-2}$	fühlbarer Wärmestrom am Oberrand des Bestands
$h$	m	Höhe der Orografie
$h_A$	m	Höhe des Oberflächenwassers
$h_b$	m	Höhe der Rauigkeitselemente der Bodenoberfläche
$h_S$	rad	Sonnenhöhe
$h_{ini}$	m	Höhe der Orografie am Initialisierungsort
$h_{veg}$	m	Bestandshöhe
$I$	$\text{m s}^{-1}$	Infiltration
$I_b$	$\text{m s}^{-1}$	potenzielle Infiltration
$I_{max}$	$\text{m s}^{-1}$	Infiltrationskapazität

Symbol	Dimension	Bedeutung
$I_t$	m	Infiltrationskapazität während eines Zeitschritts
$I_{t,max}$	m	maximale Infiltrationskapazität während eines Zeitschritts
$J_d$	-	Julianischer Tag
$J_{d,max}$	-	Julianischer Tag des Eintretens der Bodenmaximaltemperatur
$j_{i,i+1}$	$\text{m s}^{-1}$	Wasserfluss zwischen den Schichten $i$ und $i+1$ ( $i = 1, 2, \dots$ )
$j_w$	$\text{m s}^{-1}$	Wasserfluss im Boden
$K$	$\text{m s}^{-1}$	hydraulische Leitfähigkeit
$K_e$	-	Kersten-Zahl
$K_s$	$\text{m s}^{-1}$	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
$K_s^*$	$\text{m s}^{-1}$	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit bei makroporösem Boden
$K_{str}$	$\text{m}^{1/3} \text{s}^{-1}$	Strickler-Rauigkeitsbeiwert
$LAI$	-	Blattflächenindex
$L_*$	m	Monin-Obuchov-Stabilitätslänge
$L_b^\downarrow$	$\text{W m}^{-2}$	langwellige Einstrahlung an der Schnee- bzw. Bodenoberfläche
$L_b^\uparrow$	$\text{W m}^{-2}$	langwellige Ausstrahlung an der Schnee- bzw. Bodenoberfläche
$L_f$	$\text{W m}^{-2}$	langwellige Strahlungsbilanz der Bestandsoberfläche
$L_{top}^\downarrow$	$\text{W m}^{-2}$	langwellige Einstrahlung am Oberrand des Bestandes
$L_{top}^\uparrow$	$\text{W m}^{-2}$	langwellige Ausstrahlung am Oberrand des Bestandes
$l_A$	m	mittlere Länge des Fließwegs des Oberflächenwassers
$l_h$	m	charakteristische Länge einer Oberfläche
$l_w$	$\text{J kg}^{-1}$	spezifische Verdampfungswärme von Wasser ( $l_w = 2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ )

Symbol	Dimension	Bedeutung
$m$	-	Anpassungsparameter
$n$	-	Anpassungsparameter
$n_m$	-	Rauigkeitsbeiwert nach Manning
$q$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	volumetrischer Quarzgehalt des mineralischen Bodenanteils
$R$	m	hydraulischer Radius
$P_R$	$\text{m s}^{-1}$	Regenrate
$P_{R,b}$	$\text{m s}^{-1}$	Regenrate an der Bodenoberfläche
$P_S$	$\text{m s}^{-1}$	Schneefallrate
$P_{S,b}$	$\text{m s}^{-1}$	Schneefallrate an der Bodenoberfläche
$q$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	Quarzgehalt des Bodens
$R$	-	Extinktionskoeffizient der solaren Strahlung
$R_e$	-	Reynolds-Zahl
$R_h$	m	hydraulischer Radius
$R_w$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	individuelle Gaskonstante für Wasserdampf ( $R_w = 461,5 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )
$r_b$	$\text{s m}^{-1}$	Flusswiderstand für die Verdunstung der Bodens
$r_f$	$\text{s m}^{-1}$	Flusswiderstand für die Verdunstung der Vegetation
$r_{fH}$	$\text{s m}^{-1}$	Flusswiderstand für den fühlbaren Wärmestrom zwischen Bestand und Bestandsluft
$r_s$	$\text{s m}^{-1}$	Stomatawiderstand
$r_{s,min}$	$\text{s m}^{-1}$	minimaler Stomatawiderstand
$r_{top}$	$\text{s m}^{-1}$	Flusswiderstand am Oberrand des Bestandes
$r_w$	$\text{s}^{-1}$	Quelle/Senke des Bodenwassers

Symbol	Dimension	Bedeutung
$SAI$	-	Flächenindex der wärmeaustauschenden Pflanzenteile
$S_b$	m	Wasserspeicher an der Erdoberfläche
$S_F$	$\text{m m}^{-1}$	Reibungsgefälle, Hangneigung
$S_b^\downarrow$	$\text{W m}^{-2}$	kurzwellige Einstrahlung an der Schnee- bzw. Bodenoberfläche
$S_b^\uparrow$	$\text{W m}^{-2}$	kurzwellige Ausstrahlung an der Schnee- bzw. Bodenoberfläche
$S_f$	$\text{W m}^{-2}$	kurzwellige Strahlungsbilanz der Bestandsoberfläche
$S_{max}^\downarrow$	$\text{W m}^{-2}$	maximale kurzwellige Einstrahlung am Oberrand des Bestandes
$S_T$	-	Trockenfaktor
$S_{top}^\downarrow$	$\text{W m}^{-2}$	kurzwellige Einstrahlung am Oberrand des Bestandes
$S_{top}^\uparrow$	$\text{W m}^{-2}$	kurzwellige Ausstrahlung am Oberrand des Bestandes
$S_0$	$\text{W m}^{-2}$	Solarkonstante ( $S_0 = 1360 \text{ W m}^{-2}$ )
$s$	$\text{kg kg}^{-1}$	spezifische Feuchte
$s_a$	$\text{kg kg}^{-1}$	spezifische Feuchte oberhalb des Bestands
$s_{af}$	$\text{kg kg}^{-1}$	spezifische Feuchte in der Bestandsluft
$s_b$	$\text{kg kg}^{-1}$	spezifische Feuchte an der Bodenoberfläche
$s_f$	$\text{kg kg}^{-1}$	spezifische Feuchte des Bestands
$s_{sat}$	$\text{kg kg}^{-1}$	spezifische Sättigungsfeuchte
$s_*$	$\text{kg kg}^{-1}$	charakteristische spezifische Feuchte
$T$	K	Temperatur
$T_a$	K	Temperatur oberhalb des Bestands
$T_{af}$	K	Temperatur der Bestandsluft

Symbol	Dimension	Bedeutung
$T_B$	K	Bodentemperatur
$T_{B,Ampl}$	K	Amplitude des klimatologischen Jahresgangs der Bodentemperatur
$T_{B,mittel}$	K	klimatologisches Jahresmittel der Bodentemperatur
$T_b$	K	Temperatur der obersten Bodenschicht
$T_f$	K	Temperatur des Bestands
$T_r$	-	Transmissionskoeffizient
$t$	s	Zeit
$t_A$	s	mittlere Fließzeit des Oberflächenwassers
$t_h$	rad	Stundenwinkel der Sonne
$t_{MOZ}$	h	mittlere Ortszeit
$u$	$\text{m s}^{-1}$	Windgeschwindigkeit
$u_a$	$\text{m s}^{-1}$	Windgeschwindigkeit oberhalb des Bestands
$u_{af}$	$\text{m s}^{-1}$	Windgeschwindigkeit im Bestand
$u_*$	$\text{m s}^{-1}$	Schubspannungsgeschwindigkeit
$V$	$\text{W m}^{-2}$	Evapotranspiration
$V_b$	$\text{W m}^{-2}$	Evaporation des Erdbodens
$V_d$	$\text{W m}^{-2}$	latenter Wärmestrom aufgrund Interzeption und Taubildung
$V_f$	$\text{W m}^{-2}$	latenter Wärmestrom zwischen Bestand und Bestandsluft
$V_p$	$\text{W m}^{-2}$	Evaporation
$V_{top}$	$\text{W m}^{-2}$	latenter Wärmestrom am Oberrand des Bestands
$V_{tr}$	$\text{W m}^{-2}$	Transpiration



Symbol	Dimension	Bedeutung
$v$	$\text{m s}^{-1}$	Windgeschwindigkeit
$v_A$	$\text{m s}^{-1}$	Fließgeschwindigkeit des Oberflächenwassers
$v_{top}$	$\text{m s}^{-1}$	Windgeschwindigkeit oberhalb des Bestands
$w_d$	m	Interzeptionsspeicher
$w_{d,max}$	m	maximaler Interzeptionsspeicher
$x_f$	-	Flächenanteil der benetzten Bestandsoberfläche
$x_{root}$	$\text{m}^{-1}$	normierte Wurzelfunktion
$x_{veg}$	-	Vegetationsfunktion
$Z$	-	optische Dicke
$z$	m	Tiefe (positiv nach unten) oder Höhe über Grund
$z_0$	m	Rauigkeitslänge
$z_{0b}$	m	Rauigkeitslänge der Erdoberfläche
$z_{0H}$	m	Rauigkeitslänge für fühlbare Wärme
$z_{0M}$	m	Rauigkeitslänge für Impuls
$z_1$	m	Tiefe der ersten Bodenschichtmitte
$z_a$	m	Höhe der untersten Rechenfläche des Atmosphärenmodells über dem Bestand
$z_b$	m	Höhe über der Erdoberfläche
$z_G$	m	Grundwasser-Flurabstand
$z_{max}$	m	Tiefe der untersten Rechenfläche, der untersten Bodenschicht oder des unteren Modellrands
$z_{r,max}$	m	maximale Durchwurzelungstiefe
$\alpha$	$\text{m}^{-1}$	Kehrwert des Lufteintrittspunktes

Symbol	Dimension	Bedeutung
$\alpha_b$	-	Albedo des Bodens
$\alpha_{b0}$	-	Albedo des trockenen Bodens
$\alpha_f$	-	Albedo der Vegetation
$\alpha_n$	rad	Winkel zwischen Hangnormalen und Vertikalen
$\beta_E$	-	empirischer Parameter der Extinktion
$\Delta t$	s	Modellzeitschritt
$\Delta x$	m	Gitterweite in x-Richtung
$\Delta\alpha_b$	-	Albedodifferenz zwischen trockenem und feuchtem Boden
$\Delta\varepsilon_b$	-	Differenz des Emissionsvermögens zwischen trockenem und feuchtem Boden
$\delta$	rad	Erddeklination
$\varepsilon_b$	-	Emissionsvermögen des Bodens
$\varepsilon_{b0}$	-	Emissionsvermögen des trockenen Bodens
$\varepsilon_f$	-	Emissionsvermögen der Vegetation
$\phi$	-	Gewichtungsfunktion
$\varphi$	rad	geografische Breite
$\gamma$	K m <sup>-1</sup>	Temperaturgradient der Atmosphäre
$\kappa$	-	von-Kármán-Konstante ( $\kappa = 0,4$ )
$\lambda$	-	Porengröße-Parameter
$\lambda_0$	W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>	Wärmeleitfähigkeit mineralischer Bodenbestandteile ohne Quarz
$\lambda_B$	W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>	Wärmeleitfähigkeit des Bodens
$\lambda_{B,s}$	W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>	Wärmeleitfähigkeit des gesättigten Bodens

Symbol	Dimension	Bedeutung
$\lambda_{B,t}$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	Wärmeleitfähigkeit des trockenen Bodens
$\lambda_M$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	Wärmeleitfähigkeit mineralischer Bodenbestandteile
$\lambda_Q$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	Wärmeleitfähigkeit von Quarz ( $\lambda_Q = 7,7 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ )
$\lambda_W$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	Wärmeleitfähigkeit von Wasser ( $\lambda_W = 0,57 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ )
$\mu$	-	dynamische Viskosität
$\Theta$	K	potenzielle Temperatur
$\Theta_a$	K	potenzielle Temperatur oberhalb des Bestands
$\Theta_{af}$	K	potenzielle Temperatur der Bestandsluft
$\Theta_b$	K	potenzielle Temperatur an der Bodenoberfläche
$\Theta_f$	K	potenzielle Temperatur des Bestands
$\Theta_*$	K	charakteristische potenzielle Temperatur
$\theta$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	volumetrischer Bodenwassergehalt
$\theta_0$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	volumetrischer Bodenwassergehalt ab welchem Makroporenfluss auftritt
$\theta_b$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	volumetrischer Bodenwassergehalt der obersten Bodenschicht
$\theta_d$	m	Bodenfeuchtedefizit
$\theta_{d,b}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	Sättigungsdefizit der obersten Bodenschicht
$\theta_f$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	volumetrischer Bodenwassergehalt bei Feldkapazität
$\theta_m$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	gemessener volumetrischer Bodenwassergehalt
$\theta_m^*$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	auf Modellgitter transponierter gemessener volumetrischer Bodenwassergehalt
$\theta_i$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	volumetrischer Bodenwassergehalt der Schicht $i$ ( $i = 1, 2, \dots$ )

Symbol	Dimension	Bedeutung
$\theta_r$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	residualer volumetrischer Bodenwassergehalt
$\theta_s$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	Porenvolumen bzw. volumetrischer Bodenwassergehalt bei Sättigung
$\theta_w$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	volumetrischer Bodenwassergehalt am permanenten Welkepunkt der Vegetation
$\rho$	$\text{kg m}^{-3}$	Luftdichte
$\rho_{B,t}$	$\text{kg m}^{-3}$	Dichte des trockenen Bodens
$\rho_Q$	$\text{kg m}^{-3}$	Dichte der festen Bodenbestandteile ( $\rho_Q = 2700 \text{ kg m}^{-3}$ )
$\rho_w$	$\text{kg m}^{-3}$	Dichte von Wasser ( $\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ )
$\sigma$	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$	Stefan-Boltzmann-Konstante ( $\sigma = 5,6696 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{K}^{-4}$ )
$\sigma_f$	-	Vegetationsbedeckungsgrad des Bodens
$\sigma_s$	-	Beschattungsfaktor
$\tau$	s	Periode
$\tau_E$	-	empirischer Parameter der Extinktion
$\Psi$	rad	Azimutwinkel der geneigten Fläche
$\Psi_H$	-	integrierte Stabilitätsfunktion für das Temperaturprofil
$\Psi_M$	-	integrierte Stabilitätsfunktion für das Windgeschwindigkeitsprofil
$\Psi_S$	rad	Azimutwinkel der Sonne
$\psi$	m	Matrixpotenzial
$\psi_g$	m	Gravitationspotenzial
$\psi_s$	m	Matrixpotenzial bei Sättigung
$\psi_w$	m	Wasser- oder hydraulisches Potenzial

# A ANHANG

## A.1 ABKÜRZUNGEN DER MODELLNAMEN

ALSIS	Atmosphere-Land-Surface Interaction Scheme
AMBETI	Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung von Evaporation, Transpiration und Interzeption
BASE	Best Approximation of Surface Exchanges
BATS	Bioshere Atmosphere Transfer Scheme
VBATS	Vektorized Bioshere Atmosphere Transfer Scheme
BUCK	Bucket
CLASS	Canadian Land Surface Scheme
CRCM	Canadian Regional Climate Model
CSIRO	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation
CSU RAMS	Colorado State University Regional Atmospheric Modeling System
DARLAM	Division of Atmospheric Research Limited Area Model
DAYCENT	Daily version of the CENTURY Ecosystem Model
ECHAM	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Hamburg
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EM/DM	Europa-Modell/Deutschland-Modell
EUMAC	European Modeling of Atmospheric Constituents
EZM	EUMAC Zooming Model
FITNAH	Flow over Irregular Terrain with Natural and Anthropogenic Heat Sources
FOOT3DK	Flow Over Orographically Structured Terrain 3 Dimensional Köln

---

GESIMA	<b>Geesthacht's Simulation Model of the Atmosphere</b>
GISS	<b>Goddard Institute for Space Studies</b>
IAGL	<b>Institut d'Astronomie et de Géophysique Georges Lemaître</b>
ISBA	<b>Interaction Soil Biosphere Atmosphere</b>
KAMM	<b>Karlsruher Atmosphärisches Mesoskaliges Modell</b>
LAPS	<b>Land Surface Parameterization Scheme</b>
LEAF	<b>Land-Ecosystem-Atmosphere Feedback</b>
LM	<b>Lokales Modell</b>
LSPM	<b>Land Surface Process Model</b>
LSX	<b>Land-Surface Transfer Scheme</b>
MAPS	<b>Mesoscale Analysis and Prediction System</b>
MESO-NH	<b>Mesoscale-Nonhydrostatic</b>
MESOSCOPE	<b>Mesoscaliges Modell Oberpfaffenhofen</b>
METRAS	<b>Mesoskaliges Transport und Strömungsmodell</b>
MO UM	<b>Meteorological Office Unified Forecast/Climate Model</b>
NCAR-CCM	<b>National Center for Atmospheric Research – Community Climate Model</b>
NCAR RegCM	<b>National Center for Atmospheric Research Regional Climate Model</b>
NCEP-NCAR	<b>National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research</b>
NMC	<b>National Meteorological Center</b>
OSU CAPS	<b>Oregon State University Coupled Atmosphere Plant Snow</b>
PLACE	<b>Parameterization for Land-Atmosphere-Cloud Exchange</b>
PMM	<b>Purdue Mesoscale Model</b>
PNL-RCM	<b>Pacific Northwest Laboratory - Regional Climate Model</b>

---

PROGSURF	<b>P</b> rognosis of <b>S</b> urface <b>F</b> luxes
PSU/NCAR MM	<b>P</b> ennsylvania <b>S</b> tate <b>U</b> niversity- <b>N</b> ational <b>C</b> enter for <b>A</b> tmospheric <b>R</b> esearch <b>M</b> esoscale <b>M</b> odel
RCSM	<b>R</b> egional <b>C</b> limate <b>S</b> ystem <b>M</b> odel
REMO	<b>R</b> egional <b>M</b> odel
SECHIBA	Schématisation des <b>E</b> changes <b>H</b> ydrique à l' <b>I</b> nterface entre la <b>B</b> iosphère et l' <b>A</b> tmosphère
SEWAB	<b>S</b> urface <b>E</b> nergy and <b>W</b> ater <b>B</b> alance
SiB	<b>S</b> imple <b>B</b> iosphere
SPONSOR	<b>S</b> emi-distributed <b>P</b> arameterization <b>S</b> cheme of the <b>O</b> rography- induced Hydrology
SSiB	<b>S</b> implified <b>S</b> imple <b>B</b> iosphere
SUNYA-ReCM	<b>S</b> tate <b>U</b> niversity of <b>N</b> ew <b>Y</b> ork at <b>A</b> lbany – <b>R</b> egional <b>C</b> limate <b>M</b> odel
SWAP	<b>S</b> oil <b>W</b> ater <b>A</b> tmosphere <b>P</b> arameterization
SWB	<b>S</b> imple <b>W</b> ater <b>B</b> alance
UGAMP	<b>U</b> niversities <b>G</b> lobal <b>A</b> tmospheric <b>M</b> odelling <b>P</b> roject
VIC	<b>V</b> ariable <b>I</b> nfiltration <b>C</b> apacity

## A.2 BODENKENNWERTE

	$\theta_s$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	$\theta_r$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	$K_s$ m s <sup>-1</sup>	$\psi_s$ m	$\lambda$
Sand (S)	0,395	0	$1,76 \cdot 10^{-4}$	-0,121	0,247
lehmgiger Sand (IS)	0,410	0	$1,56 \cdot 10^{-4}$	-0,090	0,228
sandiger Lehm (sL)	0,435	0	$3,41 \cdot 10^{-5}$	-0,218	0,2041
Lehm (L)	0,451	0	$7,00 \cdot 10^{-6}$	-0,478	0,186
schluffiger Lehm (uL)	0,485	0	$7,20 \cdot 10^{-6}$	-0,786	0,189
Schluff (U)	0,485	0	$7,20 \cdot 10^{-6}$	-0,786	0,189
sandig-toniger Lehm (stL)	0,420	0	$6,30 \cdot 10^{-6}$	-0,299	0,140
toniger Lehm (tL)	0,476	0	$2,50 \cdot 10^{-6}$	-0,630	0,1174
schluffig-toniger Lehm (utL)	0,477	0	$1,70 \cdot 10^{-6}$	-0,356	0,129
sandiger Ton (sT)	0,426	0	$2,20 \cdot 10^{-6}$	-0,153	0,096
schluffiger Ton (uT)	0,492	0	$1,00 \cdot 10^{-6}$	-0,490	0,096
Ton (T)	0,482	0	$1,30 \cdot 10^{-6}$	-0,405	0,088
organisch	0,863	0	$8,00 \cdot 10^{-6}$	-0,356	0,129

**Tabelle A.2.1:** Bodenhydraulische Parameter als Funktion der USDA-Texturklassifikation nach CLAPP & HORNBERGER (1978) und PIELKE (1984). Für 'Schluff' werden die Werte von 'schluffiger Lehm' verwendet.



	$\theta_s$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	$\theta_r$ m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	$K_s$ m s <sup>-1</sup>	$\psi_s$ m	$\lambda$
Sand (S)	0,437	0,020	5,83·10 <sup>-5</sup>	-0,1598	0,694
lehmiger Sand (lS)	0,437	0,035	1,70·10 <sup>-5</sup>	-0,2058	0,552
sandiger Lehm (sL)	0,453	0,041	7,20·10 <sup>-6</sup>	-0,3020	0,379
Lehm (L)	0,463	0,027	1,90·10 <sup>-6</sup>	-0,4012	0,252
schluffiger Lehm (uL)	0,501	0,015	3,67·10 <sup>-6</sup>	-0,5087	0,234
Schluff (U)	0,501	0,015	3,67·10 <sup>-6</sup>	-0,5087	0,234
sandig-toniger Lehm (stL)	0,398	0,068	1,20·10 <sup>-6</sup>	-0,5941	0,319
toniger Lehm (tL)	0,464	0,075	6,39·10 <sup>-7</sup>	-0,5643	0,242
schluffig-toniger Lehm (utL)	0,471	0,040	4,17·10 <sup>-7</sup>	-0,7033	0,177
sandiger Ton (sT)	0,430	0,109	3,33·10 <sup>-7</sup>	-0,7948	0,223
schluffiger Ton (uT)	0,479	0,056	2,50·10 <sup>-7</sup>	-0,7654	0,150
Ton (T)	0,475	0,090	1,67·10 <sup>-7</sup>	-0,8560	0,165
organisch	0,863	0,089	8,00·10 <sup>-6</sup>	-0,3256	0,129

**Tabelle A.2.2:** Bodenhydraulische Parameter als Funktion der USDA-Texturklassifikation nach RAWLS & BRAKENSIEK (1982). Für 'Schluff' werden die Werte von 'schluffiger Lehm' verwendet. 'organisch' wie PIELKE (1984).

	$\theta_s$ $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	$\theta_r$ $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	$K_s$ $\text{m s}^{-1}$	$\psi_s$ $\text{m}$	$\lambda$
Sand (S)	0,43	0,045	$8,25 \cdot 10^{-5}$	-0,0690	1,68
lehmiger Sand (IS)	0,43	0,057	$4,05 \cdot 10^{-5}$	-0,0806	1,28
sandiger Lehm (sL)	0,41	0,065	$1,23 \cdot 10^{-5}$	-0,133	0,89
Lehm (L)	0,43	0,078	$2,89 \cdot 10^{-6}$	-0,278	0,56
schluffiger Lehm (uL)	0,45	0,067	$1,25 \cdot 10^{-6}$	-0,500	0,41
Schluff (U)	0,46	0,034	$6,94 \cdot 10^{-7}$	-0,625	0,37
sandig-toniger Lehm (stL)	0,39	0,100	$3,63 \cdot 10^{-6}$	-0,169	0,48
toniger Lehm (tL)	0,41	0,095	$7,18 \cdot 10^{-7}$	-0,526	0,31
schluffig-toniger Lehm (utL)	0,43	0,089	$1,97 \cdot 10^{-7}$	-1,00	0,23
sandiger Ton (sT)	0,38	0,100	$3,37 \cdot 10^{-7}$	-0,37	0,23
schluffiger Ton (uT)	0,36	0,070	$5,78 \cdot 10^{-8}$	-2,00	0,09
Ton (T)	0,38	0,068	$5,56 \cdot 10^{-7}$	-1,25	0,09
organisch	0,863	0,089	$8,00 \cdot 10^{-6}$	-1,00	0,23

**Tabelle A.2.3:** Bodenhydraulische Parameter als Funktion der USDA-Texturklassifikation nach CARSEL & PARRISH (1988). 'organisch' wie PIELKE (1984).

	$\theta_s$ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	$\theta_r$ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	$K_s$ $\text{m s}^{-1}$	$\psi_s$ m	$\lambda$
Sand (S)	0,415	0,044	$5,94 \cdot 10^{-5}$	-0,3715	1,884
lehmiger Sand (lS)	0,395	0,04	$9,63 \cdot 10^{-6}$	-0,3090	0,549
sandiger Lehm (sL)	0,389	0,031	$3,92 \cdot 10^{-6}$	-0,3715	0,413
Lehm (L)	0,354	0,052	$1,13 \cdot 10^{-6}$	-1,3183	0,549
schluffiger Lehm (uL)	0,44	0,065	$1,27 \cdot 10^{-6}$	-3,2359	0,820
Schluff (U)	0,501	0,077	$3,12 \cdot 10^{-6}$	-1,4125	0,950
sandig-toniger Lehm (stL)	0,379	0,076	$2,26 \cdot 10^{-6}$	-0,6310	0,349
toniger Lehm (tL)	0,441	0,092	$5,41 \cdot 10^{-7}$	-0,8913	0,549
schluffig-toniger Lehm (utL)	0,46	0,110	$8,58 \cdot 10^{-7}$	-2,2909	0,738
sandiger Ton (sT)	0,378	0,123	$2,47 \cdot 10^{-6}$	-0,2512	0,230
schluffiger Ton (uT)	0,467	0,071	$7,65 \cdot 10^{-7}$	-1,7783	0,288
Ton (T)	0,451	0,075	$1,01 \cdot 10^{-6}$	-0,8511	0,288
organisch	0,863	0,110	$8,00 \cdot 10^{-6}$	-2,2909	0,129

**Tabelle A.2.4:** Bodenhydraulische Parameter als Funktion der USDA-Texturklassifikation nach RAWLS (in SCHAAP & LEIJ, 1998). 'organisch' wie PIELKE (1984).

### A.3 PEDO-TRANSFER-FUNKTION NACH RAWLS & BRAKENSIEK (1985)

$\theta_s$  wird den Bodenkennwerten von RAWLS & BRAKENSIEK (1982) entnommen. Die Porosität wird mit dem Sättigungswassergehalt gleichgesetzt.

$$\begin{aligned}
 P(a_i, \theta_s, m_c, m_s) = & a_0 + a_1 \theta_s + a_2 m_c + a_3 m_s \\
 & + a_4 \theta_s^2 + a_5 m_c^2 + a_6 m_s^2 + a_7 \theta_s m_c + a_8 \theta_s m_s \\
 & + a_9 \theta_s m_c^2 + a_{10} \theta_s m_s^2 + a_{11} m_c \theta_s^2 + a_{12} m_c m_s^2 + a_{13} m_s \theta_s^2 + a_{14} m_s m_c^2 \\
 & + a_{15} \theta_s^2 m_c^2 + a_{16} \theta_s^2 m_s^2
 \end{aligned}$$

$$K_s = \exp[P(a_i, \theta_s, m_c, m_s)]$$

$$\theta_r = P(b_i, \theta_s, m_c, m_s)$$

$$\psi_s = -\exp[P(c_i, \theta_s, m_c, m_s)]$$

$$\lambda = \exp[P(d_i, \theta_s, m_c, m_s)]$$

Der volumetrische Tongehalt  $m_c$  und der volumetrische Sandgehalt  $m_s$  werden in %, der Sättigungswassergehalt in  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  angegeben.

	$a_i$	$b_i$	$c_i$	$d_i$
0	-8,96847	-0,0182482	5,3396738	-0,7842831
1	19,52348	0,02939286	-2,48394546	-1,062498
2	-0,028212	0,00513488	0,1845038	0
3	0	0,00087269	0	0,0177544
4	-8,395215	0	0	1,11134946
5	-0,0094125	-0,00015395	-0,00213853	-0,00273493
6	0,00018107	0	0	-0,00005304
7	0	0	-0,61745089	0
8	0,077718	-0,0010827	-0,04356349	-0,03088295
9	0,02733	0,00030703	0,00895359	0,00798746
10	0,001434	0	-0,00072472	0
11	0	-0,0023584	0,5002806	-0,00674491
12	0,0000173	0	-0,00001282	-0,00000235
13	0	0	0	0
14	-0,0000035	0	0,0000054	0
15	-0,019492	-0,00018233	-0,00855375	-0,00610522
16	-0,00298	0	0,00143598	0,00026587

**Tabelle A.3.1:** Parameter der Pedotransferfunktion nach RAWLS & BRAKENSIEK (1985)

## **DANKSAGUNG**

Die vorliegende Arbeit entstand während meiner Tätigkeit als Doktorand am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) des Forschungszentrums Karlsruhe und der Universität Karlsruhe (TH).

Ich danke in besonderem Maße Herrn Prof. Dr. F. Fiedler für die Anregung zum Thema dieser Dissertation, die wertvollen Hinweise bei vielen anregenden Diskussionen und die kritische Korrektur dieser Arbeit.

Herrn Prof. Dr. K. D. Beheng danke ich für die freundliche Übernahme des Korreferats.

Besonderer Dank gilt der 'KAMM-Gruppe' um Herrn Dr. M. Baldauf für die hilfreichen Diskussionen, Herrn Dr. F. Grabe für die Einarbeitung in das Boden-Vegetationsmodell sowie Herrn G. Brückel und Frau G. Klinck für die Bereitstellung bestens betreuter EDV-Anlagen.

Herzlichen Dank für verschiedenste Formen der Unterstützung verdienen Herr H. Zimmermann, Herr A. Wiegele sowie alle Kolleginnen und Kollegen, die mir beim Fortgang der Arbeit mit Rat und Tat zur Seite standen.

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe und des Forschungszentrums Karlsruhe erstellt.