

**Programm**  
**„Lebensgrundlage Umwelt und ihre Sicherung“**  
**(BWPLUS)**

**Abschlussbericht**

**Entwicklung eines Verfahrens zur  
Hochwasserfrühwarnung in kleineren und mittleren  
Einzugsgebieten auf der Grundlage von verteilten  
Online-Bodenfeuchtemessungen**

von:

J. Ihringer, R. Becker, W. Schädel

Universität Karlsruhe (TH)  
Institut für Wasser und Gewässerentwicklung

Förderkennzeichen:

**BWR 23007**

Die Arbeiten des Programms  
„Lebensgrundlage Umwelt und ihre Sicherung“  
werden mit Mitteln des Landes Baden-Württemberg gefördert

**September 2006**

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b> .....	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Grundlagen und Methoden</b> .....	<b>5</b>
2.1	Bedeutung der Bodenfeuchte für die Abflussbildung .....	5
2.2	Bodenfeuchte als Indikator der Abflussbereitschaft .....	6
2.2.1	Abflussanteile, Abflussbildungsprozesse; Begriffsdefinitionen .....	6
2.2.1.1	Horton'scher Oberflächenabfluss .....	7
2.2.1.2	Sättigungsflächenabfluss .....	7
2.2.1.3	Interflow .....	8
2.2.1.4	Grundwasserabfluss .....	8
2.2.1.5	Makroporenfluss.....	9
2.2.2	Einfluss der Bodenfeuchte und Abflussbildung .....	9
2.2.2.1	Hortonscher Oberflächenabfluss .....	9
2.2.2.2	Sättigungsflächenabfluss .....	10
2.2.2.3	Interflow .....	11
2.2.2.4	Grundwasserabfluss .....	11
2.2.2.5	Makroporenfluss / Präferenzielles Fließen.....	11
2.2.2.6	Zusammenfassende Betrachtung und Bewertung .....	12
2.2.3	Physikalisch basierte Modellierung .....	13
2.2.3.1	Modelltypisierung .....	13
2.2.3.2	Die Modellstruktur von CATFLOW .....	13
2.3	Messtechnik zur differenzierten Beurteilung der Abflussbereitschaft .....	16
2.3.1	Verfahren und Methoden zur Messung der Bodenfeuchte .....	16
2.3.1.1	Direkte Messverfahren .....	16
2.3.1.2	Indirekte Messverfahren.....	17
2.3.1.3	Weitere Messverfahren .....	20
2.3.1.4	Zusammenfassung.....	20
2.3.1.5	Verfahrenswahl .....	22
2.3.2	Beschreibung des gewählten Verfahrens.....	23
2.3.2.1	Physikalisches Messprinzip.....	23
2.3.2.2	Messung mit der Zeitbereichsreflektometrie (TDR) .....	24
2.3.3	Bodenfeuchteprofile aus TDR-Messungen.....	26
2.3.4	Räumliche Auflösung der Bodenfeuchtemessungen mit Geostatistik.....	31
2.3.4.1	Semivariogrammanpassung.....	31
2.3.4.2	External Drift Kriging .....	32
2.4	Wahl repräsentativer Messstandorte .....	33
2.4.1	Fernerkundung .....	33
2.4.1.1	Physikalische Grundlagen.....	33
2.4.1.2	Fernerkundungssysteme.....	33
2.4.1.3	Wahl des Sensors .....	34
2.4.1.4	Beschreibung des Sensors .....	35

2.4.1.5	Aufbereitung der Satellitenbilder .....	36
2.4.1.6	Interpretation der Satellitenbilder.....	37
2.4.2	Identifikation von Flächen gleicher Abflussbildungsprozesse.....	38
<b>3</b>	<b>Messeinrichtungen.....</b>	<b>41</b>
3.1	Lysimeter .....	41
3.1.1	Allgemeine Grunddaten .....	41
3.1.2	Beschreibung.....	41
3.1.2.1	Boden .....	41
3.1.2.2	Lage und Ausstattung der Messeinrichtungen.....	41
3.2	Testgebiet Dürreychbachtal mit Untereinzugsgebiet Freifläche .....	43
3.2.1	Allgemeine Grunddaten .....	43
3.2.2	Gebietsbeschreibung .....	44
3.2.2.1	Vegetation, Böden, Geologie.....	46
3.2.2.2	Lage und Ausstattung der Messeinrichtungen.....	46
3.3	Testgebiet Goldersbach (Tübingen) mit Untereinzugsgebiet Kirnbach .....	47
3.3.1	Allgemeine Grunddaten .....	47
3.3.2	Gebietsbeschreibung .....	47
3.3.2.1	Vegetation, Böden, Geologie.....	47
3.3.2.2	Lage und Ausstattung der Messeinrichtungen.....	48
3.4	Versuchsgebiet Sulm .....	50
3.4.1	Allgemeine Grunddaten .....	50
3.4.2	Gebietsbeschreibung .....	51
3.4.2.1	Geologie, Böden, Landnutzung .....	51
3.4.2.2	Lage und Ausstattung der Messeinrichtungen.....	52
<b>4</b>	<b>Bodenfeuchte als Indikator der Abflussbereitschaft .....</b>	<b>54</b>
4.1	Feldstudien im Untersuchungsgebiet Dürreychbachtal.....	54
4.1.1	Abflussuntersuchung im Gebiet Freifläche / Stillwasserhütte .....	54
4.1.2	Niederschlag-Abfluss-Ereignisse des Gebiets Freifläche / Stillwasserhütte.....	56
4.1.3	Abflussbeiwertermittlung anhand gängiger, konzeptioneller hydrologischer Verfahren.....	59
4.1.4	Bodenfeuchte als Regelgröße der Abflussbildung.....	62
4.1.4.1	Abschätzung des Abflussbeiwerts über die Bodenvorfeuchte .....	62
4.1.4.2	Abschätzung des Abflussbeiwerts mittels Bodenfeuchte spezifischer Niederschlagstransformation .....	62
4.1.4.3	Bodenfeuchtemessung zur Abschätzung der abflussbeitragenden Flächen, linearer Ansatz.....	64
4.1.4.4	Physikalisch begründete Funktion der abflussbeitragenden Flächen .....	66
4.1.5	Standortfrage zur repräsentativen Messung .....	69
4.1.6	Fehlerbetrachtung der TDR-Bodenfeuchtemessungen im Gebiet Freifläche.....	69
4.1.6.1	Langzeitbeobachtung der Bodenfeuchte .....	70
4.1.6.2	Teilsättigungsniveaus in Abhängigkeit der Zeit.....	71

4.1.6.3	Teilsättigungsniveaus in Abhängigkeit der Temperatur .....	72
4.1.6.4	Teilsättigungsniveaus in Abhängigkeit der Feuchtevorbedingung .....	72
4.1.6.5	Teilsättigungsniveaus in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität .....	74
4.1.6.6	Teilsättigungsniveaus in Abhängigkeit der Niederschlagssumme.....	74
4.1.6.7	Diskussion.....	74
4.2	Physikalisch basierte Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Verhaltens zur Darstellung der Möglichkeiten und Grenzen der Bodenfeuchte als Indikator .....	75
4.2.1	Räumliche Diskretisierung der Modellhänge (Geometrie) .....	76
4.2.2	Synthetisch generierte Niederschläge (Niederschlagsdaten) .....	76
4.2.3	Anfangsbedingungen der Bodenfeuchte .....	77
4.2.4	Ergebnisse.....	78
4.3	Diskussion.....	83
<b>5</b>	<b>Messtechnik zur differenzierten Beurteilung der Abflussbereitschaft .....</b>	<b>85</b>
5.1	Entwicklung eines TDR-Messclusters für den operationellen Betrieb .....	85
5.1.1	Entwicklung einer TDR-3-Stabsonde zur profilaufgelösten Messung (SuSu03).....	85
5.1.1.1	Technische Beschreibung .....	86
5.1.1.2	Elektrostatische Feldberechnung .....	88
5.1.1.3	Kalibration .....	91
5.1.1.4	Überprüfung der Sondenspezifikationen .....	92
5.1.1.5	Überprüfung der Funktionsfähigkeit der TDR- Dreistabsonden (Lysimeterversuch).....	96
5.1.2	Weiterentwicklung des Multiplexers (Schaltmodul) .....	104
5.1.3	Steuerung des Sampling Oszilloskops (Tektronix Kabeltester 1502B).....	105
5.1.4	Aufbau des Steuercomputers und Entwicklung der Computersteuerung .....	105
5.1.5	Entwicklung der Spannungskontrolle .....	106
5.1.6	Operationelle Datenbank .....	106
5.1.6.1	Datenmodell / Datenbankmanagementsystem .....	106
5.1.6.2	SER-Modell.....	107
5.1.6.3	Schnittstellen.....	109
5.1.6.4	Messwertfehlererkennung und Behandlung .....	109
5.1.7	Automatisierung der Rekonstruktion .....	111
5.1.8	Weiterentwicklung des operativen Messsystems .....	112
5.2	Feldmaßstäbliche Vorversuche zur Überprüfung der Messtechnik.....	114
5.2.1	Versuchsdurchführung.....	114
5.2.2	Versuchsauswertung .....	115
5.2.2.1	Vertikale Schnitte .....	117
5.2.2.2	Horizontale Schnitte .....	119
5.2.2.3	Bodenfeuchteänderung.....	122
5.2.2.4	Korrelationsbetrachtungen .....	124

5.2.2.5	Diskussion.....	125
5.3	Zeitliche Auflösung der Bodenfeuchtemessungen.....	125
5.4	Räumliche Auflösung der Bodenfeuchtemessungen .....	128
5.4.1.1	Cross-Validation.....	129
5.4.1.2	Diskussion.....	130
<b>6</b>	<b>Wahl repräsentativer Messstandorte im Einzugsgebiet der Sulm.....</b>	<b>131</b>
6.1	Fernerkundung.....	131
6.1.1	Wahl der Satellitenaufnahmen .....	131
6.1.1.1	Bewertung der Niederschlagssituation .....	131
6.1.1.2	Hydrologische Bewertung der Abflusssituation.....	132
6.1.1.3	Kennwerte der Satellitenaufnahmen.....	133
6.1.2	Ergebnisse.....	134
6.1.3	Plausibilisierung durch hydrologische Werte und Geocharakteristika.....	135
6.1.4	Diskussion .....	136
6.2	Identifikation von Flächen gleicher Abflussbildungsprozesse nach WBS- FLAB.....	137
6.2.1	Datengrundlage .....	137
6.2.2	Ergebnisse.....	140
6.2.3	Diskussion .....	140
6.3	Geocharakteristika .....	141
6.3.1	Landnutzung.....	141
6.3.2	Hangkrümmung .....	141
6.3.3	Diskussion .....	142
6.4	Verschneidung der flächenverfügbaren Informationen .....	143
6.4.1	Anwendung.....	143
6.4.2	Diskussion .....	143
6.5	Feldbegehung .....	144
6.5.1	Allgemeine Beschreibung .....	144
6.5.2	Detailbeschreibung der Messstandorte.....	147
6.5.2.1	Messgebiet 2.....	147
6.5.2.2	Messgebiet 3.....	148
6.5.2.3	Messgebiet 4.....	149
6.5.2.4	Messgebiet 8.....	149
6.5.2.5	Messgebiet 10.....	150
6.5.2.6	Messgebiet 13.....	150
6.5.2.7	Messgebiet 14.....	151
6.5.2.8	Messgebiet 15.....	151
6.5.2.9	Messgebiet 16.....	152
6.5.2.10	Messgebiet 17.....	152
6.5.2.11	Messgebiet 18.....	153
6.5.2.12	Messgebiet 19.....	154
6.6	Diskussion.....	155

---

<b>7</b>	<b>Erste Messergebnisse .....</b>	<b>156</b>
7.1	Reflektogramme.....	156
7.2	Rekonstruierte Bodenfeuchteprofile .....	157
7.3	Diskussion.....	166
<b>8</b>	<b>Zusammenfassung.....</b>	<b>169</b>
	<b>Literaturverzeichnis .....</b>	<b>172</b>
	<b>Symbolverzeichnis.....</b>	<b>181</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis .....</b>	<b>183</b>
	<b>Tabellenverzeichnis .....</b>	<b>189</b>
	<b>Anhang.....</b>	<b>190</b>
	US-Soil-Taxonomy nach Carsel & Parrish.....	190
	Kostra-Niederschlagsstatistik für das Einzugsgebiet der Sulm .....	190

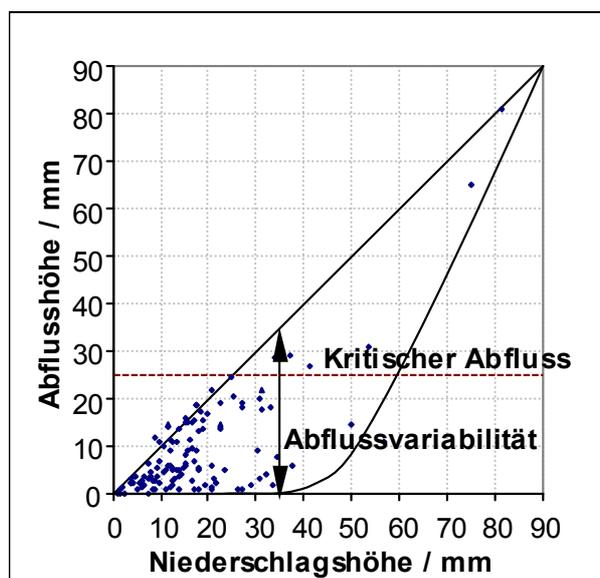
# 1 Einleitung

Ziel des Projekts ist der Aufbau eines Hochwasserwarnsystems für kleine Einzugsgebiete, das auf verteilten kontinuierlichen Bodenfeuchtemessungen beruht. Die katastrophalen Hochwasserereignisse der letzten Jahre in Deutschland haben gezeigt, dass erheblicher Verbesserungsbedarf in Sachen Hochwasserwarnung und -vorhersage besteht. Auch in kleinen Einzugsgebieten von nur wenigen hundert Quadratkilometern kommt es immer wieder zu hohen Schäden aufgrund verheerender Abflüssen, die innerhalb weniger Stunden nach Einsetzen des Niederschlages entstehen können (**Abbildung 1**).



**Abbildung 1:** Hochwasser der Oos, Okt./Nov. 1998, Baden-Baden, Kaiserallee.

Die Hochwasserfrühwarnung in kleinen Einzugsgebieten ist aus mehreren Gründen schwierig. Die quantitative Vorhersage des zeitlichen Verlaufs und die notwendige kleinskalige räumliche Differenzierung des Niederschlags ist eine große Herausforderung für die Meteorologie und ist noch nicht abschließend gelöst. Selbst bei exakten Niederschlagsvorhersagen ist die Hochwasserfrühwarnung mit großen Unsicherheiten verbunden, weil ähnliche Niederschläge zu sehr unterschiedlichen Abflusseaktionen führen können (**Abbildung 2**).

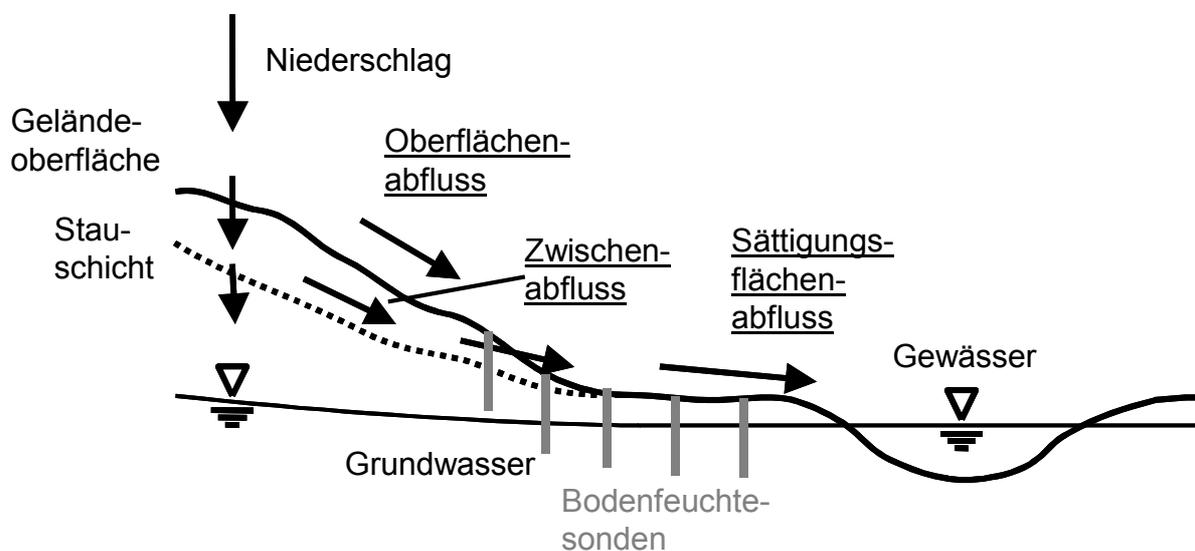


**Abbildung 2:** Variabilität der Abflussreaktion (Tannhausen-Projekt, IWG).

Der Abflussbeiwert ist der Quotient aus Abflusshöhe zu Niederschlagshöhe und ist demnach der Volumenanteil der gesamten Niederschlagsmenge eines Ereignisses, der zum Abfluss gelangt. **Abbildung 2** zeigt die Variabilität des Abflussbeiwerts anhand von gemessenen Daten. Bei sehr kleinen und sehr großen Niederschlagsmengen ist sicher, dass nur wenig bzw. viel Wasser zum Abfluss kommt. Die Variabilität und damit die Unsicherheit in der Vorhersagbarkeit ist gering. Bei mittleren Niederschlagsmengen ist die Variabilität im Abfluss jedoch sehr hoch, was auf unterschiedliche Sättigungszustände vor den jeweiligen Niederschlagsereignissen zurückzuführen ist.

Die Abflussbereitschaft eines Einzugsgebiets hängt von verschiedenen Faktoren ab, die zum Teil statisch und zum Teil dynamisch sind. Die wesentliche dynamische Einflussgröße ist die aktuelle Bodenfeuchte. Sie entscheidet einerseits darüber, wie viel Wasser noch gespeichert werden kann, andererseits kontrolliert sie die Entstehung neuer und die Veränderung bestehender Abflussbildungsprozesse. So kann etwa auf einer Fläche, auf der bei mittleren Feuchteverhältnissen das Wasser infiltriert, bei hoher Feuchte Oberflächenabfluss entstehen, der zu einer schnellen Hochwasserentstehung beitragen kann. Deshalb ist in kleineren Einzugsgebieten der Feuchtezustand des Bodens die maßgebliche Größe, die darüber entscheidet, wie viel Niederschlagswasser schnell abfließt und so zur Hochwasserentstehung beiträgt. Im folgenden werden die Einflussgrößen der Abflussbildung unter dem Begriff „Gebietszustand“ zusammengefasst. Je kleiner ein Einzugsgebiet ist, desto genauer muss dieser Gebietszustand differenziert werden, um eine verlässliche Abschätzung der Hochwassergefahr erreichen zu können.

Bereits in der vorangegangenen Machbarkeitsstudie zum vorliegenden Projekt wurde der Stand des Wissens zu den relevanten Abflussbildungsprozessen bei Hochwasser dokumentiert (Ihringer et al., 2004).



**Abbildung 3:** Aufteilung des Niederschlags in die für die Hochwasserentstehung wesentlichen schnellen Abflusskomponenten (unterstrichen). Bodenfeuchtesonden zur Beobachtung der Sättigung am Hangfuß.

Das Beispiel eines Hangs in **Abbildung 3** zeigt die wichtigsten Komponenten, die bei der Hochwasserentstehung zum Tragen kommen. Fällt ein Niederschlag auf eine Geländeoberfläche wird er im allgemeinen in verschiedene Abflusskomponenten aufgeteilt. Ein Teil des Niederschlags fließt auf der Oberfläche ab, wenn die Regenintensität die Infiltrationskapazität übersteigt. Der Rest infiltriert. Wenn es im Untergrund weniger durchlässige Schichten gibt, kann sich das Wasser oberhalb aufstauen und lateral abfließen,

was als Zwischenabfluss oder Interflow bezeichnet wird. Dieser kann dann an anderer Stelle aus dem Hang wieder austreten oder exfiltrieren. Durch den Anstieg des Grundwasserspiegels kommt es bei grundwassernahen Standorten etwa in Auenbereichen zu einer Aufsättigung von unten. Diese Flächen können dann keinen Niederschlag mehr aufnehmen und es kommt zu Sättigungsflächenabfluss.

Die Arbeitshypothese für das vorliegende Projekt lautet, dass mit verteilten Bodenfeuchtemessungen in den Übergangsbereichen wie **Abbildung 3** dargestellt eine wesentliche Verbesserung für die Hochwasserwarnung erreicht werden kann. Dabei erlaubt das neuartige Mess- und Auswerteverfahren „Spatial TDR“ (Becker, 2004) erstmals die Bestimmung von vertikalen Bodenfeuchteprofilen entlang der installierten Bodenfeuchtesonden. Diese potentiellen Messstandorte sind von mehreren wichtigen Abflussbildungsprozessen beeinflusst und eine Beobachtung der Feuchteverteilung im Untergrund gibt Aufschluss über den lokalen Gebietszustand. Wird dieses Monitoring an mehreren repräsentativen Standorten im Einzugsgebiet durchgeführt kann über geeignete Regionalisierungsverfahren die Abflussneigung des gesamten Einzugsgebiets abgeschätzt werden.

Es ergeben sich somit folgende Anforderungen für die Umsetzung des Monitoring-Systems:

1. Wissenschaftliche Überprüfung folgender Arbeitshypothesen:
  - a. Die gemessene Bodenfeuchte verbessert die Bestimmung des Abflussbeiwerts,
  - b. Die vertikale Verteilung der Bodenfeuchte bestimmt das Abflussverhalten
2. Verbesserung und Anpassung des Verfahrens „Spatial TDR“ zur Bestimmung von Bodenfeuchteprofilen für die Hochwasserfrühwarnung und Bau von angepassten Messsonden.
3. Aufbau eines Systems zur automatischen Messung verteilter Bodenfeuchteprofile inklusive solarer Stromversorgung und drahtloser Datenfernübertragung.
4. Umsetzung einer Datenbank zur effektiven Verwaltung der Messdaten und Automatisierung der Datenanalyse mit dem Spatial-TDR-Algorithmus.
5. Identifikation geeigneter Messstandorte im Einzugsgebiet
6. Installation der Messsysteme
7. Datenerhebung und Datenauswertung
8. Interpretation der Daten hinsichtlich der Abflussbereitschaft des Gesamtgebiets

Die Umsetzung des Monitoring-Systems erfolgt in dem für Baden-Württemberg typischen Einzugsgebiet der Sulm. Dieses Einzugsgebiet eignet sich als Pilotgebiet besonders, weil das Institut für Wasser und Gewässerentwicklung (IWG) bereits früher mehrere hydrologische Projekte im Zusammenhang mit diesem Einzugsgebiet durchgeführt hat und über gebietsspezifische Kenntnisse und Erfahrungen verfügt. Zu den umfangreichen Vorarbeiten gehört auch der Aufbau eines Niederschlag-Abfluss-Modells für die Sulm. Ein weiterer Vorteil ist, dass der Wasserverband Sulm ein eigenes Messnetz von Pegeln und Niederschlagsstationen betreibt und so über die für das Projekt notwendigen Daten verfügt. Der Wasserverband Sulm, der die Arbeiten sehr begrüßt und stark unterstützt, zeigt als betroffene und potentiell nutzende Gruppe großes Interesse an diesem Vorhaben.

Im vorliegenden Bericht werden teilweise Ergebnisse anderer Forschungsaktivitäten des Instituts für Wasser und Gewässerentwicklung mit vorgestellt und verwendet, die nicht Gegenstand des beantragten Projekts waren, aber für das Vorhaben wesentliche Beiträge geliefert haben. Dazu gehören Ergebnisse der Felduntersuchungen im Dürreych-Tal (Zusammenhang zwischen Bodenfeuchte und Abfluss, Abflussbildungsprozesse, u.v.m) und Entwicklungen und Erkenntnisse aus dem Weiherbach-Projekt (physikalisch basierte hydrologische Modellierung, verteilte Bodenfeuchtemessungen u.v.m.). Einige der neueren grundlegenden Arbeiten gehen auf Becker (2004) und Schädel (2006) zurück. Dem aktuellen

Projekt ging eine Machbarkeitsstudie voraus, die als eigenständiges nur wenige Monate umfassendes Kurzprojekt separat von BWPlus gefördert wurde (Förderkennzeichen BWC 21014). Der Projektabschlussbericht von Ihringer (2003) beschreibt die grundlegenden Arbeiten der Machbarkeitsstudie, die teilweise im vorliegenden Bericht noch einmal aufgenommen und vertieft wurden.

### **Struktur des Berichts**

Die wesentlichen Arbeitsschwerpunkte des Vorhabens lassen sich im anhand von drei Fragen gruppieren: Was, wie und wo muss gemessen werden?

Zunächst werden in Kapitel 2 die theoretischen Grundlagen und die Methoden erläutert, die für die verschiedenen Teiluntersuchungen des Vorhabens von Bedeutung sind.

Dann werden in Kapitel 3 die Messeinrichtungen für die Labor- und Freilandversuche vorgestellt, die im Zusammenhang mit dem Vorhaben stehen.

Was muss gemessen werden: Im Rahmen eines früheren Projekts wurden konventionelle Bodenfeuchtemessungen durchgeführt. Anhand derer wird in Kapitel 4 die Hypothese getestet, dass Bodenfeuchteinformationen die Schätzung des Abflussbeiwerts verbessern. Mit einer physikalisch basierten Simulation wird gezeigt, welchen Einfluss die vertikale Verteilung der Bodenfeuchte auf das Abflussgeschehen in und auf einem Hang hat.

Wie muss gemessen werden: Die Bestimmung des vertikalen Bodenfeuchteprofils geschieht nach dem Spatial TDR-Verfahren. Für die Anwendung dieses Verfahrens in der Hochwasserfrühwarnung werden eigens neue Einstechsonden entworfen, gebaut und kalibriert. Diese Arbeiten werden zusammen mit der Realisierung des kompletten Monitoring-Systems, das eine Messdatenbank und die automatisierte Auswertung einschließt, in Kapitel 5 beschrieben.

Wo muss gemessen werden: Das mehrstufige Verfahren zur Identifikation repräsentativen Messstandorte im Sulm-Einzugsgebiet wird in Kapitel 6 erläutert.

Erste Messergebnisse werden in Kapitel 7 vorgestellt und diskutiert.

Schließlich erfolgt in Kapitel 8 die Zusammenfassung der Projektergebnisse.

## 2 Grundlagen und Methoden

### 2.1 Bedeutung der Bodenfeuchte für die Abflussbildung

Der Einfluss des Gebietszustands auf die Abflussreaktion wird bereits in den 70er Jahren erkannt und in systemhydrologischen Modellen abgebildet (Plate, 1989). Die Integration findet über einen Vorfeuchteindex (US-SCS, 1972) oder über den Basisabfluss statt, der sowohl beim Koaxialdiagramm (Linsley, 1975) als auch beim Regionalisierungsverfahren nach Lutz (1984) in die Bestimmung des Effektivniederschlags eingeht. Diese vornehmlich zur Dimensionierung von Hochwasserschutzmaßnahmen entwickelten sogenannten Black-Box-Modelle bilden das Realsystem durch eine mathematische Systemfunktion ab, das eigentliche System bleibt dabei unbekannt. Modelltheoretisch kann ein Simulationsmodell jedoch nur dann prognosefähig sein, wenn es in der Lage ist, die raum-zeitliche Dynamik der Abflussreaktion des Einzugsgebiets vollständig abzubilden (Casper, 2002). Um die Dynamik des Realsystems zu erfassen, müssen wesentliche System- und Wirkungsstrukturen nachgebildet werden.

Mit zunehmender Nähe zum Realsystem mischen sich systemhydrologische Black-Box-Modelle mit physikalisch basierten Modellansätzen. Die damit einhergehende steigende Modellkomplexität bedingt höhere Anforderungen an die Parametrisierung und die Verfügbarkeit zeitlich und räumlich fein aufgelöster Messdaten zur Modellkalibrierung und –validierung. Als Resultat dynamischer und statischer Messdaten wird der Gebietszustand aus Vorbedingungen, die von Niederschlag, Abfluss, Evapotranspiration u.a. geprägt sind, nach Umrechnung mit bodenphysikalischen Parametern als Sättigung oder Bodenfeuchte bestimmt. Der steigenden Komplexität in der Bestimmung des Gebietszustands folgt nicht zwangsläufig eine Verbesserung der Genauigkeit (Moore, 1992).

Mit dem Modell „TOPMODEL“ zeigt Beven (1984) erstmals den Einsatz von physikalisch basierten Modellansätzen zur Hochwasservorhersage. Ehret (2003) versucht mit den physikalisch basierten Modellen FGMOD/LARSIM und HBV-IWS Kurzfristvorhersagen in einem kleinen Einzugsgebiet zu ermöglichen. Trotz simuliertem Gebietszustand führt die Variabilität der Abflussreaktion zu enormen Unsicherheiten in der Bestimmung des Abflussscheitelwerts.

Komplexität und Kopplung meteorologischer und hydrologischer Prozesse verhindern gegenwärtig die Simulation des Gebietszustands durch physikalisch basierte Modelle. Derzeitige Forschungsaktivitäten zu deren Erfassung beschränken sich auf die als ungesättigte Bodenzone bezeichnete oberste Bodenschicht (Entekhabi, 1999; GLACE, 2004).

Durch die Untersuchung des Abflussverhaltens bei unterschiedlicher Infiltrationskapazität (Horton, 1939) wurde schon früh deren Einfluss auf das Abflussgeschehen dokumentiert. Grayson (1997) weist der ungesättigten Bodenzone die Bodenfeuchte als Steuergröße der hydraulischen Eigenschaften zu, die die Infiltrationskapazität bestimmt (Bronstert, 1994). Uhlenbrook (1997) beschreibt ausführlich das Auftreten von Abflussbildungsprozessen in dieser Zone, deren Verteilung Peschke (1998) an das Abflussgeschehen koppelt. Er zeigt für ein kleines Einzugsgebiet die Korrelation zwischen Abfluss und der Ausdehnung des Abflussbildungsprozesses „Sättigungsflächen“ als Konsequenz des lokalen Bodenfeuchtezustands. Casper (2002) weist durch Messungen der Bodenfeuchte an vier Standorten die Abflussbereitschaft einzelner Abflussbildungsprozesse nach. Aus Beobachtungen an Messstandorten für Sättigungsflächen, Interflow- und Infiltrationsflächen bestimmt er fünf Gebietszustände und vergleicht deren Abflussverhalten qualitativ.

Zur Integration des Gebietszustands in die Hochwasserfrühwarnung wird ein Verfahren benötigt, das die Abflussträchtigkeit verschiedener Abflussbildungsprozesse auf Basis von Bodenfeuchtemessungen quantifiziert und zeitnah online verfügbare Daten liefert. Die vorliegende Arbeit legt die Grundlagen zur Entwicklung eines solchen Verfahrens.

## 2.2 Bodenfeuchte als Indikator der Abflussbereitschaft

Die Variabilität des Abflussbeiwerts, der sich aus dem Quotienten des gefallenen Niederschlags und des zum Abfluss gelangenden Teils des Niederschlags bildet, spielt eine große Rolle bei der Niederschlag-Abfluss-Modellierung. Lutz (1994) wie andere auch (Linsley, 1975; Casenave, 1982) versucht diese Variabilität durch gebietsspezifische und ereignisspezifische Parameter zu erklären, was für Fragen der Bemessung von Hochwasserschutzmaßnahmen hinreichend genau das Gebietsverhalten widerspiegelt.

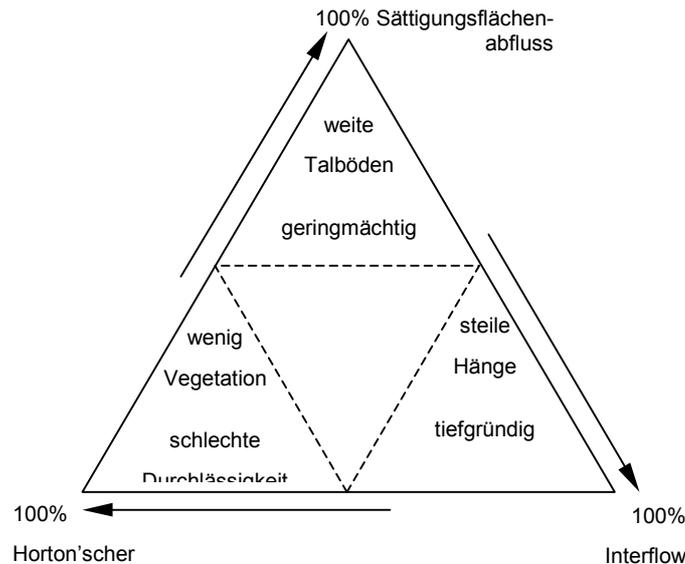
Für die Fragestellung der Hochwasserfrühwarnung muss die Genauigkeit des Abflussbeiwerts verbessert werden. Der Boden ist das entscheidende Transformationsglied der Niederschläge in die Abflusskomponente, die Bodenfeuchte sowie die Evapotranspiration und damit wesentliche Ursache für die Formierung der Wasserressourcen in der differenzierten zeitlichen und räumlichen Verteilung (Peschke, 2001). Dennoch findet er in der Bestimmung des Abflussbeiwerts bislang nur unzureichende Berücksichtigung. Ein noch immer geringer Kenntnisstand über das Abflussverhalten der Böden wie auch fehlende hochauflösende gebiets- und bodenspezifische Kenndaten sind mögliche Gründe hierfür (Tressel, 2001).

Die Einsicht, dass ein tieferes Verständnis für die Vorgänge in der Natur nur durch sorgfältige und langfristige Beobachtungen der Geschehnisse rund um die Abflussbildung und nicht durch konzeptionelle „Black Box“ Ansätze gewonnen werden kann (Klemes, 1986) verstärkt in der „Feldhydrologie“ das Bestreben, das Abflussverhalten an Abflussbildungsprozesse zu koppeln. Diese werden in Kapitel 2.2.1 begrifflich eingeordnet. Im Anschluss daran wird die Interaktion zwischen Bodenfeuchte und den Abflussbildungsprozessen in Kapitel 2.2.2 explizit erläutert.

Die Bedeutung der Bodenfeuchte als Indikator der Abflussbereitschaft zeigt sich in der Betrachtung der heute gängigen Wasserhaushaltsmodellierung auf Basis der Richards-Gleichung (Hillfow, Maurer, 1997; WasimETH, Schulla, 1997), deren Grundlage in Kapitel 2.2.3 beschrieben wird. Der als instationär betrachtete Systemzustand wird hier mit Hilfe eines Terms, der die Bodenfeuchte  $\Theta$  direkt beinhaltet, physikalisch begründet.

### 2.2.1 Abflussanteile, Abflussbildungsprozesse; Begriffsdefinitionen

Die Beschreibung von Abflussanteilen kann entweder nach einer Zeit- oder Herkunfts-Klassifizierung erfolgen (Bergmann, 1996). Die Zeit-Klassifizierung teilt die Abflussganglinie in die Anteile Direktabfluss und Reservoirabfluss. Diese Abflussanteile unterscheiden sich durch den Zeitpunkt des Auftretens des bei einem Niederschlagsereignis abfließenden Wassers im Vorfluter (Chow, 1964). Im Mittelpunkt der Herkunfts-Klassifizierung in Abflussbildungsprozesse steht die Herkunft der Abflussanteile einer Abflussganglinie. Die Grundlage dieser Klassifizierung schafft Horton (1933) mit der Definition des Oberflächenabflusses. Chow (1964) versucht einen Bezug zwischen diesen beiden Klassifizierungssystemen herzustellen. Der Direktabfluss wird dabei dem Oberflächenabfluss und dem unmittelbaren Zwischenabfluss zugeteilt, der Reservoirabfluss beinhaltet den verzögerten Zwischenabfluss und den Grundwasserabfluss. Abflussbildungsprozesse sind weder zeitlich noch räumlich vollständig voneinander trennbar (Dunne, 1978; Scherrer, 1997; Peschke, 1998; Bonell, 1998), was in **Abbildung 4** zum Ausdruck kommt und weshalb sich die begriffliche Erweiterung zu dominierenden Abflussbildungsprozess eingebürgert hat. Somit ist die folgende vorgenommene Trennung der Prozesse, die auf die Hangskale als Teilfläche eines Einzugsgebietes (Blöschl, 1996; Uhlenbrook, 1997) beschränkt ist, als idealisiert zu verstehen.



**Abbildung 4:** Abflusskomponenten in Abhängigkeit der Gebietseigenschaften in Anlehnung an Anderson (1990)

Unter die ohnehin unscharf trennbaren Prozesse des „Interflow“ und des „Sättigungsflächenabflusses“ haben sich zusätzlich weitere Begrifflichkeiten wie „groundwater ridging“, „piston flow“, „interflow“, „subsurface storm flow“ oder anderen Bezeichnungen gemischt.

Auch wenn mit den Begriffen „Sättigungsflächenabfluss“ und „Interflow“ der Vielfalt der Fließwege und Erscheinungsformen des Abflusses nicht entsprochen werden kann (Gutknecht, 1996), macht eine weitere Aufteilung dieser eng miteinander wechselwirkenden Prozesse keinen Sinn, wenn das Interesse auf eine rein mengenmäßige Trennung schneller und langsamer Abflusskomponenten gerichtet ist (Peschke, 1999). Sie werden deshalb nicht explizit beschrieben.

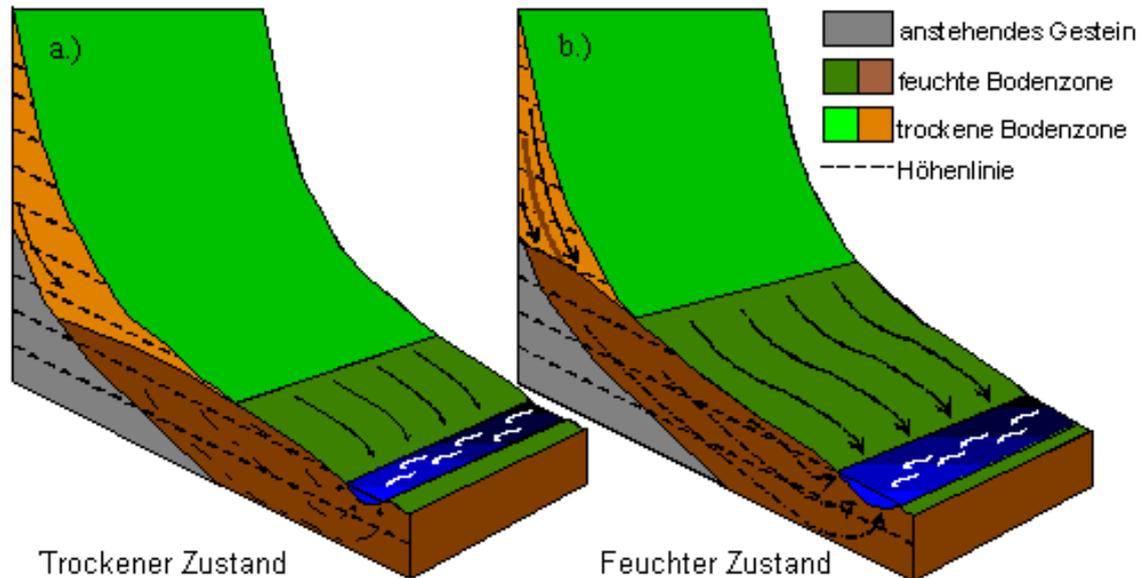
### 2.2.1.1 Horton'scher Oberflächenabfluss

Oberflächenabflüsse entstehen relativ schnell als Folge von Starkregen, häufig in den oberen und steileren Quellgebieten hydrologischer Einzugsgebiete. Übertrifft die Niederschlagsintensität lokal die jeweilige Infiltrationsrate, fließt das nicht infiltrierbare Wasser, der sogenannte Infiltrationsüberschuss, lateral entlang der Hangoberfläche ab (Horton, 1933). Dies ist beim Zusammentreffen hoher Regenintensitäten und gering durchlässiger Böden, z. B. wenn dieser verdichtet oder versiegelt ist, der Fall (Peschke, 2001). Die Durchlässigkeit der Böden ist von den Eigenschaften Textur, Lagerungsdichte, Struktur, Form der Bodengemengeteile, Gefügestabilität und Porenverteilung geprägt (Gutknecht, 1996). Der Anteil des Infiltrationsüberschusses ist um so größer, je größer die Neigung der Bodenoberfläche ist und je langsamer die Niederschläge vom Boden aufgenommen werden können (Scheffer, 1998). Wegen der hohen Makroporosität des Oberbodens tritt dieser Abflussbildungsprozess in bewaldeten, humiden Gebieten stark in den Hintergrund (Bonell, 1998). Oberflächlich geben die Oberflächenrauheit, das Gefälle und der Bewuchs die erreichbare Fließgeschwindigkeit an (Peschke, 2001) und bestimmen damit die Reaktionszeit des Gebietes auf Oberflächenabfluss.

### 2.2.1.2 Sättigungsflächenabfluss

Bei Sättigungsflächenabfluss handelt es sich um Landoberflächenabfluss auf gesättigten bzw. aufsättigenden Böden (Uhlenbrook, 1997). Die Aufsättigung findet von unten nach oben statt (Casper, 2002). Voraussetzung dafür sind oberflächennahe Grund- oder Stauwasserhorizonte (Feuchtfelder), die sich vorwiegend in Vorfluternähe und bei konkaven Talformen ausbilden (Peschke, 2001). Diese Horizonte werden durch infiltrierendes Regenwasser bis über die Bodenoberfläche angehoben und bilden auf diese Weise den Oberflächenabfluss,

wobei lateral zufließendes Wasser diesen Effekt verstärken bzw. beschleunigen kann. Das bereits infiltrierte Wasser dieser lateralen Zuflüsse tritt dann als Return Flow wieder an die Erdoberfläche. Die wichtigste Gebietseigenschaft für die potentielle Bildung von Sättigungsflächenabfluss ist die auffüllbare Porosität der obersten Bodenschicht (Peschke, 1999). Wie beim Hortonschen Oberflächenabfluss geben die Oberflächenrauheit, das Gefälle und der Bewuchs die erreichbare Fließgeschwindigkeit an.



**Abbildung 5:** Oberflächenabflussbildung: a.) Fließen auf verschiedenen Interflowebenen; b.) Ausdehnung der Sättigungsfläche mit Druckfortpflanzung innerhalb der durchgängigen Wasserphase

### 2.2.1.3 Interflow

Interflow kann sich zwischen den beiden Abflussentstehungsebenen Bodenoberfläche und Grundwasseroberfläche bilden. Für die Entstehung von Interflow ist eine, wie an Schichtgrenzen, sprunghaft oder kontinuierlich abnehmende hydraulische Leitfähigkeit mit zunehmender Tiefe ursächlich. Dies ist, wie in **Abbildung 5** dargestellt, durch den Wechsel von Bodenhorizonten (Peschke, 2001) ebenso möglich wie durch Feuchteunterschiede und den damit verbundenen Leitfähigkeitsunterschieden (Tischendorf, 1971). Ebenso kann eine hydraulische Leitfähigkeit, die lateral signifikant höher ist als vertikal, zu Interflow führen. Interflow kann als (langsamer) Matrixfluss oder (schneller) Makroporenabfluss auftreten (Beven, 1982) und ist an Hänge gebunden.

### 2.2.1.4 Grundwasserabfluss

Der Grundwasserabfluss ist direkt an die Grundwasserneubildung gebunden. Diese entsteht vornehmlich auf Flächen mit geringen oder fehlenden Gefälleunterschieden, die somit kaum laterale Abflusskomponenten hervorrufen. Die hier auftretenden vertikalen Abflusskomponenten führen bei einer hydraulischen Durchgängigkeit bis zum Grundwasserspiegel zur Grundwasserneubildung. Da diese an die Sickerwasserbewegung durch die gesamte ungesättigte Zone gebunden ist, erfordert sie, je nach Mächtigkeit der überlagerten Schichten, lange Fließzeiten. Die Grundwasserneubildung führt zu einer lokalen Anhebung des Grundwasserspiegels, was aufgrund des daraus folgenden Wasserspiegelgefälles zu lateralem Grundwasserabfluss führt, der bei hydraulischer Ankopplung schnelle Abflussreaktionen erzeugt. Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit bestimmt innerhalb des Grundwasserleiters dessen Fließgeschwindigkeit. Die Abflussreaktion des Grundwasserabflusses

auf einzelne Niederschlagsimpulse folgt in der Regel sehr schwach und zeitlich deutlich verzögert.

### 2.2.1.5 Makroporenfluss

Makroporenfluss ist dadurch charakterisiert, dass die Wasserbewegung in den Makroporen nicht maßgeblich durch Kapillarkräfte beeinflusst wird (Beven, 1981). Grundlage der Entstehung von Makroporen sind absterbende Pflanzenwurzeln, Aktivität der Bodenfauna (Wurm- und Wühlgänge), Auswaschungsvorgänge, Bodenaggregation, und –disaggregation, Schrumpfrisse und Bodenbearbeitung (Maurer, 1997). In mitteleuropäischen Böden finden sich Makroporen vor allem durch Wurmröhren in Löss- und Lehmböden sowie durch abgestorbene Wurzeln (Peschke, 2001). Die Anzahl und Ausdehnung der Makroporen nimmt mit der Tiefe ab (Beven, 1984). Trotz des geringen Anteils der Makroporen am Gesamtporenvolumen, werden bei Fließgeschwindigkeiten bis 20 cm/s (Beven, 1982) große Wassermengen abgeleitet (Bronstert, 1994). Dennoch ist deren hydraulische Wirksamkeit wegen ihres Volumens begrenzt (Peschke, 2001). Untersuchungen mit chemischen Tracern brachten das rasche Eindringen von Ereigniswasser in größere Tiefen mit der Existenz von Makroporen in Zusammenhang (Gutknecht, 1996). Zwar konnte auch die Vernetztheit von lateralen Makroporen über mehrere Meter nachgewiesen werden (Uhlenbrook, 1997) jedoch zeigen Isotopenuntersuchungen, dass Vorereigniswasser den Abfluss bei Einzelereignissen dominiert (Casper, 2002), der Makroporentransport somit lediglich bereichsweise und nicht zwingend mit Anbindung an den Vorfluter erfolgt. Wesentlich für das Entstehen von raschen Abflussreaktionen in der Tiefe ist der Wassertransport durch Makroporen (Gutknecht, 1996).

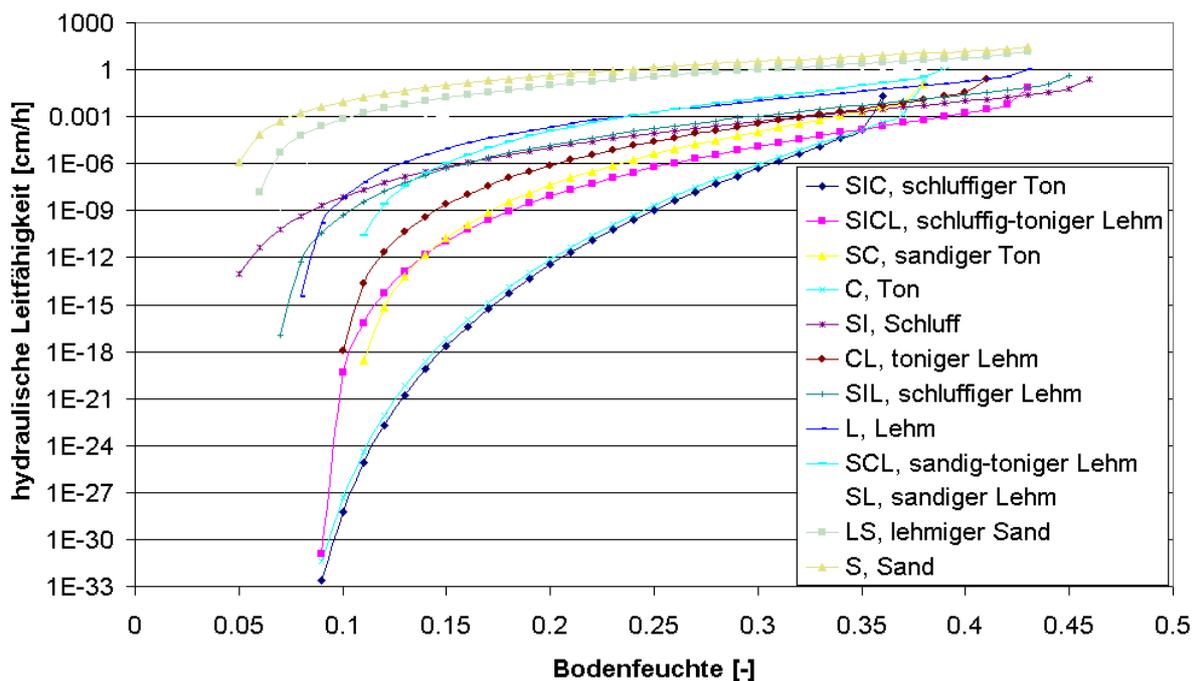
## 2.2.2 Einfluss der Bodenfeuchte und Abflussbildung

Das beschriebene starre System der dominierenden Abflussbildungsprozesse kann durch eine Dynamik in den Anfangsbedingungen überlagert sein, was zu Verschiebungen der räumlich differenzierten Prozesseinteilung führt (Peschke, 1999). Als Anfangsbedingung steht dabei die Gebietsfeuchte, der somit ein wesentlicher Anteil am Auftreten und an der Verteilung der Prozesse zugeschrieben wird. Die Gebietsfeuchte ist abhängig von der Wasserspeicherung und –versickerung. Diese Einflussfaktoren sind Vorstufe bzw. Ausgangspunkt für die Entstehung schneller Abflusskomponenten (Peschke, 1999) und sind insbesondere zwischen den Niederschlags-Abfluss-Ereignissen dominant. Die Schlüsselrolle spielt dabei der Komplex der oberen, meist ungesättigten Bodenzone einschließlich der Vegetationsdecke, der im Wechselspiel mit den meteorologischen Randbedingungen das Verhältnis zwischen Wasserspeicherung und –versickerung kontrolliert (Maurer, 1997). In der näheren Bestimmung der Aufteilung des Wassers an der Geländeoberfläche und im Bodenkörper sieht Dooge (1995) das Kernproblem der Hydrologie. Die Quantifizierung der Rolle des Bodenwassers bei der Hochwasserbildung ist somit ein hochgestecktes aber wichtiges Ziel bei Betrachtungen auf Einzugsgebietsskala (Bazemore, 1994). Die Bodenwasserverteilung kann über die Betrachtung der Bodenfeuchte annähernd bestimmt werden. Daher wird die gemachte Einteilung in Abflussbildungsprozesse nochmals aufgegriffen und im Folgenden unter dem Aspekt der Bodenfeuchte diskutiert.

### 2.2.2.1 Hortonscher Oberflächenabfluss

Die hydraulische Leitfähigkeit, die neben der Makroporosität das Infiltrationsvermögen eines Bodens angibt, schwankt aufgrund der Bodenfeuchte um mehrere Zehnerpotenzen. Diese Abhängigkeit wird innerhalb der Mualem van Genuchten-Parametrisierung formuliert (**Abbildung 6**). Die Form der  $\theta$ - $k_r$ -Beziehungen resultiert in hohem Maße aus dem Benetzungswiderstand im Boden (Schuhmann, 2002), der von den verschiedenen Oberflächenenergien von Bodenpartikeln, Luft und Wasser abhängt (Scheffer, 1998).

Insbesondere bei tonigen Böden steigt der Anteil der Makroporen bei sehr starker Austrocknung aufgrund von Schrumpfrissen. Das Infiltrationsverhalten des Bodenkörpers wird so wesentlich erhöht.



**Abbildung 6:** hydraulische Leitfähigkeiten verschiedener Bodenklassen in Abhängigkeit der Bodenfeuchte (nach van Genuchten)

### 2.2.2.2 Sättigungsflächenabfluss

Die potentielle Bildung von Sättigungsflächenabfluss ist, abhängig von der Bodenart und dessen Aufsättigungsverhalten, das Ergebnis von Füllungs- und Ausschöpfungsvorgängen vor Ereignisbeginn (Peschke, 1999), die oberflächennah stattfinden. Casper (2002) konnte Gebietszustände im hydrologischen Testgebiet Dürreychbachtal identifizieren, deren Abflussanteile sich durch das schnelle Aufsättigungsverhalten von Flächen mit Anbindung an den Vorfluter ergeben.

Sättigungsflächenabfluss kann aus „neuem“ und „altem“ Wasser, das bereits zu Beginn des Ereignisses im Einzugsgebiet gespeichert ist, bestehen (Uhlenbrook, 1997). Neben der Niederschlagsmenge entscheidet auch die Menge an „altem“ Wasser über das Abflussvolumen und die Scheitellaufzeit. Während bei fortschreitender Austrocknung die Anbindung von Flächen durch eine durchgängige Wasserphase in der Bodenmatrix rückläufig ist und sich vereinzelt Wasserlinsen ausbilden können, ist unter feuchten Verhältnissen eine beträchtliche Erweiterung der Sättigungsflächen möglich (Peschke, 2001). Die Ausdehnung ist, insbesondere bei entsprechenden Gefälleverhältnissen, durch die Talform beschränkt. Da das Ausmaß der Sättigungsflächen wie beschrieben meist nicht konstant ist, ist die Quantifizierung des Sättigungsflächenabflusses in einem Einzugsgebiet nur indirekt möglich (Uhlenbrook, 1997). Zusätzlich sieht Kirnbauer (1996) den Abflussbeiwert von Sättigungsflächen als variabel an. Punktueller Bodenfeuchtemessungen von Casper (2002), die das An- bzw. Abschalten der zugehörigen Sättigungsflächeneinheit als binären Zustand ohne Abstufungen zeigen, widersprechen diesem Ansatz.

Da Sättigungsflächenabfluss an oberflächennahe Grund- oder Stauwasserhorizonte gekoppelt ist und seine Ausdehnung mit der Menge an „altem Wasser“ in Verbindung steht, gibt die vertikale wie laterale Verteilung der Bodenvorfeuchte einen Eindruck über das Auftreten dieser Abflusskomponente vor Ereignisbeginn. Die ereignisbegleitende Betrachtung der räumlich verteilten Bodenfeuchte gibt zudem Auskunft über das Aufsättigungsverhalten des Bodens und über die aktuelle Ausdehnung dieser Abflusskomponente.

### 2.2.2.3 Interflow

Neben ausreichendem Gefälle sieht Peschke (2001) auch eine genügend hohe Feuchte von etwa der Feldkapazität als hinreichende Bedingung für die Bildung der Interflow Komponente. Buttle (1994) konkretisiert die Verteilung der Feuchte und beobachtet, dass hangparallele gesättigte Zonen als Auslöser genügen, da sich in ihnen das Bodenwasser frei bewegen kann (Gutknecht, 1996). Diese Zone findet Bazemore (1994) an der Schnittstelle des Bodens zum anstehenden Gestein, bei deren Sättigung eine beschleunigte Antwort der Abflussganglinie gemessen wird. Bonell (1993) registriert Sickerwasser zu einem deutlich früheren Zeitpunkt, als die Fließzeit durch den gesamten Bodenkörper vorgibt. Das bedeutet, dass der Niederschlag im oberen Teil der Bodensäule eine Druckfortpflanzung auslöst, welche das im Bereich des Ausflusniveaus gespeicherte „alte“ Wasser herausdrückt. Druckfortpflanzung verlangt räumliche Kontinuität des Bodenwassers im Porenraum, d.h. um diesen Prozess auszulösen, ist eine hohe Feuchte erforderlich (Peschke, 2001). Trotz der Hanglage und deren schneller Entwässerung misst Bazemore (1994) während eines bedeutenden Hochwassers einen wesentlichen Anteil an Vorereigniswasser und beziffert ihn auf 37 % des Gesamtabflussvolumens und sogar 65 % des Scheitelabflussvolumens. Caper (2002) vergleicht das Abflussverhalten eines Interflow Standorts mit Messungen der Bodenfeuchte in drei Tiefen und kann dabei drei Interflow-Komponenten differenzieren. Auch hier zeigt sich ein Sättigungshorizont beim Schichtwechsel zur Ortsteinschicht. Diesem Schichtwechsel mit zeitlich weitgehend gleichbleibendem Bodenfeuchtezustand wird jedoch der langsame Interflow zugeschrieben. Weitere, aufliegende Schichten, die lediglich auf Niederschlagsereignisse größerer Dauer bzw. Intensität mit einem Anstieg der Bodenfeuchte reagieren, werden für den schnellen Interflow bzw. den Röhrenfluss (Pipeflow) verantwortlich gemacht. Die vollständige Aktivierung dieses Interflowstandortes für die Abflussbildung findet zeitnah nach Erreichen von Sättigungszuständen innerhalb des kompletten Bodenprofils statt.

Abflussbildung auf Interflow Flächen ist somit an gesättigte Bodenzonen gebunden. Es besteht die Möglichkeit, das Abflussvolumen graduell an die Durchfeuchtung des gesamten Bodenhorizontes zu koppeln, die durch Messung der Bodenfeuchte bestimmt werden kann.

### 2.2.2.4 Grundwasserabfluss

Tief liegende Grundwasserleiter haben keine direkte Beeinflussung durch den Boden. Lediglich die Perkolation und damit die Grundwasserneubildung ist durch die Bodenfeuchte beeinflusst. Prozentual betrachtet ist die Perkolation, also die vertikale Abflusskomponente im Bodenkörper, gegenüber der lateralen bei trockenen Verhältnissen erhöht. Quantitativ führen feuchte Verhältnisse zu höheren Perkulationsraten.

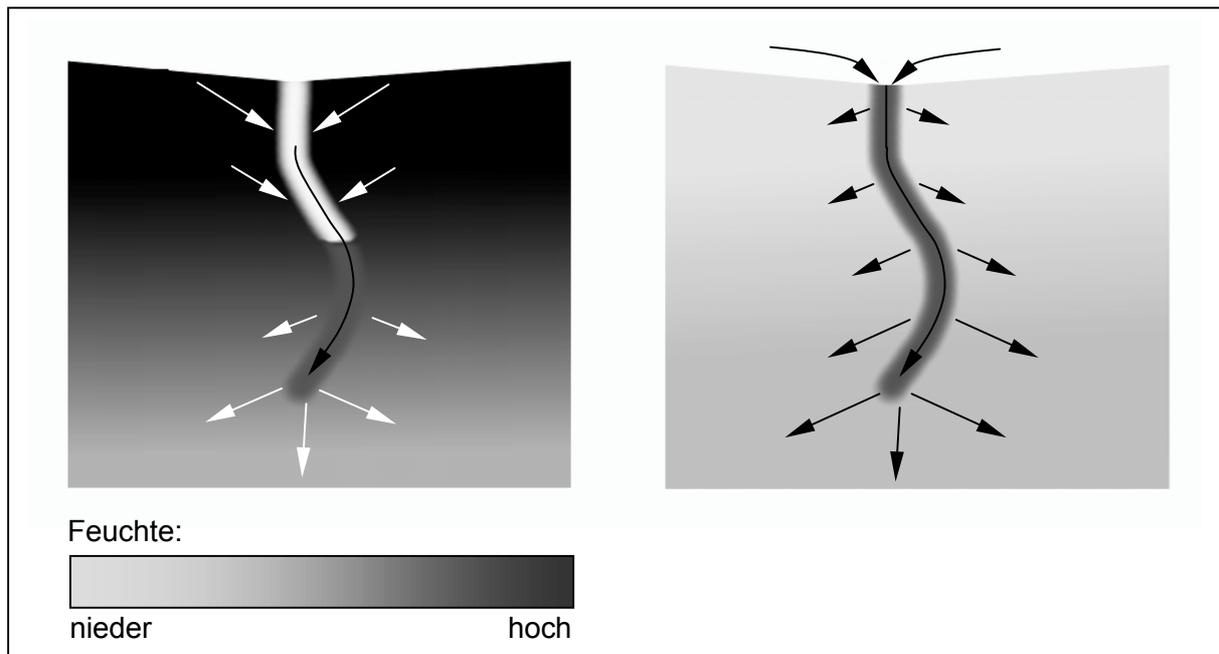
Flaches Grundwasser mit hydraulischer Anbindung an das Gewässer interagiert mit dem Boden. Eine Erhöhung der Bodenfeuchte führt zu einem Druckgradienten und damit zu einer schnellen Druckantwort des Grundwasserleiters (Groundwater Ridging).

Der tiefe Grundwasserabfluss gibt die Basisbelastung eines Einzugsgebiets vor, spielt jedoch für die Betrachtung schneller Abflusskomponenten meist keine Rolle. Flaches Grundwasser kann zu schnellen Abflusskomponenten führen.

### 2.2.2.5 Makroporenfluss / Präferenzielles Fließen

Die Abflussaktivität der Makroporen kommt im Fall hoher Bodenvorfeuchte durch die Exfiltration von Bodenwasser aus lokal gesättigten Zonen in die Makroporen (Beven, 1982, Zehe, 1999). Dazu muss mindestens ein leichter Überdruck vorhanden sein, da sonst der Kapillarsperreneffekt dem entgegensteht (Bronstert, 1994). Der Abfluss besteht dann aus einer Mischung von wenig neuem mit wesentlich mehr altem Wasser im Hang, wie **Abbildung 7** verdeutlicht (Uhlenbrook, 1997). Bei extrem trockenem Oberboden kann es infolge der schlechten Benetzbarkeit (Benetzungswiderstand) an der Bodenoberfläche zu Überstau und zum Einsickern von Oberflächenwasser in die Makroporen kommen (Zehe, 1999). Der Wasseraustausch zwischen Makropore und Bodenmatrix erhöht sich in diesem Fall ebenfalls

aufgrund des Benetzungswiderstands erst mit einem Anstieg des Wassergehaltes in der Porenumrandung. Die Rate und die Richtung des Wasseraustauschs zwischen Makroporensystem und Bodenmatrix ist bestimmt von den Wassergehalten (Bronstert, 1994) bzw. Vorfeuchten (Zehe, 1999) der beiden Medien. Dabei ist der Feuchtezustand in unmittelbarer Umgebung der Makropore für den Austausch und damit die Ausbildung präferenzzieller Fließaktivitäten bestimmend (Zehe, 1999). Eine Messung des aktuellen Wassergehaltes im Makroporensystem ist kaum möglich, hier fehlt ein direkter Zusammenhang mit einer einfach messbaren Größe.



**Abbildung 7:** Infiltrations- und Exfiltrationsverhalten zwischen Makropore und Bodenmatrix in Abhängigkeit der Feuchtedifferenz

#### 2.2.2.6 Zusammenfassende Betrachtung und Bewertung

Die Bodenfeuchte steuert die Transformation von Niederschlag in Abfluss für die meisten Abflussbildungsprozesse. Die laterale Verteilung der Bodenfeuchte parallel zur Geländeoberfläche dient der Identifikation und Quantifizierung abflussbeitragender Sättigungsflächen. Die Frage des zugehörigen Abflussbeiwerts ist dabei zunächst noch offen.

Die vertikale Verteilung der Bodenfeuchte ist insbesondere bei Interflowflächen ausschlaggebend, denn sie bestimmt, ob ein Fließen auf den entsprechenden Schichten im Untergrund einsetzt. Schichten verminderter hydraulischer Leitfähigkeit können die Perkolation des Infiltrationswassers verzögern. Dadurch kann es zu einer lokalen Sättigung oberhalb einer Stauschicht kommen, was zu einer Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit führt. Das kann zur Bildung von lateralen Abflusskomponenten führen, die je nach den lokalen Bedingungen sehr schnell abfließen und einen wichtigen Beitrag zur Hochwasserentstehung leisten können.

Die verzögerte Abflusskomponente des Grundwasserabflusses ist über die Perkolation durch die Bodenschicht mit dem Boden und dessen Feuchte nur indirekt verbunden und spielt bei der schnellen Hochwasserentstehung in kleinen Einzugsgebieten eine untergeordnete Rolle.

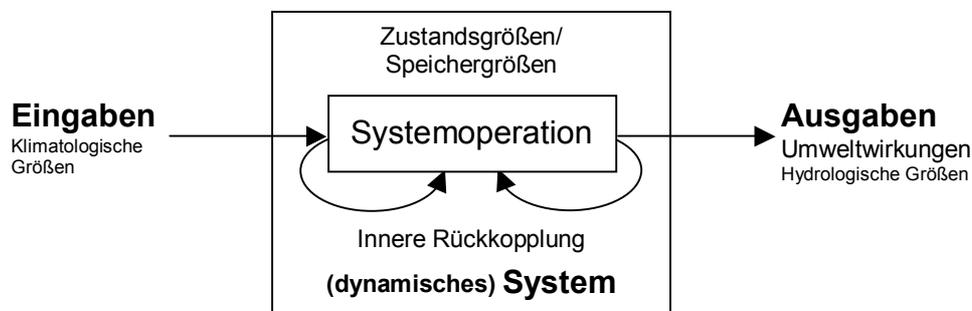
Oberflächenabfluss, Sättigungsflächenabfluss und Zwischenabfluss sind die hochwasserbestimmenden Abflusskomponenten, die bei feuchteren Gebietszuständen vermehrt aktiviert werden.

## 2.2.3 Physikalisch basierte Modellierung

### 2.2.3.1 Modelltypisierung

Die Lösung vielfältiger Probleme beginnt meist mit der Definition des Problemfelds und dessen Beschreibung auf abstraktem Niveau. Diese Beschreibung hat zum Ziel, das Gesamtverhalten des betrachteten, abgegrenzten Systems unter Einbeziehung möglichst aller relevanten Wechselwirkungen zu ergründen. Der Begriff System wird verwendet, um eine Anzahl von Bestandteilen abzugrenzen, die untereinander relativ stark, mit ihrer gemeinsamen Systemumwelt aber nur schwach interagieren (Bossel, 1992) bzw. mit ihrer Systemumwelt nur bekannte Stoff- und Energieströme austauschen. Der Einfluss der untersuchten Wechselwirkungen erscheint je nach räumlicher und zeitlicher Betrachtungsweise oder Skale unterschiedlich stark (Maurer, 1997; Uhlenbrook, 1997).

Umwelteinwirkungen (Eingaben) werden von einem System mehr oder weniger direkt in die Systemausgangsgrößen (Ausgaben) transformiert. Findet diese Transformation in Abhängigkeit von Zustandsgrößen (Speichergrößen) statt, besteht keine unmittelbare Input/Output-Relation mehr, das System verhält sich stattdessen dynamisch. Systeme, bei denen Zustandsgrößen Einfluss auf Zustandsänderungen nehmen, bezeichnet man als rückgekoppelt.



**Abbildung 8:** Hauptelemente eines dynamischen Systems (nach Casper, 2002)

Das abstrakte System kann als Vorarbeit einer numerischen Modellierung betrachtet werden, an dessen Ende das problemspezifische, mathematische Modell steht, welches das Verhalten der Realität abbildet. Die innere Struktur eines Modells ermöglicht die Unterscheidung in zwei Modellgruppen:

1. Modelle, die nur das Verhalten des Realsystems nachahmen ohne seine innere Struktur abzubilden (Black-Box-Modelle)
2. Modelle, die versuchen über die Abbildung der (wichtigsten) Strukturelemente des Realsystems dessen Verhalten zu simulieren und somit eine echte Verhaltensklärung erlauben (White-Box-Modelle, strukturabbildende Modelle). Diese Modelle stützen sich auf die Grundgesetze der Physik (Casper, 2002).

Die Vielzahl und Vielseitigkeit der inneren Systemvernetzungen verhindert jedoch in der Praxis eine eindeutige Zuordnung zu den Modellgruppen, was zu Gray-Box-Modellen oder konzeptionellen Modellen führt.

### 2.2.3.2 Die Modellstruktur von CATFLOW

Das Simulationsmodell CATFLOW (Maurer, 1997) gehört mit einigen Einschränkungen zur Gruppe der strukturabbildenden Modelle. Der somit teilweise physikalisch begründete Ansatz erlaubt die zeitkontinuierliche Simulation des Wassertransportes innerhalb des Kontrollvolumens der oberen Bodenzonen kleiner Einzugsgebiete.

Die Beschreibung des Wassertransportes im Bodenkörper erfolgt durch die Betrachtung der potentiellen Energie, die mit dem Potentialkonzept beschrieben werden kann (Maurer, 1997).

Die Summe mehrerer Teilpotentiale, von denen normalerweise nur das Gravitationspotential  $\psi_z$  und das Druckpotential  $\psi_h$  (Hillel, 1980) in der gesättigten bzw. das Matrixpotential  $\psi_m$  in der ungesättigten Bodenzone von Bedeutung sind, ergeben das hydraulische Potential  $\psi_H$ , das die Gesamtenergiedichte des Bodenwassers erfasst. Das hydraulische Potential kann also folgendermaßen nach Gl. 1 beschrieben werden:

$$\Psi_H = z + \frac{p}{\rho_w g} = \Psi_z + \Psi_m \text{ (oder } \Psi_h \text{)} \quad \text{Gl. 1}$$

Die Richards-Gleichung (Gl. 2) ist mathematische Grundlage des Modells. Sie beschreibt den Zusammenhang zwischen der Veränderung des Wassergehaltes  $\theta$  eines Bodenvolumens in einer Zeiteinheit  $t$  und dem Matrixfluss, der durch einen Potentialgradienten hervorgerufen wird.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ k(\Psi_m) \cdot \left( \frac{\partial \Psi_H}{\partial z} \right) \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[ k(\Psi_m) \cdot \left( \frac{\partial \Psi_m}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad \text{Gl. 2}$$

Das hydraulische Potential kann dabei eliminiert werden, indem es als Summe aus Matrixpotential und Gravitationspotential ausgedrückt wird (Gl. 3).

$$\Psi_H = \Psi_z + \Psi_m = (h - z) + \Psi_m \quad \text{Gl. 3}$$

Die Richards-Gleichung wird mit Hilfe eines Finite-Differenzen-Verfahrens in einem krummlinigen, orthogonalen Koordinatensystem (Casper, 2002) für den zweidimensionalen Fall gelöst.

Das zweidimensionale Koordinatensystem entsteht durch die Betrachtung auf Hangskale. Die Geometrie des oberen Modellrandes folgt dabei der Hangfalllinie. Die Berechnung der Wasserbewegung durch Potentiale ermöglicht die Definition der weiteren Randbedingungen als Potential- oder Fluss-Randbedingung, Freie-Drainage bzw. Gravitationsfluss-Randbedingung und Sickerrand-Bedingung (Casper, 2002).

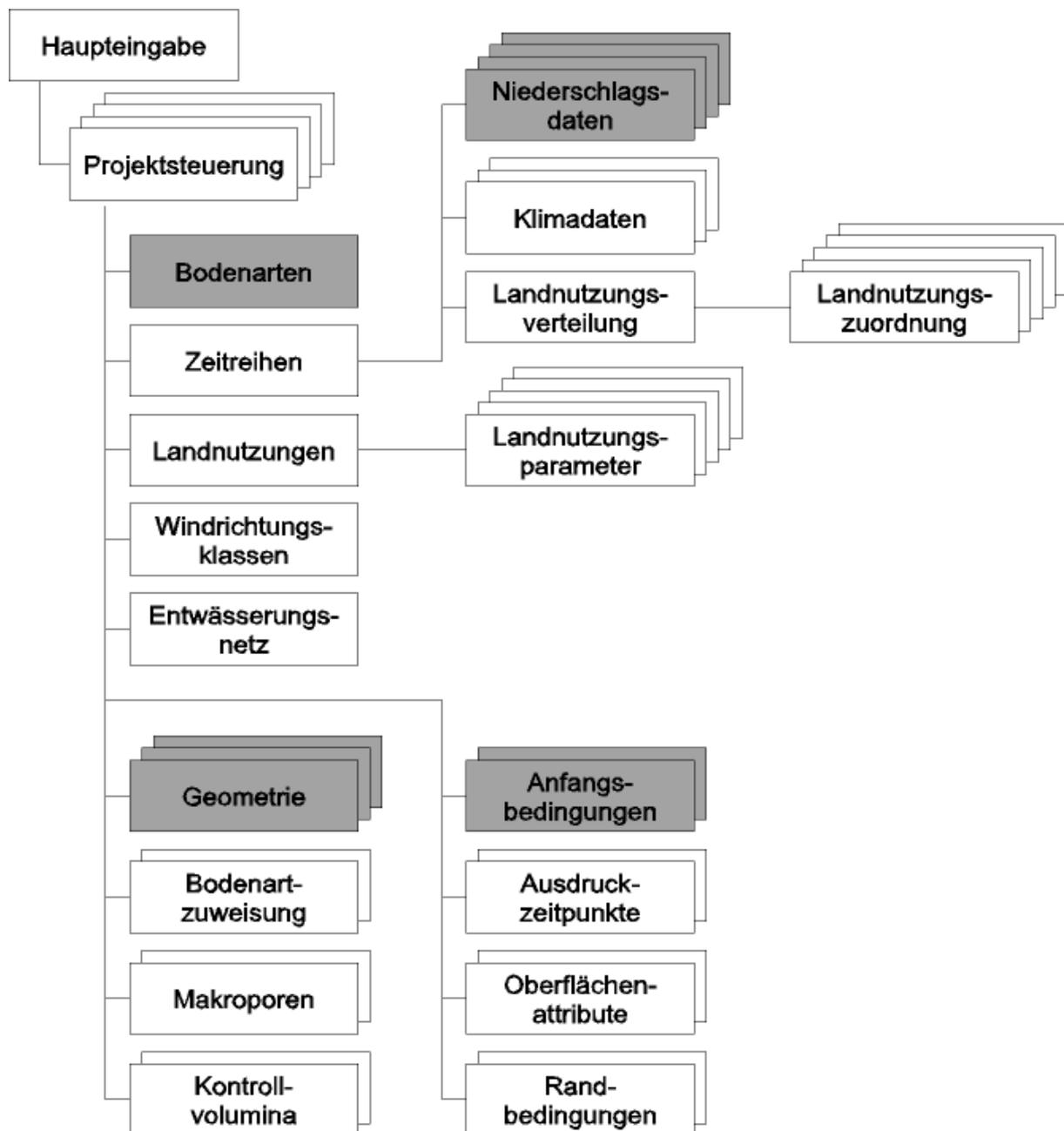
CATFLOW ist in die Module „Verdunstung“, „Hang“, „Oberflächenabfluss“, „Vorfluter“ und „Randbedingungen/Systemzustand/Bilanz“ eingeteilt, die bei Maurer (1997) und Zehe (1999) ausführlich beschrieben sind. Lediglich auf den Wassertransport in der Bodenmatrix wird an dieser Stelle kurz eingegangen.

In den Boden gelangt das Wasser durch Infiltration über die Bodenmatrix bzw. durch Makroporen, die durch eine oberhalb eines Grenzwassergehaltes linear ansteigende Leitfähigkeitserhöhung der oberen Horizonte simuliert werden (Zehe, 1999). Infiltration als auch Exfiltration kann an jedem durch die räumliche Diskretisierung vorgegebenen Knoten erfolgen. Exfiltration an Knoten des oberen Modellrandes (Geländeoberkante) führt zu Oberflächenabfluss, dessen Fließgeschwindigkeit durch die Neigung und die Rauheit der Oberfläche bestimmt wird. Abhängig von der Definition des Anschlusses zwischen Hangfuß und Gewässernetz tritt entweder Oberflächenabfluss, oder Oberflächenabfluss und die Ausflüsse des angeschlossenen seitlichen Randes in das Gewässernetz über. Das Modul „Vorfluter“ routet sämtliche Wasserzugaben zum Gebietsauslass.

### Parametrisierung

CATFLOW erhält seine vielfältigen Eingabedaten aus einer Reihe von Datensätzen, aus denen in einem verschachtelten Verweissystem jedem Berechnungspunkt Parameter und

Randbedingungen zugeordnet werden (relationale Datenstruktur) (Maurer, 1997). **Abbildung 9** zeigt die Hierarchie der Eingabedaten.



**Abbildung 9:** Hierarchie der Eingabedaten im Modellsystem CATFLOW in Anlehnung an Maurer (1997)

### Wassertransport innerhalb des Bodens

Die zentrale Rolle des betrachteten Systems spielt der Boden, dessen detaillierte Geometrie die Lage und Größe der Wasserspeicherräume und Flussarten bestimmt (Maurer, 1997). Zur Parametrisierung der Böden in der Wasserhaushaltsmodellierung sind die hydraulischen Parameterfunktionen Bodenwasserretentionskurve (pF-Kurve) und die hydraulische Leitfähigkeitsfunktion maßgebend. Die direkte Messung dieser Funktionen ist zeitaufwändig, teuer und aufgrund der extremen Nichtlinearität der Funktionen sowie Heterogenität der Böden generell sehr unsicher. Deshalb wird oft auf indirekte Methoden zur Bestimmung der Parameterfunktionen zurückgegriffen. Ein weiteres Problem stellt die zum Teil beträchtliche Hysterese der Parameterfunktionen dar, d. h. die Nicht-Eindeutigkeit der Funktionen beim

Be- bzw. Entwässerungsvorgang (Simorangkir, 1994). Modelle die auf der Richards-Gleichung beruhen, erfordern kontinuierliche Funktionen für die Wasserretention und die hydraulische Leitfähigkeit. Von der Vielzahl der zur Beschreibung dieser Bodenparameterfunktionen entwickelten Modelle ist das Modell von Van Genuchten (1980) in Kombination mit dem statistischen Porengrößenverteilungsmodell von Mualem (1976) eines der verbreitetsten und findet auch hier Anwendung. Die Parametrisierung der Bodenparameterfunktionen findet nach den Pedotransferfunktionen von Carsel & Parrish (1988) statt, für die Schäfer (1996) die beste Übereinstimmung mit den Böden des Weiherbachgebietes (Plate, 1992) fand.

Präferentielle Fließwege wie:

- Makroporenfluss (Wurzel- oder Tiergänge, Schrumpfrisse),
- Fingering (der Wasserfront voreilende „Wasserfinger“),
- Funnel flow (lateralen Abfluss über einer geneigten Grenzfläche),

die sich innerhalb des Bodens ausbilden können werden als vernachlässigbar angesehen, es wird von einem homogenen Boden ausgegangen.

## 2.3 Messtechnik zur differenzierten Beurteilung der Abflussbereitschaft

### 2.3.1 Verfahren und Methoden zur Messung der Bodenfeuchte

Die Verfahren zur Bodenfeuchtemessung teilen sich auf in „direkte“ und „indirekte“ Verfahren. Die „direkten“ Messverfahren bestimmen die Bodenfeuchte ohne die Hinzunahme einer messtechnisch einfach bestimmbarer Hilfsgröße, während „indirekte“ Messverfahren diese Hilfsgröße benötigen. Dieser Einteilung folgend, wird mit der gravimetrischen Methode zuerst ein direktes Verfahren beschrieben. Im Anschluss folgt die Beschreibung mehrerer indirekter Verfahren.

#### 2.3.1.1 Direkte Messverfahren

Bei der Bestimmung der Bodenfeuchte hat sich die unten beschriebene Gravimetrische Methode als direktes Verfahren durchgesetzt.

Weitere Methoden sind die Calciumcarbid-Methode und die damit vergleichbare Calciumhybrid-Methode, bei der in einem druckdichten Behälter die Materialprobe mit der chemischen Verbindung unter Vakuum verschlossen wird. Unter Zugabe von Wärme baut sich durch die ablaufende chemische Reaktion ein Überdruck auf, der proportional zum Wassergehalt der Probe ist. Die gewonnenen Messwerte sind untereinander vergleichbar, lassen sich jedoch kaum mit Messwerten anderer Verfahren vergleichen.

Die Methode der Coulometrischen Messung (Verdampfungsverfahren) basiert auf der Eigenschaft, dass Trockenmittel den in der Umgebung enthaltene Wasserdampf nahezu vollständig absorbiert. In einem abgeschlossenen Volumen wird eine Probe unter bekannten Randbedingungen mit Trockenmittel in Verbindung gebracht. Die Menge des absorbierten Wassers kann unter Anlegung eines elektrischen Feldes entsprechend dem Faraday'schen Gesetz bestimmt werden.

Zur Feststellung geringer Wassermengen (Spurenfeuchte) dient die Karl-Fischer-Titration. Die Probe wird hierzu in ein Lösungsmittel gegeben, wobei die in der Probe enthaltenen Wasserbestandteile idealerweise vollständig gelöst werden. Unter der definierten Zugabe von Titrationsmittel (Jod, Schwefeldioxid) wird das gelöste Wasser vollständig gebunden. Die weitere Zugabe von Titrationsmittel verfärbt das Gemisch.

### Gravimetrische Methode

Die Gravimetrische Methode (Wäge-Trocknungs-Methode oder Dörr-Wäge-Trocknung) ist in der DIN 18121 (Teil1) als Referenzmethode verankert und hat somit für die Bestimmung der Bodenfeuchte die größte Bedeutung (Wernecke, 2003). Andere Methoden werden mit dieser Messmethode verglichen, die indirekten Messmethoden daran kalibriert.

Für die Messung erfolgt die Entnahme einer repräsentativen Probe mit definiertem Volumen (z. B. Stechzylindervolumen), die der Gesamtheit des zu untersuchenden Bodens entspricht.

Die Probe wird feucht gewogen ( $m_f$ ), und anschließend im Ofen so lange bei 105° C getrocknet, bis sich Gewichtskonstanz einstellt. Durch die abschließende Wägung nach der Trocknung wird die Trockenmasse des Probenvolumens bestimmt ( $m_t$ ). Die Masse des Wassers ( $m_w$ ) ergibt sich aus der Differenz der Massen  $m_f$  und  $m_t$ . Der gravimetrische Wassergehalt  $\theta_{Gr}$  wird in der Geotechnik aus dem Quotienten zwischen Masse des Wassers ( $m_w$ ) und der Trockenmasse der Probe ( $m_t$ ) gebildet. Der volumetrische Wassergehalt  $\theta_{Vol}$  ergibt sich durch Verknüpfung von  $\theta_{Gr}$  mit der trockenen Dichte des Bodens ( $\rho_t$ ) und der Dichte des Wassers ( $\rho_w$ ) (Gl. 4).

$$\theta_{Vol} = \theta_{Gr} \cdot \frac{\rho_t}{\rho_w} \quad \text{mit} \quad \theta_{Gr} = \frac{(m_f - m_t)}{m_t} = \frac{m_w}{m_t} \quad \text{Gl. 4}$$

Besondere Sorgfalt ist auf die Entnahme und Aufbereitung der Messprobe zu richten. Schon geringste Störungen führen hier zu Volumenfehlern, die die Ermittlung der trockenen Dichte des Bodens ( $\rho_t$ ) beeinträchtigen und durch den linearen formalen Zusammenhang als linearer Fehler eingehen. Für die Ofentrocknung zeigt Emmerich (2003) bei Tonen, dass bis zu einer Monoschicht Wasser an den Tonmineraloberflächen verbleibt, die erst bei einer Trocknung bei 250° C abgegeben werden. Angaben für den sich daraus ableitenden absoluten Fehler im Wassergehalt weichen danach deutlich voneinander ab (Brindley, 1987; Cuadros, 1994).

Bei der gravimetrischen Methode ist demnach eine kontinuierliche Bestimmung der Bodenfeuchte nicht möglich. Das destruktive Verfahren beeinflusst und verfälscht die hydrologischen Verhältnisse; eine ungestörte Messung an demselben Messort ist nicht möglich.

#### 2.3.1.2 Indirekte Messverfahren

Indirekte Messverfahren benötigen eine messtechnisch bestimmbare Größe, über die die Beziehung zum Wassergehalt hergestellt werden kann. Wasser verändert eine Vielzahl an Eigenschaften des Bodengemisches, dementsprechend vielfältig sind die indirekten Messverfahren.

#### Messung mit Neutronenquelle

Der in der Atomtheorie definierte Aufbau der Atome bildet die theoretische Basis dieser Messmethode. Energiereiche Neutronen werden von einer radioaktiven Strahlungsquelle gesandt, so dass sie das Messgut durchdringen (Kupfer, 1997). Die Neutronen werden von den im Messgut enthaltenen Wasserstoffatomen gebremst, bis sie entsprechend der Atomtheorie nach 19 Zusammenstößen vollständig ihre Energie in Form von Wärme abgeben. Andere Atome erfordern hingegen wesentlich mehr Zusammenstöße. Wasserstoff und somit u.a. auch das in der Probe enthaltene Wasser entscheiden somit über die Anzahl der gedämpften Neutronen, die mit einem Detektor (Szintillationsdetektor) als Strom gemessen werden kann.

Zur benötigten technischen Ausrüstung zählen neben der Neutronenquelle, Detektor, Datenlogger sowie Strahlenschutz als Sicherheitsvorkehrung nach dem Strahlenschutz-

gesetzt. Das damit abgedeckte Messvolumen hat je nach Einbauart Kugel- bzw. Halbkugel- form ohne scharfe äußere Grenze.

Für die Abschätzung des Messfehlers ist zu beachten, dass die starke Neutronenab- bremsung auch von einzelnen anderen, insbesondere leichten Atomen verursacht werden kann (Wernecke, 2003). Zudem wird nicht nur das freie Wasser, sondern auch chemische gebundenes Wasser und alle anderen Wasserstoffverbindungen vom Messsystem erfasst, was bodenabhängig den Aufwand der Kalibrierung stark erhöht.

### **Optische Messung**

Optische Systeme arbeiten nach dem Prinzip der Reflexion, Absorption und Transmission von Strahlung. In Abhängigkeit der Feuchte wird die in definierten Wellenlängen verwendete Strahlung an bzw. nahe der Probenoberfläche gestreut oder gedämpft. Der infrarote Wellenlängenbereich (IR,  $\lambda > 800 \text{ nm}$ ) wird als Messsignal herangezogen. Da in diesem Wellenspektrum die Wärmestrahlung von Materialien beginnt, wird der Wellenlängenbereich häufig auf das kurzwellige, nahe IR-Spektrum (NIR,  $800 \text{ nm} < \lambda < 3000 \text{ nm}$ ) beschränkt. Technisch genutzt werden vor allem die Bereiche, die starke Absorptionsbanden gegenüber Wasser und Wasserdampf aufweisen.

Zur Kompensation der Oberflächeneigenschaften (Farbe, Rauigkeit) und störender Reflexionen wie Umgebungslichteinflüsse werden mehrere Wellenlängen zur Messung verwendet (Wernecke, 2003). Die spezifischen Messbedingungen, wie die Bindungsart des Wassers im Material, schränken das für die Messung benutzte Strahlungsspektrum ein.

Zur technischen Ausrüstung gehören eine optische Strahlungsquelle, ein oder mehrere Filter zur Erzeugung der optischen Banden, eine Fokussierungseinrichtung zur Bündelung des Lichtes, ein optisches Fenster zur Ein- und Auskopplung des Lichtes in das Messgut, optischer Empfänger, Messsignalwandler und Auswerteeinheit.

Ein geringer Messfehler wird durch die genaue Abstimmung zwischen Messsystem und Messgut sowie die Konstanz der Materialeigenschaften erreicht. Geringe Veränderungen der Materialzusammensetzung können zu Messfehlern führen, was eine Neukalibrierung des Systems erfordert.

### **Mikrowelle**

Das Messprinzip des Mikrowellenverfahrens entspricht dem der optischen Messung. Das Verfahren ist jedoch gegenüber den Oberflächeneigenschaften, der Leitfähigkeit des Produktes sowie Inhomogenitäten der Wasserverteilung unempfindlich. Die technische Ausrüstung besteht aus Mikrowellengenerator, Antenne/Elektrode zur Einkopplung des Messsignals in das Messgut, Empfangsantenne zur Auskopplung des Messsignals und Auswerteeinheit.

### **Tensiometer**

Die Eigenschaft des Wassers zum Konzentrationsausgleich schafft die Basis dieses Messverfahrens: Wasser versucht aus einem Stoff mit hoher Wasserkonzentration in einen Stoff mit geringerer Konzentration zu diffundieren.

Für die Messung wird ein mit Wasser gefülltes, abgeschlossenes luftleeres Reservoir mit einer feinporigen durchlässigen Ton- oder Keramikspitze (Diaphragma) in den Boden eingebaut. Der das Diaphragma umgebende Boden versucht über Saugkräfte den Konzentrationsausgleich herzustellen. Dieser wird aufgrund des luftleeren Reservoirs verhindert, in dem sich statt dessen ein Unterdruck ausbildet. Über eine Druckzelle wird so die Saugspannung des Bodens messtechnisch aufgezeichnet. Bodenspezifische Beziehungen zwischen Saugspannung und Wassergehalt (pF-WG-Kurven) ermöglichen die Berechnung des Wassergehalts.

Die pF-WG-Kurve unterliegt der Hysterese und ist somit oftmals nicht eindeutig auswertbar. Die Eindeutigkeit kann aber durch die Betrachtung der hydrologischen Vorgeschichte, d. h. dem Bewässerungszustand bzw. Entwässerungszustand hergestellt werden.

Der Einbau von Tensiometern gestaltet sich schwierig, da für aussagekräftige Messergebnisse ein optimaler Verbund mit dem umgebenden Boden gewährleistet sein muss. Das Einschlämmen des Diaphragmas mittels feinkörnigen Materials (Steinmehl) stellt diesen Verbund her, verändert jedoch gleichzeitig die Materialeigenschaften der direkten Messumgebung. Kalibrierung wie Wartung von Tensiometern ist zeitaufwändig, zudem besteht im Winter die Gefahr des Einfrierens. Die technische Ausrüstung besteht aus einer Tensiometersonde und einer Auswerteeinheit.

### **Wärmeleitung**

Die Messung der Feuchte wird bei dieser Messmethode auf eine Bestimmung von Temperaturdifferenzen zurückgeführt. Dabei wird das Messobjekt durch gezieltes Aufheizen oder Abkühlen aus dem thermischen Gleichgewicht mit seiner Umgebung gebracht. Im Allgemeinen besitzt Wasser eine wesentlich höhere Wärmekapazität als das Material, in dem es sich befindet. Somit breitet sich die Temperaturänderung in durchfeuchteten Zonen langsamer aus als in trockenen Bereichen. Aus der Temperaturdifferenz zwischen Wärme- bzw. Kältequelle und einen oder mehreren Temperaturmesspunkten mit definiertem Abstand kann die Wärmeleitfähigkeit bestimmt werden. Die Wärmeleitfähigkeit steht materialabhängig mit der Feuchte in Beziehung.

Erst nach Erreichen eines stationären Zustands an den Messstellen kann die Wärmeleitung bestimmt werden. Der dazu notwendige Zeitraum ist abhängig vom Abstand der Messstellen, somit auch der benötigte Energieaufwand und das betrachtete Messvolumen. Eine sofortige Bestimmung der Feuchte ist nicht möglich.

Die technische Ausstattung der Wärmeleitmethode umfasst eine Heizzelle mit hochpräzisem Thermometer sowie eine Auswerteeinheit

### **Niederfrequenzmessung / Geoelektrik**

Die Niederfrequenzmessung basiert auf der Auswertung des ohmschen Widerstands. Vereinfachend wird meist nur der Realteil des komplexen elektrischen Widerstands verwendet, der zwischen den Messelektroden gemessen wird. Die paarweise Verwendung mehrerer Messelektroden schafft ein tomographisches Verfahren, das die Messung in Permutationen ermöglicht. Die Auswertung der Messsequenzen erfordert die Lösung eines inversen Problems. Sie geschieht numerisch über einen mathematischen Rekonstruktionsalgorithmus und ergibt ein zwei- bis dreidimensionales Bodenwiderstandsfeld.

Die Bestimmung des räumlich aufgelösten Absolutwerts der Bodenfeuchte aus dem Bodenwiderstandsfeld ist nur mit großem Fehler möglich. Die Veränderung der räumlichen Struktur der Feuchte kann jedoch aus dem Vergleich zweier zeitverschiedener Messungen gewonnen werden.

Für die permanente Überwachung der Feuchte sind Messfrequenzen von  $f \gg 100$  Hz erforderlich, da es sonst zur Ausbildung von Elektrolyseströmen kommt, die eine Messsignalverfälschung bzw. die Zerstörung der Messelektroden zur Folge haben. Die Messmethode ist anfällig gegenüber Querempfindlichkeiten wie Salzgehalt, pH-Wert und Verunreinigungen.

Zur technischen Ausstattung der Niederfrequenzmessung zählen mindestens zwei Messelektroden ein Niederfrequenzgenerator sowie eine Aufzeichen- und Auswerteeinheit.

### **Hochfrequenzmessung**

Bei den elektromagnetischen Verfahren der Hochfrequenzmessung werden im Frequenzbereich  $f > 100$  kHz die elektrischen Eigenschaften des Messvolumens in Form der Dielektrizitätszahl (DZ,  $\epsilon$ , auch Dielektrizitätskonstante) bestimmt. Im speziellen Fall der Messung

von Wassergehalten in Böden wird die Dominanz der Dielektrizitätszahl von Wasser (ca. 80, bei 20° C) gegenüber der von Luft (ca.1) und Bodenmaterial (ca.3 bis 6) ausgenutzt. Die Dielektrizitätszahl von Gemischen, die sich aus den Einzeldielektrizitäten zusammensetzt, wird somit vom Wassergehalt beherrscht.

Die Bestimmung der Dielektrizitätszahl im Hochfrequenzbereich kann als Messung im Frequenzbereich (Frequency Domain Reflectometry, FDR) oder Zeitbereich (Time Domain Reflectometry, TDR) erfolgen.

Beim FDR-Verfahren wird ein permanentes, hochfrequentes Messsignal auf eine Sonde gegeben. Dieses propagiert entlang der Sonde, interagiert mit dem umgebenden Medium und reflektiert am Sondenende. In Abhängigkeit der Dielektrizitätszahl des umgebenden Mediums verändert sich die Frequenz des Signals. Der gemessene Frequenzunterschied zwischen Messsignal und reflektierter Welle steht somit in direktem Zusammenhang mit dem volumetrischen Wassergehalt des Messgutes.

Das TDR-Verfahren basiert auf der Erfassung von Laufzeiten. Hochfrequente, elektromagnetische Impulse werden in eine Sonde mit zwei oder mehr Elektroden gegeben. Die Impulse bauen ein elektromagnetisches Feld zwischen den Elektroden und damit in die Sonde umgebenden Messgut auf. Die Laufzeit des Impulses ist von der Dielektrizitätszahl des durchflossenen Materials abhängig. Mittels Kalibrierung lässt sich aus der Impulslaufzeit eindeutig auf den Wassergehalt des Gemisches schließen. Aufgrund der Veränderung der Dielektrizitätszahl beim Übergang von Wasser aus der flüssigen (DZ ca. 80) in die feste Phase (DZ ca. 1) ist das Messverfahren nur bei Umgebungstemperaturen von über 0° C anwendbar.

Zur technischen Ausstattung des Hochfrequenzverfahrens gehört ein Hochfrequenz-generator (ungetaktet, bzw. getaktet), eine Messsonde definierter Länge, eine Baugruppe zur Frequenzbestimmung, bzw. zur Messspannungsüberwachung und eine Einheit zur Steuerung und Auswertung der Messung.

### 2.3.1.3 Weitere Messverfahren

Interessant scheint die Kombination mehrerer der oben beschriebenen Messverfahren. Beim Equitensiometer (Firma Ecomatik) wird das Matrixpotential durch direkte Messung des Wassergehalts eines Ausgleichskörpers bestimmt und dann in das Matrixpotential des Bodens konvertiert. Es handelt sich somit um eine Kombination aus Tensiometermessung und Bodenfeuchtemessung.

Weitere Messverfahren zur Bestimmung des Wassergehalts im Boden sind nach Schuhmann (2002):

- Hygroskopische Verfahren
- Tauchwägung
- Kernspinresonanzmethode

### 2.3.1.4 Zusammenfassung

Die in den vorangegangenen Kapiteln beschriebene Messverfahren sind mit ihren Eigenschaften, Vor- und Nachteilen beginnend mit dem direkten Verfahren und gefolgt von den indirekten Verfahren in **Tabelle 1** zusammengefasst.

**Tabelle 1:** Vergleich verschiedener Bodenfeuchtemessverfahren in Anlehnung an Wernecke (2003)

Messmethode	Eigenschaften	Pro	Contra
Gravimetrische Methode, Wäge-Trocknung	Messbereich[%v/v] 0-100; gemessen wird der Massenanteil von Wasser durch Trocknung, direktes Verfahren	Absolutmessung ohne Kalibrierung, großer Messbereich; Standardmessverfahren	Hoher Energiebedarf, Offline-Methode, destruktive Methode
Neutronenverfahren (Neutronensonde)	Messbereich[%v/v] 0-100; gemessen wird die Neutronenrückstrahlung nach der Dämpfung durch das Bodenwasser, indirektes Verfahren	Sehr großer Messbereich; geringer Kalibrieraufwand	Allgemeine Sicherheitsprobleme und hoher Aufwand beim Umgang mit Strahlenquellen
Optische Messung auf Oberflächen	Messbereich[%v/v] 3-95; gemessen wird die Absorption von Lichtquellen durch das Bodenwasser, indirektes Verfahren	Berührungslose Messung	Messung nur im Oberflächenbereich, farbabhängig, hoher Kalibrieraufwand
Mikrowelle (berührungslos)	Messbereich[%v/v] 3-80; gemessen wird die Energie, die der Mikrowelle durch das Wasser entzogen wird, indirektes Verfahren	Tiefenmessungen, gute Messwertübertragung, berührungslose Messung; Tiefenprofilmessungen	Hoher Kalibrieraufwand, hoher apparativer Aufwand; leitfähige Materialien stören
Tensiometer	Messbereich[%v/v] 3-100; gemessen wird die Saugspannung des Bodens, indirektes Verfahren	Gute Werteübertragung und -verarbeitung, geringer Kalibrieraufwand	Hoher Wartungsaufwand; aufwändige Installation
Wärmeleitung	Messbereich[%v/v] 5-80; gemessen wird die Wärmleitfähigkeit, die durch das Wasser differiert, indirektes Verfahren	Kombinierbar mit weiteren Messungen (z.B. Temperaturprofile)	Hoher Aufwand beim Installieren der Sonde, hoher Kalibrieraufwand, hoher Energieaufwand
Niederfrequenzmessung	Messbereich[%w/w] 5-40; gemessen wird der ohmsche Widerstand des Bodens, indirektes Verfahren	Mit sehr einfachen Mitteln realisierbar	Hoher Messwertfehler, Abhängig von der Dipoleigenschaft des Bodenmaterials, hoher Energiebedarf
Hochfrequenzmessung	Messbereich[%v/v] 3-80; ausgewertet wird der komplexe elektrische Widerstand des Bodens, indirektes Verfahren	Gute Messwertübertragung und -verarbeitung	Keine Messung der Spurefeuchte möglich, enger Kontakt zwischen Boden und Elektroden ist nötig

### 2.3.1.5 Verfahrenswahl

Die Verfahren müssen unter den Gesichtspunkten der kostengünstigen, wartungsarmen und autarken Feldmessung bei ausreichender Genauigkeit und kleinflächig verteilten Messungen betrachtet werden.

Die kontinuierliche, flächendeckende Ermittlung der Bodenfeuchte ist durch die direkte, gravimetrische Methode nicht möglich. Mit einem Fehler von  $\pm 0.1$  Gew.-% ist die Messgenauigkeit sehr gut. Aus der Umrechnung der Messwerte in Vol% unter Einbeziehung der Trockendichte (Gl. 4) folgt eine Verminderung der Genauigkeit um  $\pm 4$  % (Wernecke, 2003). Diese allgemein anerkannte Methode ist bei sorgfältiger Probennahme als Referenzmethode beispielsweise zur Bestimmung von Bodenkalibrierungen einsetzbar.

Durch die Erfassung des kompletten Bodenwassers in allen drei Aggregatzuständen ist die Messung mit Hilfe einer Neutronenquelle uninteressant. Insbesondere bei Materialien mit hohem gebundenen Wasseranteil (Tone) kann das für die Fragestellung relevante freie Wasser prozentual von untergeordneter Bedeutung werden. Zudem bietet das Verfahren kein klar definiertes Messvolumen, was bei geschichteten Böden aufgrund der undefinierten Tiefenauflösung problematisch ist. Die Messung erfolgt punktuell, für eine flächendeckende Bestimmung der Bodenfeuchte sind viele Messstellen notwendig. Eine automatische Messwerterfassung wird nicht angeboten. Für eine Feldmessung sind entsprechende Genehmigungen einzuholen: eine gesetzliche Zulassung des Gerätes ist erforderlich, die sichere Lagerung von Strahlenquellen muss gewährleistet sein, das Bedienpersonal muss im Umgang mit Strahlenquellen ausgebildet sein und die Entsorgung muss sichergestellt sein.

Die optische Messung erfolgt punktuell. Flächendeckende Messungen sind durch den Einsatz mehrerer Messgeräte möglich. Der Messfehler liegt bei ca. 0.1 % (Wernecke, 2003). Die Eindringtiefe des optischen Signals ist bestimmt vom Wassergehalt des Bodens und der Teilchengröße (Hoffmann, 2004). Der als mittlere Feuchte bestimmte Messwert hat somit kein definiertes Messvolumen. Ähnlich eines magnetischen Feldes nimmt der Einfluss der Feuchte auf den mittleren Messwert mit der Tiefe ab. Das Messsystem bildet durch seine Abmessungen einen Schirm, Niederschlag kann nur in Form von Bodenwasser seitlich in das Messvolumen eindringen. Das Messsystem ist anfällig gegen Verschmutzung, was insbesondere bei Starkniederschlägen zu einer Verminderung und Reflexion und damit zu einer Unterschätzung des Wassergehaltes führt.

Die Messung mittels Mikrowelle zeigt einen Fehler von  $< 1$  % (Wernecke, 2003). Um diese Genauigkeit zu erreichen ist ein sehr hoher Kalibrieraufwand notwendig. Ebenso steht der hohe apparative Aufwand einer Feldmessung im Weg. Die Mikrowelle ermöglicht eine Tiefenprofilmessung. Durch die Einkopplung des Messsignals über Elektroden oder Antennen ist ausserdem eine flächendeckende Messung mit mehreren Messstellen möglich. Leitfähige Materialien verfälschen das Messergebnis.

Die Genauigkeit von Tensiometern ist mit 1.0 Vol% ausreichend (Wernecke, 2003). Der Einbau gestaltet sich jedoch schwierig, da ein idealer Verbund mit dem umgebenden Material hergestellt werden muss. Zusätzlich ist die Instandhaltung und die Kalibrierung der Tensiometer aufwändig. Eine flächendeckende Erfassung der Bodenfeuchte kann nur durch den Einsatz mehrerer Geräte erfolgen, was zu immensen Kosten führt. Tensiometer eignen sich für die Bestimmung von automatisch erfassten Referenzwerten.

Die Messung der Wärmeleitung erfolgt punktuell, eine sofortige Bestimmung des Wassergehalts ist nicht möglich, da der Boden in ein stationäres Temperaturungleichgewicht geführt werden muss. Der dazu benötigte Energiebedarf ist für eine autarke Feldmessung nicht aufzubringen. Ebenso stehen der hohe Aufwand beim Installieren der Sonde und der hohe Kalibrieraufwand der Feldtauglichkeit im Wege.

Mit einem Messfehler von  $>\pm 4$  % (Wernecke, 2003) ist die Bestimmung des Wassergehaltes aus Niederfrequenzmessungen nur unbefriedigend möglich. Messergebnisse sind somit schlecht reproduzierbar, zudem verschiedene Quersensitivitäten die Messungen direkt beeinflussen. Positiv ist die Möglichkeit mehrdimensionale Felder durch Messungen in

Permutationen zu generieren. Als Kombination mit Messverfahren, die das Aneichen der großräumigen Feuchtestruktur ermöglichen (Haugk, 2005) ist dieses Verfahren aufgrund seines geringen messtechnischen Aufwands und seines geringen Wartungsaufwands sehr gut geeignet. Von der direkten Bestimmung der Bodenfeuchte sollte jedoch Abstand genommen werden.

Die Hochfrequenzmessung hat mit  $\pm 1$  Vol% eine ausreichende Genauigkeit bei mittlerem Kalibrierungsaufwand. Gegenüber elektrisch leitenden Materialien sind Querempfindlichkeiten gegeben, die das Messergebnis zusätzlich beeinflussen. Über Relais kann das Messsignal zu mehreren Sonden geleitet werden. Eine großflächige Messung an Einzelpunkten mit Profilinformatio n ist möglich, die dazu verwendeten Sonden sind robust. Die Messung mittels Hochfrequenztechnik ist preiswert. Ein automatisierter Betrieb ist möglich. Die Messergebnisse sind reproduzierbar.

Aufgrund der Eigenschaften:

- ausreichende Messgenauigkeit,
- Reproduzierbarkeit der Messergebnisse,
- flächenhafte Auflösung,
- Robustheit,
- automatisierter Messablauf und
- geringe Kosten

wird aus dem Bereich der Hochfrequenztechnik das TDR-Verfahren zur Bestimmung der Bodenfeuchte gewählt.

### 2.3.2 Beschreibung des gewählten Verfahrens

Die folgenden Unterkapitel widmen sich den physikalischen Messprinzipien des gewählten Verfahrens der Zeitbereichsreflektometrie (englisch Time Domain Reflectometry, TDR) und deren praktischer Umsetzung in der Feldmessung zur Lösung der vorliegenden Aufgabenstellung.

#### 2.3.2.1 Physikalisches Messprinzip

Zwischen zwei ungleich geladenen Objekten bildet sich ein elektrisches Feld aus. Von diesem Feld werden auch Nichtleiter beeinflusst, deren geladene Teilchen eine Auslenkung aus der Gleichgewichtslage erfahren. Die daraus resultierende Bildung elektrischer Dipole polarisiert den Nichtleiter. Die elektrische Kapazität  $C$  des Verbunds aus geladenen Objekten und Nichtleiter erhöht sich um das  $\epsilon_r$ -fache gegenüber der Vergleichskapazität des Vakuums  $C_0$  (Gl. 5).  $\epsilon_r$  spiegelt dabei die Materialeigenschaft des Nichtleiters wider, die von der Molekülstruktur abhängt.  $\epsilon_r$  wird als relative Dielektrizitätszahl (DZ) bezeichnet.

$$C = \epsilon_r \cdot C_0$$

Gl. 5

Jedes Molekül hat ein unterschiedliches Dipolmoment, je stärker ein Molekül polarisierbar ist, desto höher ist seine Dielektrizitätszahl. Die Polarisierbarkeit eines Moleküls hängt davon ab, ob ein permanenter Dipol vorhanden ist oder ob es sich um ein Molekül handelt, das induzierte Dipolmomente hat. Die Polarisierbarkeit hängt außerdem sehr stark davon ab, ob im Molekül ein konjugiertes  $\pi$ -Elektronensystem vorliegt (Böttcher, 1952).

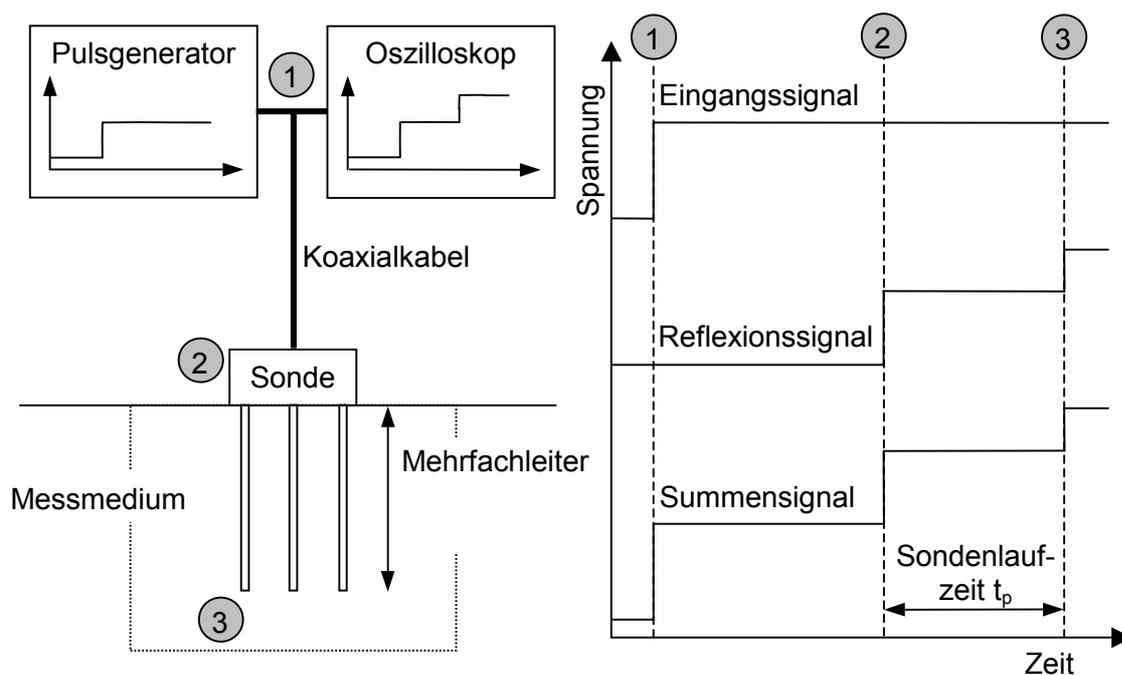
Wasser besitzt eine permanente Dipolmenge die statistisch über den Raum verteilt ist und in einem elektrischen Feld einer einheitlichen Orientierung unterworfen wird (Orientierungspolarisation). Eine untergeordnete Rolle bei der Messung in gewachsenen Böden spielen

andere Polarisationsarten wie Ionenpolarisation und Verschiebungspolarisation. Die DZ ist also ein Maß für die Menge an elektrischer Energie, die gespeichert, absorbiert und durch das Material geleitet wird (Schuhmann, 2002).

Eine Vielzahl unterschiedlicher Messmethoden zur Bestimmung der DZ, die alle auf den Wechselwirkungen des elektromagnetischen Felds mit dem zu untersuchenden Material beruhen, sind vorhanden. Die Art der Erzeugung des elektromagnetischen Felds klassifiziert die Messmethoden in Methoden des Frequenzbereichs und des Zeitbereichs.

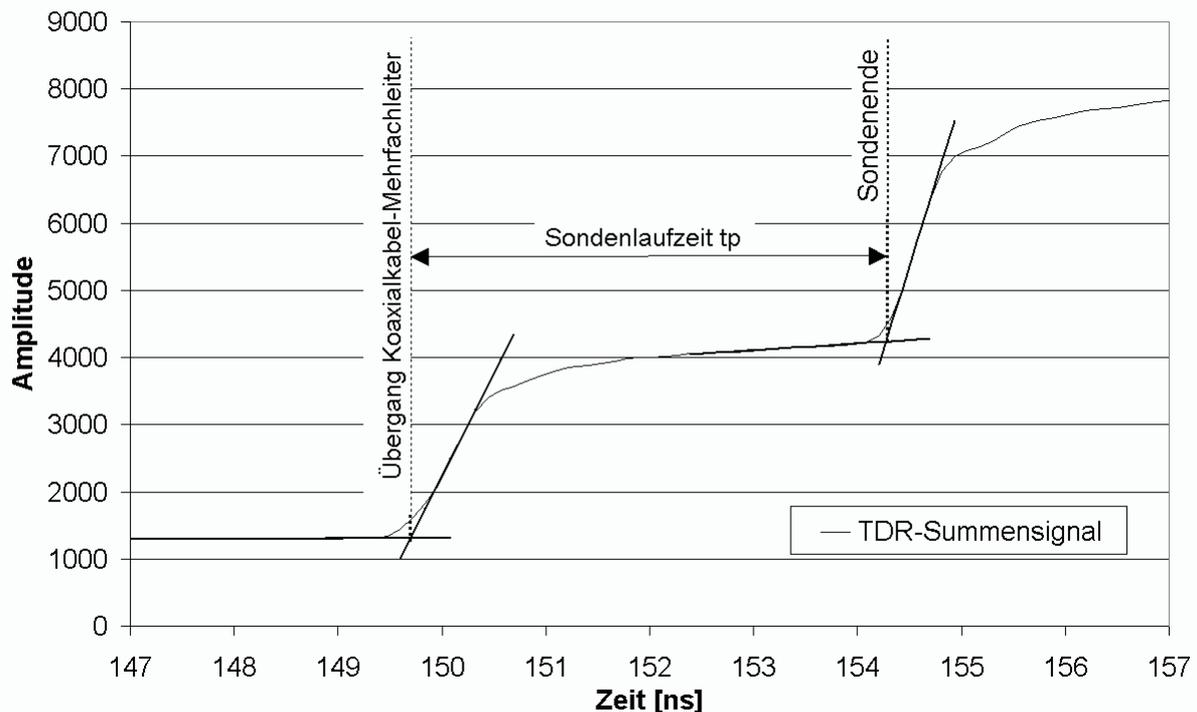
### 2.3.2.2 Messung mit der Zeitbereichsreflektometrie (TDR)

Die Zeitbereichsreflektometrie (TDR) ist ein verbreitetes Verfahren zur Bestimmung der DZ. Das TDR-Messsystem verfügt über einen Pulsgenerator, ein Samplingoszilloskop und eine Sonde mit koaxialer Zuleitung. Der Pulsgenerator sendet ein steilflankiges elektromagnetisches Signal aus, das sich entlang des Koaxialkabels ausbreitet (**Abbildung 10**, Punkt 1). Das Koaxialkabel hat einen konstanten Wellenwiderstand, der sich beim Übergang zwischen Koaxialkabel und Mehrfachleiter schlagartig verändert. An diesem Wellenwiderstandssprung reflektiert ein Teil des Signals (**Abbildung 10**, Punkt 2) und bildet die erste Hauptreflexion (Flanke). Der transmittierte Teil des Signals läuft bis zum offenen Ende der Sonde und erfährt dort eine Totalreflexion (**Abbildung 10**, Punkt 3), die die zweite Flanke des reflektierten Signals darstellt.



**Abbildung 10:** Prinzip der Zeitbereichsreflektometrie zur Messung der DZ (aus Schuhmann, 2002, verändert)

Das Samplingoszilloskop zeichnet die vor- und rücklaufenden Signale, die an Punkt 1 gemessen werden gemeinsam auf. Das aufgezeichnete Signal ist die Superposition aus eingespeistem und reflektiertem Signal und somit die Summenspannung.



**Abbildung 11:** Tangentenverfahren zur Bestimmung der Sondenlaufzeit  $t_p$

Die Auswertung des aufgezeichneten Signals erfolgt, indem die Laufzeit  $t_p$  entlang des Mehrfachleiters bestimmt wird. Mit Tangentenverfahren (Heimovaara, 1990, Schlaeger, 2002) werden aus den Flanken eindeutige Schnittpunkte erzeugt (**Abbildung 11**), die den Anfang und das Ende des Mehrfachleiters markieren. Der mit der Zuleitungslänge fortschreitende Verlust der hochfrequenten Anteile des TDR-Signals reduziert die Flankensteilheit und führt zu gleitenden Schnitten der Tangenten. Die Bestimmung der Schnittpunkte und damit die Bestimmung der Laufzeit wird unsicher, was die Zuleitungslänge in Abhängigkeit der Kabeleigenschaften beschränkt. Die erste Hauptreflexion fällt, bedingt durch den physikalischen Aufbau einer Sonde nicht mit dem sensitiven Bereich am Beginn der Sondenstäbe zusammen. Der zeitliche Abstand zwischen Beginn des Mehrfachleiters und Beginn der Sondenstäbe (die Singallaufzeit im Sondenkopf,  $t_h$ ) muss von der Sondenlaufzeit  $t_p$  abgezogen werden um die Sensitivlaufzeit  $\Delta t_s$  zu bestimmen (Gl. 6).

$$\Delta t_s = t_p - t_h$$

**Gl. 6**

Der Quotient aus freier Sondenlänge  $l$  und Sensitivlaufzeit  $\Delta t_s$  ergibt die Ausbreitungsgeschwindigkeit  $c$  (Gl. 7).

$$c = \frac{l}{\Delta t_s}$$

**Gl. 7**

Das Verhältnis von Ausbreitungsgeschwindigkeit  $c$  und konstanter Lichtgeschwindigkeit  $c_0$  ergibt den Realteil  $\epsilon'_r$  der komplexen DZ, der eng mit dem Wassergehalt im Boden verknüpft ist (Gl. 8) elektrische Leitfähigkeit des Bodens, insbesondere des Porenwassers (Seher, 1998).

$$\varepsilon'_r = \left( \frac{c_0}{c} \right)^2 \quad \text{Gl. 8}$$

Auf den Realteil der DZ des umgebenden Materials kann nach Gl. 8 geschlossen werden, wenn:

- das Medium homogen, verlustfrei und nichtdispersiv ist (Reece, 1998)
- die maßgebenden Frequenzanteile in dem wenig dispersiven und verlustarmen Bereich zwischen 200 MHz und 1 GHz liegen (Hübner, 1999).

Um aus der bestimmten  $\varepsilon'_r$  im untersuchten Boden auf den Wassergehalt  $\theta$  schließen zu können, werden empirische oder semi-empirische Beziehungen verwendet. Die gebräuchlichste Beziehung wurde von Topp (1980) bestimmt (Gl. 9).

$$\theta = -5.3 \cdot 10^{-2} + 2.93 \cdot 10^{-2} \varepsilon'_r - 5.5 \cdot 10^{-4} \varepsilon'_r{}^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} \varepsilon'_r{}^3 \quad \text{Gl. 9}$$

Dieses Polynom dritter Ordnung ist an eine große Menge von DZ-Messungen bei verschiedenen Wassergehalten und für verschiedene Bodentypen angepasst. Es handelt sich somit um eine rein empirische Beziehung, deren Eingangsgröße unabhängig vom Bodenmaterial ist. Für sehr tonige Böden mit Korngrößen  $< 1 \mu\text{m}$  und entsprechend großen spezifischen Oberflächen ist die Beziehung nach Topp nicht anwendbar.

Der Semi-empirische Ansatz nach Roth (1990) basiert auf einem dielektrischen Dreiphasenmischungsmodell. Der Realteil der DZ ( $\varepsilon'_r$ ) ist abhängig von Einzelrealteilen der Phasen Boden, Wasser, Luft, mit den zugehörigen DZs  $\varepsilon_s$ ,  $\varepsilon_w$ ,  $\varepsilon_l$ . Die Volumenanteile werden durch den Wassergehalt  $\theta$  und die Porosität  $\eta$  ausgedrückt.  $\alpha$  beschreibt einen Geometrieparameter, der sich auf die räumliche Anordnung der Dreiphasenmischung in Abhängigkeit zur Ausrichtung des elektromagnetischen Felds bezieht. Er wird anhand der zu untersuchenden Böden bestimmt, somit aus einer Kalibrierung abgeleitet und liegt im Wertebereich zwischen  $-1$  (Serienschaltung) und  $1$  (Parallelschaltung). Die meisten empirisch entwickelten Geometrieparameter  $\alpha$  liegen zwischen  $0.3$  und  $0.7$  (Birchak, 1974; Roth, 1990).

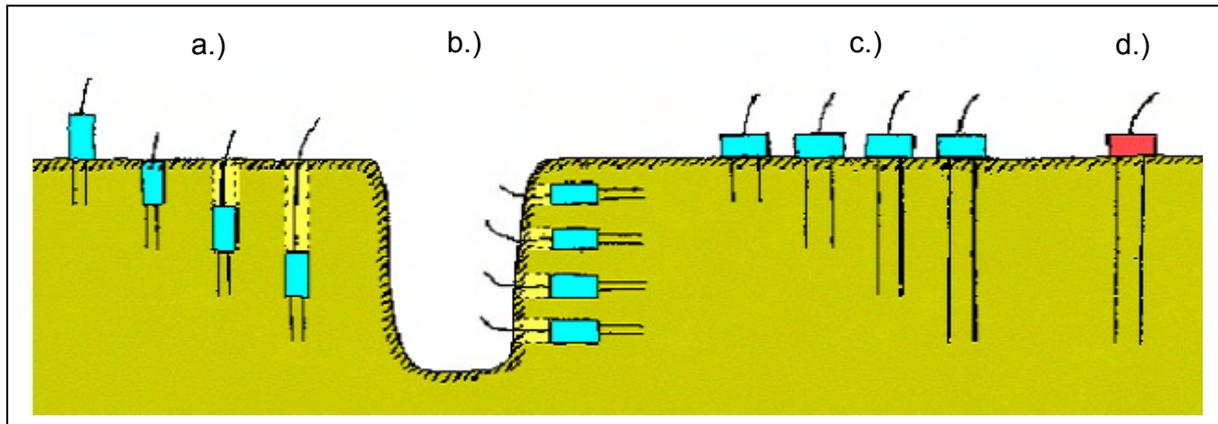
$$\varepsilon'_r = (\theta \cdot \varepsilon_w^\alpha + (1 - \eta) \cdot \varepsilon_s^\alpha + (\eta - \theta) \cdot \varepsilon_l^\alpha)^{\frac{1}{\alpha}} \quad \text{Gl. 10}$$

Ein weiterer semi-empirischer Ansatz berücksichtigt die Bodenstruktur indem ein Übergangswassergehalt eingeführt wird, der von der Bodentextur abhängt (Wang, 1980).

### 2.3.3 Bodenfeuchteprofile aus TDR-Messungen

Die konkrete Messung eines Bodenfeuchteprofils mit dem TDR-Verfahren kann durch diverse Einbaumethoden bewerkstelligt werden (**Abbildung 12** a.), b.), c.)). Das Profil besteht aus punktuellen Einzelmessungen, die mit Interpolationsverfahren zusammengesetzt werden.

Die Punktmessungen durch vertikale Bohrungen (**Abbildung 12** a.)) führen zu einer starken Veränderung der Bodenhydraulik. Zusätzlich erschwert die kleinskalige Variabilität die Bilanzierung, da nicht in der selben Bodensäule gemessen wird.



**Abbildung 12:** Messmethoden zur Bestimmung aufgelöster Bodenfeuchteprofile (Becker, 2003)

Die Punktmessungen durch horizontale Bohrungen (**Abbildung 12b.**) finden in der selben Bodensäule statt, erfordern aber einen erhöhten Aufwand für die Grabung, die ebenfalls die Bodenhydraulik stark beeinflusst. Intergrale Messungen mit verschiedenen Stablängen (**Abbildung 12c.**) führen keine Veränderung der Bodenhydraulik mit sich. Die Bilanzierung ist durch die kleinskalige Variabilität des Bodenkörpers erschwert.

Die Kombination aus neuen Messgeräten und Auswertalgorithmen (Spatial-TDR, Becker, 2004, Schlaeger, 2002, Hübner, 1999) ermöglicht auf Basis der TDR-Technik die Aufzeichnung eines Bodenfeuchteprofils entlang einer einzelnen Messsonde (**Abbildung 12d.**). Die Messung gelingt in einem hydraulisch zusammenhängenden, nur schwach gestörten Bodenkörper. Die Störung wird durch das vertikale Einstechen der Sonde verursacht.

### **Spatial-TDR mit Rekonstruktionsalgorithmus zur Bestimmung von Bodenfeuchteprofilen (nach Schlaeger, 2002)**

Eine hohe räumliche Auflösung kann erzielt werden, wenn die komplette Information des reflektierten elektromagnetischen Signals ausgewertet wird. Jede Veränderung des Wassergehalts entlang einer TDR-Sonde bedingt eine Änderung der Impedanz sowie eine Teilreflektion des elektromagnetischen Impulses. Ein dreistufiger Algorithmus wurde von Schlaeger (2002) entwickelt, um das Bodenfeuchteprofil aus diesen Teilreflektionen zu rekonstruieren.

Im ersten Schritt werden auf Basis der Telegraphengleichungen (Gl. 11) die Kapazität  $C(x)$  und Konduktivität  $G(x)$  durch Lösungen des inversen Problems rekonstruiert. Als zweiter Schritt wird die ermittelte Verteilung von  $C(x)$  durch ein Kapazitätsmodell in die Dielektrizitätsverteilung  $\epsilon_m(x)$  überführt. Der dritte Schritt überführt die Dielektrizitätsverteilung in das Wassergehaltsprofil  $\Theta(x)$  unter Verwendung von Standardtransformationen oder material-spezifischen Kalibrierfunktionen.

Die Telegraphengleichungen beschreiben die Änderungen der Spannung  $U(x,t)$  und der Stromstärke  $I(x,t)$  einer Sonde, die als Übertragungsleitung idealisiert wird, aufgrund der elektrischen Parameter der Leitung und des umgebenden Materials (Gl. 11).

$$\frac{\partial}{\partial x}U(x,t) = -R(x)I(x,t) - L(x)\frac{\partial}{\partial t}I(x,t)$$

$$\frac{\partial}{\partial x}I(x,t) = -G(x)U(x,t) - C(x)\frac{\partial}{\partial t}U(x,t)$$

**Gl. 11**

Im Normalfall sind die Längsinduktivität  $L$  und der Längswiderstand  $R$  für die Sonde konstant,  $R$  kann meist vernachlässigt werden. Die Kapazität  $C$  und die Konduktivität  $G$  sind abhängig vom umgebenden Material. Die Konduktivität  $G$  einer Sonde im Boden ist bestimmt von der Bodenart, dem Wassergehalt und der Frequenz. Die Kapazität  $C$  ist nach Gl. 5 mit der Dielektrizitätszahl verknüpft und vom Wassergehalt des umgebenden Materials bestimmt.

Das inverse Problem der Telegraphengleichung wird über die iterative Suche der elektrischen Parameter  $C(x)$  und  $G(x)$  des sensitiven Sondenbereichs gelöst. Die Lösung erfolgt unter Zuhilfenahme der Lösung der Wellengleichung der beiden direkten Probleme.

Die iterative Lösungssuche erfordert viele Einzelberechnungen. Um eine schnelle Konvergenz zu erreichen ist es wichtig, effiziente Rechentechniken zu verwenden und die einfache Zuordnung der Parameter zur direkten Lösung zu gewährleisten. Hierzu dient die partielle Differenzialgleichung die mit den Anfangsbedingungen der Gl. 12 aus Gl. 11 gebildet werden kann (Gl. 13) und die die Ausbreitung einer elektromagnetischen Welle entlang eines ungleichförmigen Leiters beschreibt. Zur Lösung der Telegraphengleichungen sind Anfangs- und Randbedingungen notwendig: Die Zuleitung zwischen TDR-Gerät und Sonde ist im Normalfall ein verlustfreies, gleichförmiges Koaxialkabel ( $R=0$ ,  $G=0$ ,  $C=\text{konst.}$ ,  $L=\text{konst.}$ ). Unter der Annahme, dass zu Beginn der Messung keine Energie in Leitung und Sonde vorhanden ist, ergeben sich folgende Anfangsbedingungen:

$$U(x,t)_{t \leq 0} = 0, \quad I(x,t)_{t \leq 0} = 0 \quad \text{Gl. 12}$$

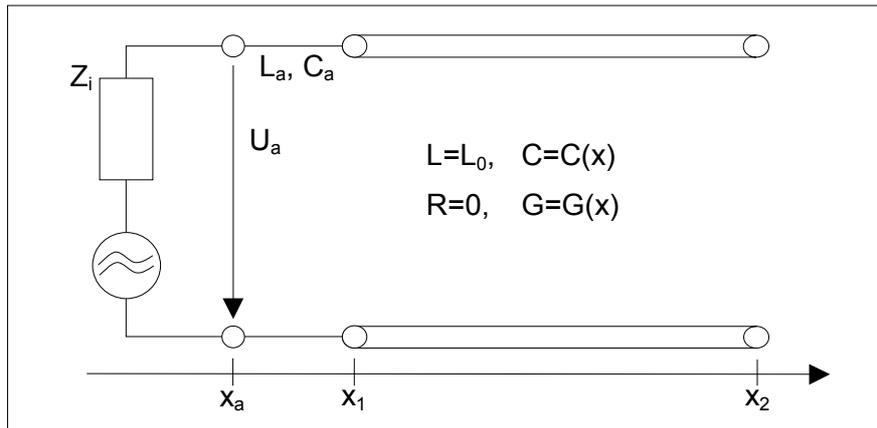
damit können die Telegraphengleichungen zu Gl. 13 zusammengefasst werden.

$$\left[ LC \frac{\partial^2}{\partial t^2} + LG \frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial L / \partial x}{L} \frac{\partial}{\partial x} - \frac{\partial^2}{\partial x^2} \right] U_i(x,t) = 0 \quad i = 1,2 \quad \text{Gl. 13}$$

Für den sensitiven Sondenbereich kann die Gl. 13 unter der Annahme einer konstanten Längsinduktivität  $L$  in Gl. 14 überführt werden.

$$\left[ LC \frac{\partial^2}{\partial t^2} + LG \frac{\partial}{\partial t} - \frac{\partial^2}{\partial x^2} \right] U_i(x,t) = 0 \quad i = 1,2 \quad \text{Gl. 14}$$

**Abbildung 13** beschreibt den schematischen Aufbau der einseitig angeschlossenen Sonde mit Randbedingungen.



**Abbildung 13:** Schematische Darstellung des sensitiven Sondenbereichs zwischen  $x_1$  und  $x_2$  mit einseitigem Anschluss an ein TDR-Gerät

Um Kapazitätsprofile zu erhalten, müssen Reflexionsmessungen mit aufgeprägter externer Spannung  $F_{ex}$  aufgezeichnet werden. Die absorbierende Randbedingung für die verlustfreie Wellengleichung kann dann für das Koaxialkabel nach Gl. 15 angegeben werden.

$$\left[ \frac{\partial}{\partial x} - \sqrt{L_a C_a} \frac{\partial}{\partial t} \right] U(x_a, t) = L_a \frac{\partial}{\partial t} F_{ex}(x_a, t), \quad t \geq 0 \quad \text{Gl. 15}$$

Das Ende des sensitiven Sondenbereichs kann durch eine Leerlaufrandbedingung nach Gl. 16 beschrieben werden.

$$\frac{\partial}{\partial x} U(x_2, t) = 0 \quad \text{Gl. 16}$$

Als Anfangsverteilung der Kapazität  $C(x)$  wird eine konstante mittlere Kapazität angenommen, die aus Gl. 17 mit Hilfe der Sensitivlaufzeit  $\Delta t_s$ , der freien Sondenlänge  $l$  und der konstanten Längsinduktivität  $L$  bestimmt wird (Heimovaara, 1990).

$$C(x) = \frac{\Delta t_s^2}{l^2 \cdot L} \quad \text{Gl. 17}$$

Um die beiden Parameter  $C(x)$  und  $G(x)$  zu rekonstruieren sind zwei unabhängige Messungen erforderlich. Durch koaxiale Zuleitungen zu beiden Seiten des sensitiven Sondenbereichs können diese Messungen ermöglicht werden (Hübner, 1999). Aufgrund der physikalischen Randbedingungen der einsteckbaren Sonden ist ein zweiseitiger Anschluss nicht realisierbar,  $G(x)$  muss über einen funktionalen Zusammenhang mit  $C(x)$  ausgedrückt werden.

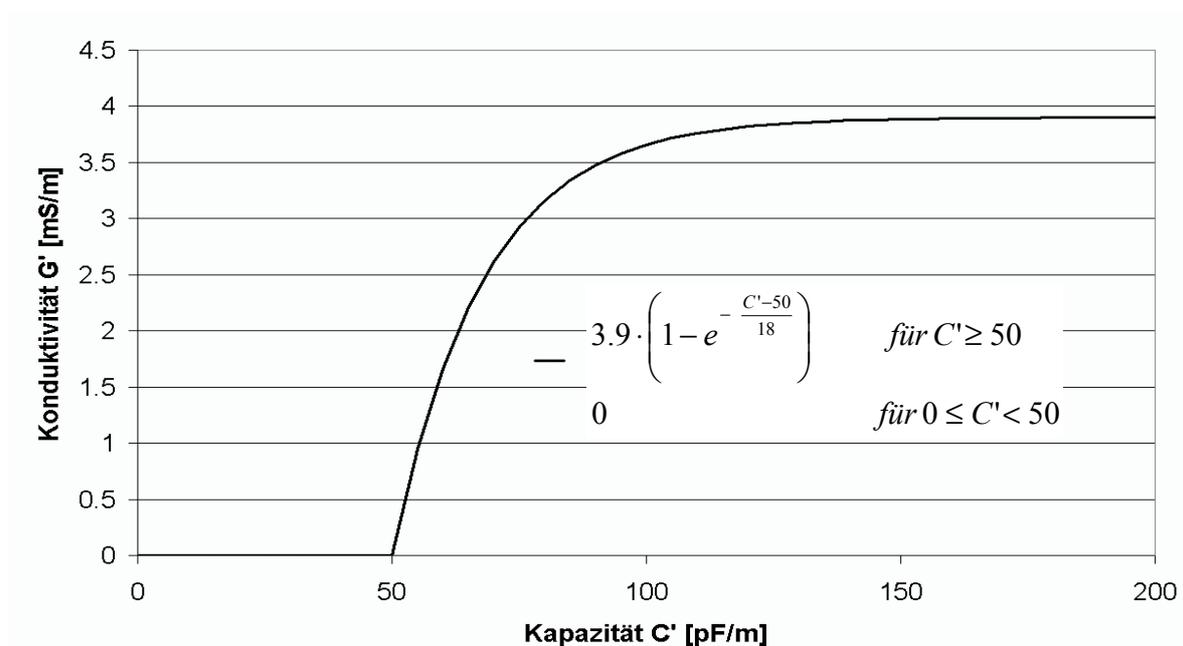
$C(x)$  und  $G(x)$  werden beide im Wesentlichen vom Wassergehalt bestimmt. Trockener Boden besitzt eine geringe Kapazität  $C_0$  und keine Ionenleitfähigkeit. Feuchter Boden führt zu einer höheren Kapazität und Ionenleitfähigkeit. Eine Ionenleitfähigkeit ist nur bei Bodenfeuchten größer null feststellbar und erreicht bei hohen Bodenfeuchten ein Maximum  $G_{sat}$ . Für die Beziehung zwischen  $C(x)$  und  $G(x)$  schlägt Håkansson (1997) eine Form nach Gl. 18 vor.

$$G(C) = \begin{cases} G_{sat} \left(1 - e^{-(C-C_0)/C_d}\right), & \text{wenn } C' \geq C'_0 \\ 0, & \text{wenn } 0 \leq C' < C'_0 \end{cases} \quad \text{Gl. 18}$$

Becker (2004) bestimmt für eine Dreistabsonde durch zahlreiche Messungen die in **Tabelle 2** aufgeführten Parameter. **Abbildung 14** zeigt die Gl. 18 mit den Parametern aus **Tabelle 2** in graphischer Darstellung.

**Tabelle 2:** Parameter des C-G-Modells nach Becker (2004)

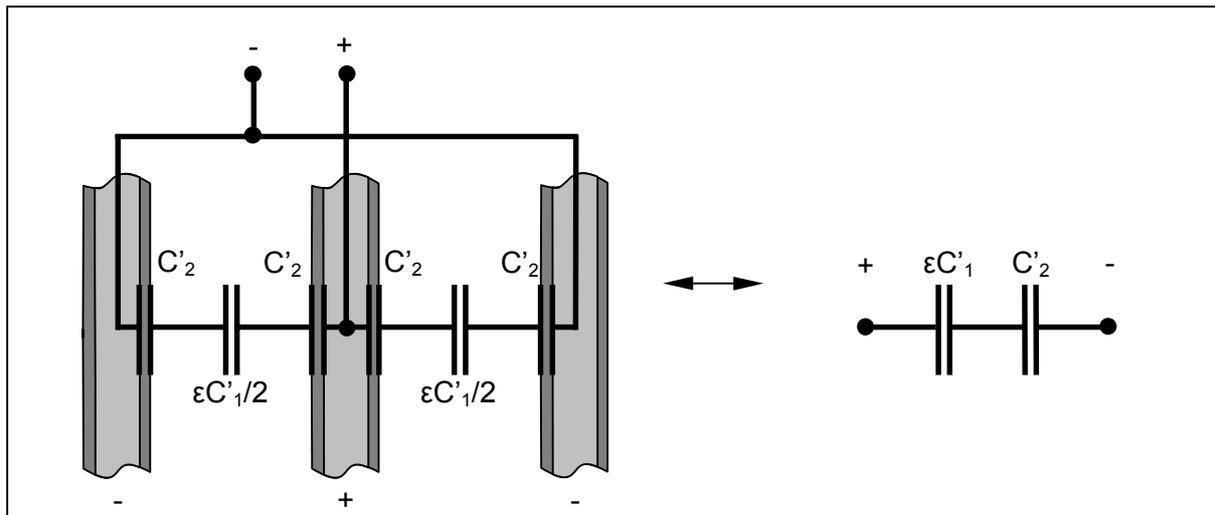
Variable	$C_0$	$C_d$	$G_{sat}$
Wert	50	18	3.9
Einheit	pF/m	pF/m	mS/m



**Abbildung 14:** Beziehung zwischen  $C'$  und  $G'$

Die Überführung der Kapazitätsverteilung  $C(x)$  in die Verteilung der Dielektrizität  $\varepsilon(x)$  erfolgt über ein Kapazitätsmodell (**Abbildung 15**). Das Kapazitätsmodell ist sondenabhängig und besteht für eine ummantelte Dreistabsonde aus den zwei Einzelkapazitäten  $C'_1$  und  $C'_2$ .  $C'_1$  beschreibt die durch den Stababstand der Sonde bedingte Kapazität.  $C'_2$  geht als Konstante in die Beziehung ein und beschreibt die statische Kapazität der Ummantelung. Die DZ des Bodenmaterials geht mit  $\varepsilon$  in die Gleichung ein (Gl. 19).

$$C(\varepsilon) = \frac{(\varepsilon C'_1) \cdot C'_2}{(\varepsilon C'_1) + C'_2} \quad \text{Gl. 19}$$



**Abbildung 15:** Kapazitätsmodell einer Dreistabsonde mit kurzem Segment der drei parallelen Stäbe, Metallkern in hellgrau, Ummantelung in dunkelgrau

Die Dielektrizitätsverteilung  $\varepsilon(x)$  wird entweder durch eine standardisierte Transformation oder durch materialspezifische Kalibrierfunktionen in das Wassergehaltsprofil  $\Theta(x)$  umgerechnet. Dazu stehen zum einen die beschriebenen empirischen bzw. halbempirischen Mischungsregeln zur Verfügung, zum anderen Kalibrierungen, die aus Vergleichsmessungen zwischen Gravimetrischer Methode und TDR-Verfahren ermittelt werden.

### 2.3.4 Räumliche Auflösung der Bodenfeuchtemessungen mit Geostatistik

Die räumliche Variabilität der Bodenfeuchte ist sowohl groß-, als auch kleinräumig untersucht. Zhai (1990) und Coelho (1996) messen Bodenfeuchte in Maisfeldern und stellen anhaltende Unterschiede zwischen Messungen innerhalb und außerhalb der Pflanzreihe fest. Wesenbeeck (1988) beschreibt einen deutlich feuchteren Zustand ausserhalb der Pflanzreihen, die mit der Lagerungsdichte des Bodens erklärt wird. Jackson(1999) stellt deutliche Unterschiede der Bodenfeuchte innerhalb eines Baumbestands also auch innerhalb einer Vegetationsart fest. Fischer (1999) bestimmt für unabhängige Bodenfeuchtemessungen einen Mindestabstand von 0.5 m in bewaldetem und 2 m in kahl geschlagenem Gelände. Als großräumigere Untersuchung vergleicht Bardossy (1998) für das 6.3 km<sup>2</sup> große Einzugsgebiet des Weiherbachs geostatistische Verfahren und versucht deren Güte nach der Cross-Validation-Methode zu beurteilen. Unter Einbezug des von Beven (1979) vorgeschlagenen topographischen Indexes  $\ln(a/\tan\beta)$  als Kombination des Hangneigungswinkels  $\beta$  und des lokalen Einzugsgebiets  $a$  werden mit Hilfe eines External Drift Krigings sehr detaillierte, plausible räumliche Bodenfeuchtestrukturen erzielt.

#### 2.3.4.1 Semivariogrammanpassung

Als Vorstufe der räumlichen Interpolation kann mittels geostatistischer Analyse für jeden Zeitschritt und jede Tiefenstufe ein Semivariogramm abgeschätzt werden. Semivariogramme geben ein Maß des Zusammenhangs räumlicher Phänomene ausgedrückt als mittlere quadratische Differenz zwischen gemessenen Mengen an unterschiedlichen Orten an (Gl. 20). Sie quantifizieren die Annahme, dass die Ähnlichkeit von Werten mit der räumlichen Distanz  $h$  abnimmt.

$$\gamma_t(h) = \frac{1}{2} \text{Var}_x [Z(x+h,t) - Z(x,t)] = \frac{1}{2} E[(Z(x+h,t) - Z(x,t))^2] \quad \text{Gl. 20}$$

Mit zunehmender Distanz  $h$  nehmen die Werte des Semivariogramms zu und erreichen bei einer als Reichweite (range) bezeichneten Länge den Schwellenwert (sill). Es kann somit als Verschiedenheitsfunktion verstanden werden. Das Semivariogramm bildet zusammen mit der Annahme eines im Untersuchungsraum konstanten Erwartungswerts  $E$

$$E(Z(x,t)) = m \quad \text{Gl. 21}$$

die Intrinsic Hypothese. Der Erwartungswert entspricht dabei dem Mittelwert  $m$ .

### 2.3.4.2 External Drift Kriging

Nach der Abschätzung des Semivariogramms wird die Interpolation zwischen den Messpunkten mit Hilfe des External Drift Krigings durchgeführt. Dabei handelt es sich um eine Erweiterung des Ordinary Krigings: Unter der Annahme, dass der Erwartungswert  $E$  zu einem Zeitpunkt innerhalb des gesamten Raums nach Gl. 21 dem Mittelwert  $m$  entspricht, kann der lineare Schätzer

$$Z^*(x,t) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i,t) \quad \text{Gl. 22}$$

der die Schätzvarianz minimiert, gefunden werden durch Lösung des Krigingsystems:

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_t(x_j - x_i) + \mu = \gamma_t(x_j - x); \quad j = 1, \dots, n \quad \text{Gl. 23}$$

$$\text{mit} \quad \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

Das Ordinary Kriging beinhaltet kein physikalisches Wissen bezüglich der Wasserdynamik. Dieses Zustandswissen kann unter Verwendung des External Drift Krigings miteinbezogen werden (Ahmend, 1987). Unter der Annahme einer linearen Beziehung zwischen  $Y(x)$  und  $Z(x)$  erweitert sich die Annahme des konstanten Erwartungswerts (Gl. 21) zu Gl. 24.

$$E(Z(x,t)|Y(x)) = a(t) + b(t)Y(x) \quad \text{Gl. 24}$$

Die Konstanten  $a$  und  $b$  sind unbekannt. Die Minimierung der Schätzvarianz führt unter diesen Annahmen zum in Gl. 25 dargestellten linearen Gleichungssystem.

$$\sum_{i=1}^I \lambda_i \gamma_t(x_j - x_i) + \mu_1 + \mu_2 Y(x_j) = \gamma_t(x_j - x) \quad j = 1, \dots, I \quad \text{Gl. 25}$$

$$\text{mit} \quad \sum_{i=1}^I \lambda_i = 1 \quad \sum_{i=1}^I \lambda_i Y(x_i) = Y(x)$$

Die Parameter  $\mu_1$  und  $\mu_2$  sind Lagrange-Multiplikatoren.

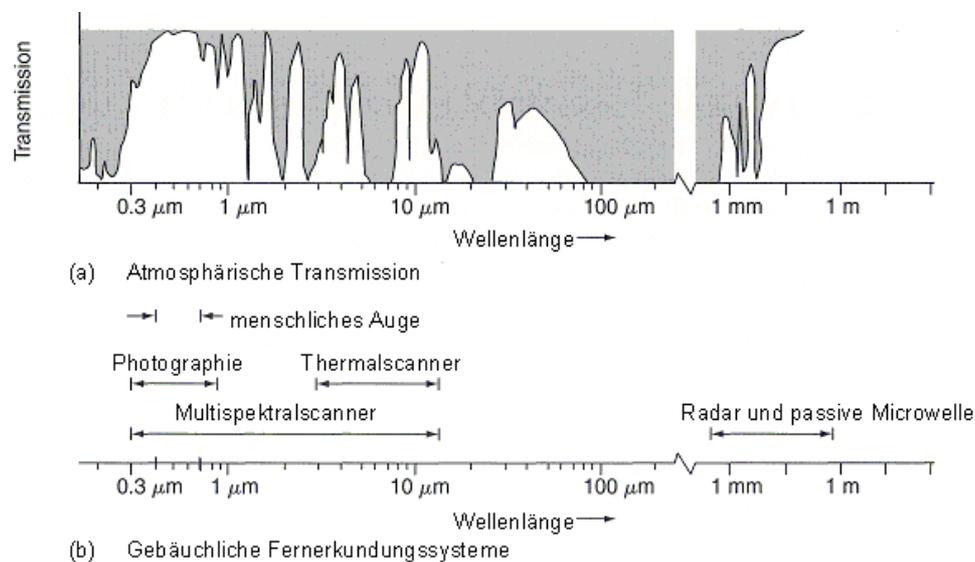
## 2.4 Wahl repräsentativer Messstandorte

### 2.4.1 Fernerkundung

#### 2.4.1.1 Physikalische Grundlagen

Fernerkundung ist die Wissenschaft, Informationen über ein Objekt, das nicht in direktem Kontakt zum aufnehmenden Sensor steht, zu erhalten und zu verarbeiten (Lillesand, 2000). Fernerkundungssensoren sammeln Informationen über elektromagnetische Wellen (Jensen, 1986), die mit Lichtgeschwindigkeit in harmonischen Wellen (Sabins, 1997) zum Sensor gelangen und dabei sowohl Medien wie Luft und Wasser als auch Vakuum durchdringen.

Elektromagnetische Wellen werden von jedem Körper, dessen Temperatur über dem absoluten Nullpunkt liegt, kontinuierlich abgegeben. Diese emittierten Wellen sind bei höherer Temperatur von höherer Energie und damit von kürzerer Wellenlänge.



**Abbildung 16:** Spektrale Charakteristik der (a) atmosphärischen Transmission und (b) gebräuchlicher Fernerkundungssysteme (Lillesand, 2001)

Die Emission ist charakterisiert durch ein spektrales Signal in unterschiedlichen Frequenzen, das von den physikalischen Eigenschaften des Körpers abhängt. Elektromagnetische Wellen lassen sich durch ihre Wellenlänge bzw. Frequenz in das elektromagnetische Spektrum einordnen (**Abbildung 16**). Das für die Fernerkundung nutzbare Spektrum ist im Wesentlichen durch die atmosphärische Transmission geprägt (Bähr, 1998).

Ein Großteil der abgegebenen elektromagnetischen Strahlung eines Körpers besteht nicht aus Emission, sondern aus Reemission auftreffender Energie. Die auftreffende Energie kann dabei sowohl natürlichen (z.B. kosmisch, atmosphärisch) als auch künstlichen Ursprungs (z.B. aktiver Sensor) sein und interagiert mit dem getroffenen Körper in Form von Transmission, Absorption, Emission, Streuung und Reflexion. Diese Interaktionen beeinflussen den Informationsgehalt der durch die Fernerkundungssensoren gemessenen Spektralwerte (Belz, 2000).

#### 2.4.1.2 Fernerkundungssysteme

Die verschiedenen Fernerkundungssysteme lassen sich anhand ihres abdeckenden Spektralbereichs (sichtbar, infrarot, Mikrowellen) unterscheiden. Zusätzlich kann zwischen aktiven und passiven Sensoren differenziert werden. Aktive Sensoren erzeugen ihre eigene elektromagnetische Strahlung (RADAR), während passive Sensoren das emittierte elektro-

magnetische Spektrum aufzeichnen (Photographie, Thermal- und Spektralscanner). Als Plattform der Sensoren dienen bodengestützte Anlagen sowie Ballone, Flugzeuge, Shuttles oder Satelliten. Die räumliche und zeitliche Auflösung differiert aufgrund der Unterschiede in Plattform, Sensortyp und erfasstem Spektralbereich. Eine Auswahl an satellitengestützten Sensoren mit Sensortyp, Spektrum, zeitlicher und räumlicher Auflösung und Erfassungszeitraum zeigt **Tabelle 3**.

**Tabelle 3:** Aktuelle, satellitengestützte Sensoren (Auswahl) mit Sensortyp, Spektrum, zeitlicher und räumlicher Auflösung und Erfassungszeitraum

Name	Sensortyp	Spektrum	Wiederholungsrate [Tage]	Räumliche Auflösung [m]	Erfassungszeitraum (seit)
Landsat 5	Passiv	Multispektral (MSS)/ Multispektral (TM)	16	80 / 30 (120)	01.03.1985
Landsat 7	Passiv	Panchromatisch / Multispektral / Thermal	16	30 / 30 / 60	15.04.1999
Quickbird	Passiv	Panchromatisch / Multispektral		0.61 / 2.44	18.10.2001
Envisat	Passiv Aktiv	Multispektral (MERIS) / Radar (ASAR)	35	300 / 30	01.03.2002
ERS 2	Passiv Aktiv	Multispektral (ATSR) / Radar (AMI)	35	1000 / 10	20.04.1995
IRS 1C IRS 1D	Passiv	Panchromatisch / Multispektral (LISS) / Multispektral (WIFS)	24 25	5 / 23 / 188	28.12.1995 29.09.1997
Radarsat	Aktiv	Radar	24	8 - 100	4.11.1995
NOAA 10 NOAA 14 NOAA 15 NOAA 16	Passiv	Multispektral	4	1000	17.09.1986 30.12.1994 13.05.1998 21.10.2000
ASTER	Passiv	Multispektral (VNIR) / Multispektral (SWIR) / Thermal (TIR)	16	15 / 30 / 90	01.12.1999

Die in **Tabelle 3** aufgeführte Wiederholungsrate spiegelt den Zeitraum wider der verstreicht, bis der Satellit die exakte identische Position im Orbit erreicht. Durch Überlappung der aufgezeichneten Sensorbilder sind deutlich häufigere Aufnahmen eines Bildausschnitts möglich.

#### 2.4.1.3 Wahl des Sensors

Mit dem Satelliten Envisat und seiner umfangreichen Sensorik ist erstmals ein Erdtrabant im Umlauf, der auf Umweltfragestellungen ausgelegt ist. Von den vor dieser Zeit im Einsatz befindlichen Fernerkundungssystemen ist keines für Umweltfragen, speziell für hydrologische Fragestellungen, konzipiert worden (Engman, 1996).

Die Datenvielfalt ermöglichte dennoch die Ermittlung hydrologisch relevanter Parameter, sowohl durch passive (Crist, 1984), oder aktive Sensoren (Schmugge, 1994; Jackson, 1996), als auch in den verschiedenen Spektralbereichen.

Die engen Randbedingungen, die im Spektralbereich der Mikrowellen bestehen, sowie die Komplexität der Dateninterpretation weisen sich als Nachteile aus (Rango, 1998). So sind

die abgeleiteten Beziehungen nur für vegetationslosen oder wenig bedeckten Boden gültig und Einflüsse der Oberflächenrauheit, Geometrie und Bodentextur müssen beachtet werden.

Die Wahl des Sensors ist durch die definierte Fragestellung der Ermittlung der Bodenfeuchtedynamik an einen engen Rahmen geknüpft. Insbesondere schränkt die Größe des Einzugsgebiets die Wahl des Sensors auf satellitengestützte Systeme ein. Zusätzlich müssen zum Aufnahmezeitpunkt Gebietsbedingungen vorherrschen, die im Vorfeld eine räumlich homogene Niederschlagsbelastung aufweisen und ein Abflussereignis höherer Jährlichkeit zur Folge haben. Um eine ausreichende Datengrundlage zu bekommen, ist somit die Wahl auf einen Sensor beschränkt, der eine lange Zeitreihe bei angemessener zeitlicher Auflösung aufweist.

Der Satellit Landsat 5 mit seinen multispektralen und thermalen Sensoren weist die längste Zeitreihe der derzeit im Einsatz befindlichen Systeme auf (**Tabelle 3**, seit 01.03.1985). Zusätzlich zeichnet er sich durch eine relativ hohe Auflösung (30 m) und Abdeckung eines weiten Spektralbereichs (0,45-2.35  $\mu\text{m}$ , 10.4-12.5  $\mu\text{m}$ ) aus. Aus diesen Gründen wurden die Sensoren des Landsat 5 als Quelle der Fernerkundungsdaten gewählt.

#### 2.4.1.4 Beschreibung des Sensors

Der Satellit Landsat 5 ist mit seinen Sensoren TM und MSS seit 01.03.1985 im Einsatz. Der Satellit kreist in einer 705 km hohen Umlaufbahn sonnensynchron bei einem Inklinationwinkel (Winkel zwischen Umlaufbahn und Äquator) von  $98.2^\circ$  um die Erde. Die Wiederholungsrate des Satelliten beträgt 16 Tage.

Der Sensor MSS zeichnet in vier Bändern mit unterschiedlichen Spektralbereichen und einer Auflösung von 80 m auf. Im Vergleich zum MSS-Sensor weist der Sensor TM spektrale, radiometrische und geometrische Verbesserungen auf (Lillesand, 2000). Die spektralen Verbesserungen beinhalten die Aufzeichnung von Daten in 7 Bändern in zusätzlichen Spektralbereichen (blau, mittleres Infrarot, thermales Band). Zur Verbesserung der spektralen Differenzierbarkeit ist der Wellenlängenbereich aufgrund von radiometrischen Felduntersuchungen verändert. Die Aufzeichnungsauflösung ist von 6 auf 8 bit erhöht.

Der TM-Sensor zeichnet mit einer Auflösung von 30 m in 6 Bändern, sowie 120 m im thermalen Band oberflächige und oberflächennahe Reflektoren auf (**Tabelle 4**). Die Datenerhebung geschieht über ein optisch-mechanisches Abtastsystem, das mit einem quer zur Flugrichtung oszillierenden Spiegel die Bänder in 16 Zeilen synchron als 8 bit Grauwertverteilung (Werte zwischen 0 und 255) aufzeichnet. Die Breite des abgetasteten Streifens liegt bei 185 km. In mitteleuropäischen Breiten (Sulm:  $49^\circ 10'$ ) überschneiden sich die Streifen mit 72.5 km. Damit kann sich in bei kleineren Beobachtungsgebieten am Streifenrand die zeitliche Auflösung auf 8 Tage halbieren. Die Anzahl der auswertbaren Szenen wird durch Wolken wiederum eingeschränkt.

Die zeitliche Auflösung lässt lediglich die Beobachtung von Phänomenen mit geringer temporärer Variabilität zu, was als Nachteil des Sensors zu werten ist. Gegenüber Satellitensystemen, die eine höhere Wiederholungsrate aufweisen, besitzt der TM-Sensor jedoch eine wesentlich höhere geometrische Auflösung (Belz, 1999).

Die 7 Bänder des TM-Sensors sind auf unterschiedliche Geocharakteristika sensitiv. Die Zusammenstellung der Bänder mit Wellenlängenbereichen, räumlicher Auflösung und Bandcharakteristik zeigt **Tabelle 4**. Im Multispektralbereich zeichnet sich insbesondere der mittlere Infrarotbereich als sensitiv für Vegetations- und Bodenfeuchte aus (Bähr, 1998; Jensen, 1986).

**Tabelle 4:** Spektralbänder des Landsat TM 5 mit Wellenlängenbereich, Auflösung und Charakteristik

Band	Wellenlängenbereich [µm]	Räumliche Auflösung [m]	Charakteristik (nach Bähr, 1985)
1 Blau	0.45 – 0.52	30	Ozeanographie, Boden-Vegetations-Unterscheidung
2 Grün	0.52 – 0.60	30	Maximale Grünreflexion durch Vegetation, Vegetationsklassifikation
3 Rot	0.63 – 0.69	30	Minimale Grünreflexion durch Vegetation, Biomassenanzeiger
4 Nahes Infrarot	0.76 – 0.90	30	Maximum Chlorophyllreflexion, Absorption durch Wasser
5 Mittleres Infrarot	1.55 – 1.75	30	Vegetation und Bodenfeuchte
6 Thermales Infrarot	10.4 – 12.5	120	Kinematische Temperatur der Oberfläche
7 Mittleres Infrarot	2.08 – 2.35	30	Mineralien und Gestein Unterscheidung, hydrothermale Veränderungen

### 2.4.1.5 Aufbereitung der Satellitenbilder

#### Geometrische Korrektur

Die geometrische Korrektur ermöglicht die Projektion der aufgezeichneten Rohdaten auf ein georeferenzierbares Netz, das sowohl rechtwinklig als auch in Kugelkoordinaten definiert sein kann.

Die geometrische Korrektur kann durch die Verfahren nearest neighbour, bilineare Interpolation oder Cubic Spline Interpolation erfolgen, die hier in der Reihenfolge zunehmender Zeit- und Rechenintensität aufgezählt wurden.

Das nearest neighbour Verfahren weist dem Wert des Ausgabebildpunkts den Wert des nächstliegenden Eingangsbildpunkts der Originalgeometrie zu.

Die bilineare Interpolation spannt eine Fläche zwischen den Werten der nächstliegenden vier Eingangsbildpunkten und projiziert die Koordinaten des Ausgabebildpunkts auf die aufgespannte Fläche.

Die Cubic Spline Interpolation bestimmt aus den Werten der 16 nächstliegenden Eingangsbildpunkten eine kubische Fläche. Dabei wird der Ausgabebildpunkt durch die Projektion der Koordinaten auf die kubische Fläche bestimmt.

#### Atmosphärenkorrektur

Die Beobachtung der Erdoberfläche vom Satelliten aus wird durch die Atmosphäre erschwert. Absorptions- und Streuprozesse in der Atmosphäre beeinträchtigen den Transport der Solarstrahlung entlang ihres Weges von der Sonne zur Erdoberfläche und von der Erdoberfläche zum Sensor.

Um genaue Informationen über die Erdoberfläche zu erhalten und optische Fernerkundungsdaten überhaupt erst räumlich und zeitlich vergleichbar zu machen, muss der Einfluss der Atmosphäre korrigiert werden. Für eine multitemporale, quantitative Auswertung von Satellitendaten eines Sensors nennt Richter (1996) folgende Bedingungen:

- Der Einfluss der Atmosphäre und des Sonnenstands muss bei, zu unterschiedlichen Jahreszeiten aufgenommenen Datensätzen, reduziert werden.
- Die gemessenen Grauwerte müssen in physikalische Größen (z.B. Reflexionsvermögen) umgerechnet werden, was den Vergleich mit am Boden gemessenen Daten ermöglicht.

Die atmosphärische Korrektur der auf den Sensor auftreffenden spektralen Reflexionswerte setzt die Kenntnis von meteorologischen Größen aus Radiosondenaufstiegen, von horizontaler Sichtweite und von optischer Tiefe voraus. Im Zuge einer atmosphärischen Korrektur wird auf Pixelebene vom jeweiligen Rohwert ausgegangen, in spektrale Reflexionswerte und weiter in scheinbare Reflexionsgrade transformiert, um dann mit Hilfe geeigneter Aerosol- und Atmosphärenmodellen letztendlich atmosphärisch korrigierte Grauwerte bereitzustellen, die multitemporal vergleichbar sind.

#### 2.4.1.6 Interpretation der Satellitenbilder

Der Informationsgehalt von Satellitenbildern hängt nach Bähr (1998) vom Aufnahmezeitpunkt, dem aufgenommenen Gebiet, der Lage der Spektralbänder im elektromagnetischen Spektrum sowie der Abbildung der spektralen Reflexion ab. Die Auswertung der Rohinformation der Satellitenbilder kann durch visuelle Interpretation oder durch numerische Verfahren erfolgen (Jensen, 1986). Die visuelle Interpretation bezieht grundlegende Merkmale der Aufnahme wie Form, Muster, Färbung, Textur, Abschattung, Lage und Auflösung ein (Olsen, 1960).

Numerische Auswerteverfahren unterscheiden Bildpunkte einer Aufnahme nach ihrer Lage im n-dimensionalen Merkmalsraum, wobei n der Anzahl der Spektralbänder entspricht (Belz, 2000), und ersetzen so die visuelle Interpretation durch quantitative Techniken (Lillesand, 2000). Baumgart (1991) unterscheidet zwischen überwachter und unüberwachter Klassifizierung zur Identifizierung semantischer Klassen.

Bei der überwachten Klassifizierung ist a priori das Vorkommen der gesuchten Eigenschaft (beispielsweise Landnutzung) in einem Trainingsgebiet bekannt. Die innerhalb des Trainingsgebiets ermittelten statistischen Parameter werden mit einem Klassifizierungsverfahren, wie z.B. dem Maximum-Likelihood-Verfahren, auf das Gesamtbild übertragen.

Die unüberwachte Klassifizierung weist Bildpunkte gemäß eines Unterscheidungskriteriums, der sogenannten Histogrammunterteilung, zu. Die Klassifizierung entspricht einer Unterscheidung nach spektralen Eigenschaften, die den semantischen Klassen nur bedingt entsprechen.

Neben der Einteilung in Klassen schlägt Kauth (1976) die Linearkombination der Bänder des Landsat MMS-Sensors vor und erhält auf metrischer Skala die räumliche Verteilung der Helligkeit, der Vegetationskonzentration und der Feuchte. Diese Linearkombination, die als Tasseled Cap Transformation (TCT) bezeichnet wird, gilt als Hauptkomponententransformation und wird im Folgenden näher beschrieben.

#### Tasseled Cap Transformation (TCT)

Die Tasseled Cap Transformation ist eine Hauptkomponententransformation mit festen Koeffizienten, angepasst an den Landsat-Sensor-MMS (Kauth, 1976). Durch die feste Linearkombination werden aus den vier MMS-Bändern vier neue Achsen definiert, die als Vegetationskomponenten bezeichnet werden. Dabei steckt mit ca. 95 % der Großteil der Variabilität der Bänder in den beiden ersten Komponenten, die die Helligkeit und Vegetationskonzentration widerspiegeln. Crist (1984) erweitert das Konzept der TCT auf den Landsat-TM-Sensor und entdeckt, dass die sechs TM-Bänder drei Komponenten beinhalten. Neben Helligkeit und Vegetationskonzentration definiert er als dritte Komponente die Feuchte, zusammengesetzt aus der Bodenfeuchte und der Bodenbedeckung. Die Koeffizienten dieser Transformation zeigt **Tabelle 5**. Die ermittelte räumliche Feuchteverteilung

liegt nicht in Form von direkten Feuchtwerten vor, lässt sich aber als ein Feuchteindex beschreiben (Belz, 2000).

**Tabelle 5:** Koeffizienten der Tasseled Cap Transformation (Crist, 1984)

Komponenten	Band 1	Band 2	Band 3	Band 4	Band 5	Band 7
Helligkeit	0,3037	0,2793	0,4743	0,5585	0,5082	0,1863
Vegetationskonzentration	-0,2848	-0,2435	-0,5436	0,7243	0,0840	-0,1800
Feuchte	0,1509	0,1973	0,3279	0,3406	-0,7112	-0,4572

Der multitemporale Vergleich der Feuchte unter Berücksichtigung der atmosphärischen Randbedingungen eröffnet die Möglichkeit, die Feuchteverteilung dynamisch zu untersuchen. Die rasterzellenbasierte Ermittlung der Standardabweichung kann dabei als Feuchtedynamik interpretiert werden. Flächen mit hoher Standardabweichung zeigen eine hohe Feuchtedynamik auf, Flächen mit geringer Standardabweichung verhalten sich gleichförmiger. Die Ermittlung der Feuchtedynamik eröffnet die Möglichkeit, Bodenfeuchtemessungen in Relation zur Heterogenität des Einzugsgebiets auszubringen.

Ermöglicht wird so z. B. die Identifikation von vom Grundwasser abgetrennten, sandigen Böden mit hoher hydraulischer Leitfähigkeit, die sich aufgrund schneller Austrocknung und messtechnischer Probleme (Fingering-Effekten) nicht als Messstandort eignen (ständig trocken → keine Dynamik). Ebenso werden tonige Böden mit einer sehr geringen hydraulischen Leitfähigkeit und extrem langer Bindung der Feuchtigkeit identifiziert (keine Veränderung → keine Dynamik).

Um eine differenzierte Darstellung der Abflussbereitschaft zu erhalten, ist somit die Wahl eines repräsentativen Messstandortes auf Flächen mit ausgewiesener, hoher Bodenfeuchtedynamik wesentlich.

#### 2.4.2 Identifikation von Flächen gleicher Abflussbildungsprozesse

Die Identifikation des dominanten Prozesses findet meist durch die Überlagerung einer Vielzahl von horizontal heterogenen Einflussfaktoren statt. Das Einzugsgebiet wird somit in hydrologisch ähnliche Einheiten zerteilt. Dies kann entweder in der Gruppierung von Flächen mit gleicher Eigenschaft bzw. Eigenschaftskombination (Tope) erfolgen oder in Einheiten mit gleicher oder ähnlicher Prozessdominanz (Etzenberg, 1998).

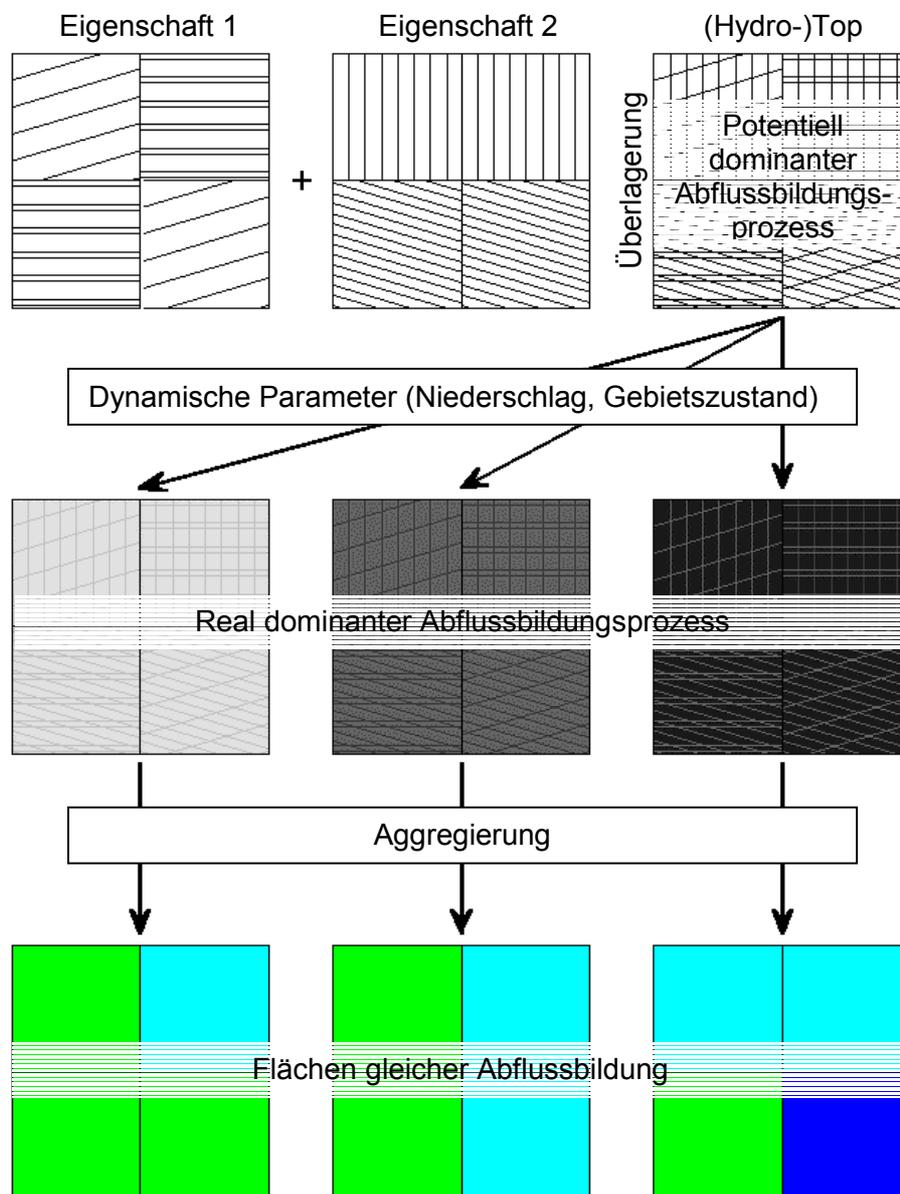
Der „Tope“-Ansatz bestimmt Flächen gleicher spezifische Kombinationen prozesswirksamer Gebietseigenschaften und ist somit eine reine Verschneidungsoperation. Die Größe der Flächen repräsentiert die innere, ungewichtete Heterogenität des Gebiets. Die Nachschaltung von Übertragungsverfahren und Klassifizierungsregeln führt zu „Representative Elementary Areas“ (REA) (Beven, 1988; Wood, 1988; Blöschl, 1995; Woods, 1995), die die Homogenität der Eigenschaftskombinationen beurteilt.

Die Prozesswirksamkeit der ermittelten flächenspezifischen Eigenschaftskombination steht im Mittelpunkt des „Hydrological Response Units“ Ansatzes (HRU). Dieser bestimmt die prozessrelevante Elementarfläche (Leavley, 1984; Flügel, 1995; Mehlhorn, 1998) und geht somit über den REA-Ansatz hinaus, indem er mehrere REA aufgrund gleicher Wirksamkeit zu einem HRU aggregiert.

Die Aggregationverfahren beruhen auf einem Bewertungssystem, das entweder mit den Methoden der künstlichen Intelligenz (neuronale Netze, Fuzzy-Logic-Modelle) eine Klassifizierung der unscharfen Datenmengen vornimmt oder durch Erfahrungswerte einen Entscheidungsbaum durch zweiwertige Logik aufspannt.

**Das System WBS-FLAB**

Das wissensbasierte System zur Ausweisung von Flächen gleicher Abflussbildung (WBS-FLAB, Peschke, 1999) verfolgt einen um dynamische Parameter erweiterten HRU-Ansatz. Aus der Eigenschaftskombination einer Fläche erfolgt durch Verschneidung die Ausweisung des potentiell dominanten Abflussbildungsprozesses, der mit dem (Hydro-)Top vergleichbar ist. Als Eigenschaften, die den Abflussbildungsprozess beeinflussen, gelten hierbei die Morphologie und Vegetation, der Bodentyp sowie das Gewässernetz. Die Berücksichtigung dynamischer Parameter wie des Niederschlags oder Gebietszustands führt zum real dominanten Abflussbildungsprozess. Der Gebietszustand definiert sich hier über den Sättigungsgrad, d. h. dem volumetrischen Anteil der wassergefüllten Poren am Gesamtporenvolumen. Als minimaler Feuchtezustand infolge langanhaltender Austrocknung werden 30 % Sättigung für sandige Böden und 50 % Sättigung für bindige Böden angesetzt. Der maximale Feuchtezustand infolge von langanhaltenden Niederschlägen liegt bei 80 % Sättigung für alle Bodenarten. Flächen differenter Eigenschaftskombination aber gleicher Prozessdominanz werden mittels zweiwertigem Regelwerk (wahr/falsch) anschließend zu größeren Einheiten aggregiert (**Abbildung 17**).



**Abbildung 17:** Prinzipskizze FLAB

Die zur Aggregation verwendeten Gebietseigenschaften sind bei prozessrelevanten Parametern nur in groben Wertebereichen oder teilweise sogar nur durch ihre Wirkung beschrieben und stellen so unscharfes oder ungenaues Wissen dar. FLAB bewertet das Zusammenspiel der Gebietseigenschaften. Die Belastbarkeit der Ergebnisse ist abhängig von der Schärfe der Eingangsinformation.

Das zweiwertige Regelwerk zur Aggregation gewinnt Schlussfolgerungen aus gültigen Axiomen und Inferenzregeln. Diese Axiome sind stets Gegenstand der Forschung und verändern bzw. verfeinern sich somit.

## 3 Messeinrichtungen

Unter dem Begriff Messeinrichtungen werden Laboreinrichtungen Feldversuchsgelände zusammengefasst. Vier Messeinrichtungen trugen zur Umsetzung des Vorhabens bei:

1. Lysimeter: Das Lysimeter in der Wasserbauhalle des Instituts für Wasser und Gewässerentwicklung dient dem Test und der Kalibrierung neu entwickelter Messtechnik.
2. Dürreychbachtal: Die konventionellen Bodenfeuchtemessungen in diesem Einzugsgebiet des Nordschwarzwald zeigen die Bedeutung des Bodenwassergehalts für den Abfluss.
3. Goldersbach: In diesem Einzugsgebiet bei Tübingen wurden Feldtests mit dem ersten Prototypen des Messsystems zur Bestimmung verteilter Bodenfeuchteprofile durchgeführt.
4. Sulm: Das Sulm-Einzugsgebiet ist das Zielgebiet für die Anwendung der neuen Generation des Monitoring-Systems im Bereich der Hochwasserfrühwarnung.

Es folgt eine detailliertere Beschreibung der Messeinrichtungen.

### 3.1 Lysimeter

#### 3.1.1 Allgemeine Grunddaten

Der Bau des Lysimeters und der anschließende Versuch fand am Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe in den Jahren 2002 und 2003 statt. Die Untersuchungen führen die Arbeiten von Hübner (1999), Schlaeger (2002), Schuhmann (2002) und Scheuermann (2004) fort, die im Rahmen der Soil Moisture Group (SMG) das Ziel der Verbesserung von Bodenfeuchtemesstechnik verfolgen.

Ziele des Lysimeterversuchs sind:

- Überprüfung der Funktionsfähigkeit von eigenentwickelten Dreistabsonden zur Bestimmung von Bodenfeuchteprofilen durch vergleichende Messungen mit weiteren Sonden
- Überprüfung der Funktionsfähigkeit eines eigenentwickelten Sampling Oszilloskops auf Basis des equivalent time sampling (Becker, 2004)

Die für diese Arbeit ausgewerteten Messdaten wurden während eines Versuchs am 14. –15. Januar 2003 erhoben.

#### 3.1.2 Beschreibung

##### 3.1.2.1 Boden

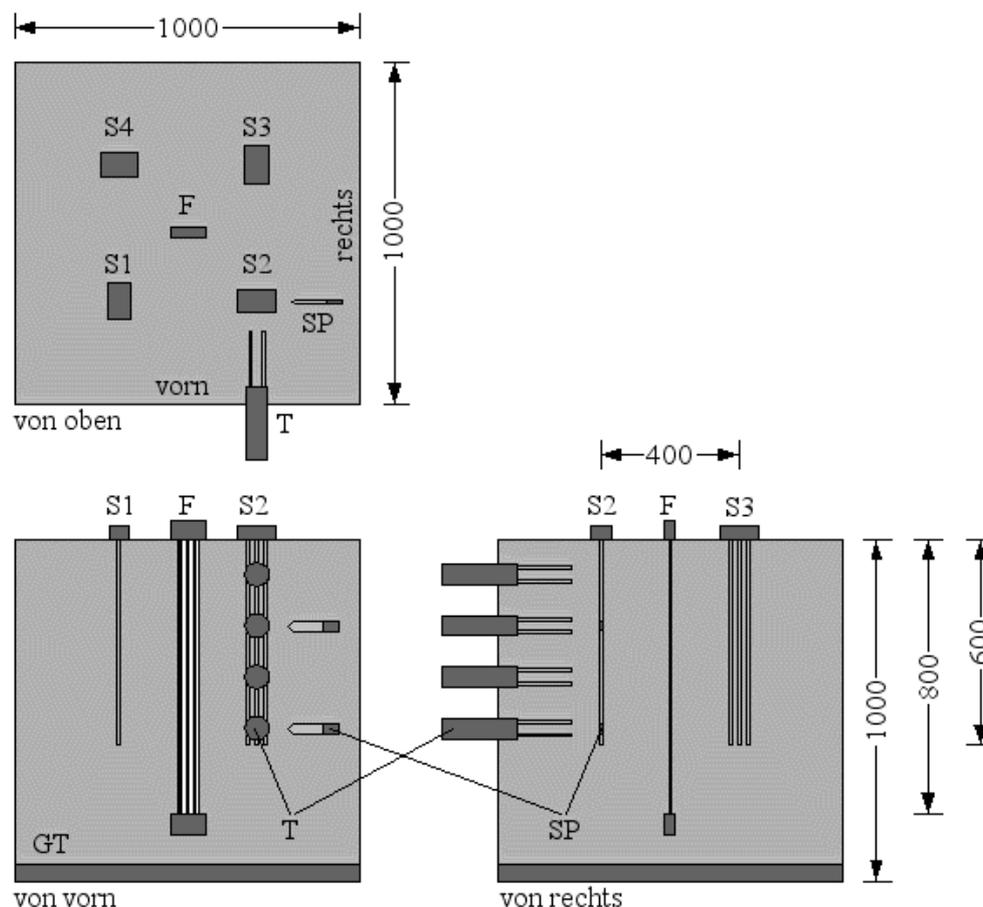
Das Lysimeter wird mit schwach schluffigem Sand gefüllt, der lagenweise geschüttet und verdichtet wird. Die Lagendicke beträgt zwischen 10 und 20 cm. Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens wird mit  $k_s \approx 10^{-5}$  m/s in Vorversuchen bestimmt, die Porosität beträgt zwischen 30-40 %. Die Basis des Lysimeters ist mit einem Geotextil zur gleichmäßigen Entwässerung des Lysimeterunterrands ausgelegt. Die Höhe des Bodenkörpers beträgt 1 m.

##### 3.1.2.2 Lage und Ausstattung der Messeinrichtungen

Das Fassungsvermögen des nichtwägbaren Lysimeters beträgt 1 m<sup>3</sup>. Das Lysimeter ist für vergleichende Messungen mit vier verschiedenen Sondentypen ausgestattet. Die Höhe des Bodenkörpers von 1 m übersteigt den Bereich der tiefsten Sonde um 40 cm. Der Zusätzliche Abstand zum Lysimeterboden minimiert die Störungen, die durch kapillaren Aufstieg hervorgerufen werden.

Vier Dreistabsonden vom Typ SUSU03 (S1-S4) mit einer Länge von 60 cm sind vertikal von der Bodenoberfläche aus eingebaut. Sie befinden sich im Abstand von 30 cm zum Lysimeterrand und bilden ein Quadrat mit einer Kantenlänge von 40 cm (**Abbildung 18**). Die Bodenoberfläche ist horizontal nicht ausgerichtet, sondern fällt von Sonde S1 zu Sonde S3 ab. Somit fließt bei Überstau Wasser zu der um S3 befindlichen Senke.

Jede Dreistabsonde ist über ein 2 m langes Koaxialkabel des Typs RG213 mit einem Schaltmodul (Multiplexer) verbunden. Als Referenzkabel dient ein Koaxialkabel der gleichen Länge ohne Sondenkopf. Ein weiteres 11 m langes Koaxialkabel stellt die Verbindung zwischen Multiplexer und TDR-Gerät (Tektronix 1502B, Pulsgeber und Oszilloskop) her. Die Impedanz des verwendeten Koaxialkabels beträgt 50 Ohm, die Steckverbindungen bestehen aus Steckern des Typs N.



**Abbildung 18:** Instrumentation des Lysimeters: S1-S4: Dreistabsonden SUSU03; F: Flachbandkabel, T: TDR-Sonden Trime (IMKO); SP: Ringoszillator zur Feuchtemessung (SMG SISOMOP); GT: Geotextil (Becker, 2004)

Zum Vergleich werden als Messsonden ein Flachbandkabel (**Abbildung 18**, F), kommerziell verfügbare Sonden des Typs Trime (IMKO, **Abbildung 18**, T) sowie ein Ringoszillator zur Feuchtemessung (SISOMOP, **Abbildung 18**, SP) in das Lysimeter eingebracht.

Das 80 cm lange Flachbandkabel wird im Zentrum des Lysimeters (**Abbildung 18**, F) beim Befüllen vertikal eingebaut. Das Flachbandkabel ist für die Messungen von Bodenfeuchtestrukturen konstruiert (Hübner, 1999). Es hat an beiden Seiten koaxiale Zuleitungen von 5 m Länge. Das Koaxialkabel des Typs RG213 ist ebenfalls an den Multiplexer angeschlossen. Die Zuleitung des Hochfrequenzsignals erfolgt über die selbe 11 m lange Koaxialleitung. Die Steuerung der TDR-Messungen geschieht durch einen Linux-PC.

Des Weiteren werden vier kommerziell verfügbare TDR-Sonden vom Typ Trime (IMKO, **Abbildung 18**, T) vertikal untereinander mit horizontaler Ausrichtung eingebracht. Die

Sonden werden von der Lysimeteraussenwand ca. 5 cm in den Boden eingegraben um die Messungen von Effekten, die entlang der Lysimeteraussenwand entstehen, räumlich zu trennen. Der Abstand der obersten Sonde zur Bodenoberfläche beträgt 10 cm. Die weiteren Sonden werden mit Zwischenabständen von 15 cm eingebaut. Die Sonden messen die mittlere Bodenfeuchte entlang der 15 cm langen Sondenstäbe, die Aufzeichnung des kompletten TDR-Signals findet nicht statt.

Zwei Ringoszillatoren zur Feuchtemessung (SISOMOP, **Abbildung 18**, SP) mit integriertem Temperaturmesser sind ebenfalls vertikal untereinander mit horizontaler Ausrichtung mit einem Abstand von ca. 5 cm von der Lysimeteraussenwand eingebracht. Der Abstand des oberen Ringoszillators zur Bodenoberfläche beträgt ca. 25 cm, der des unteren ca. 55 cm. Die Oszillatorschleife hat eine Länge von ca. 10 cm, was in etwa dem sensitiven Bereich der Sonde entspricht. Die Sonde misst die Veränderung der Frequenz aufgrund der Bodenfeuchte, das Messprinzip zählt somit zu den FDR-Verfahren. Gemessen werden Zählwerte, die mittels einer Kalibrationsfunktion in die Bodenfeuchte übergehen.

Der Regner ist oberhalb des Lysimeters montiert. Er besteht aus vier Sprühdüsen, die mit einem Zwischenabstand von 25 cm an einem horizontalen Gestänge angeordnet sind. Durch die Anordnung der Düsen wird eine linienhafte Beregnung erreicht, die mittels eines elektrisch angetriebenen Laufwagens auf die Fläche verteilt wird. Über vertikale Verstrebungen sind dazu die Düsen mit dem Laufwagen fest verbunden. Der Laufwagen fährt auf Schienen periodisch vor und zurück und schafft damit eine gleichmäßige Verteilung des Wassers. Am Laufwagen ist ein Druckbehälter montiert, der teilweise mit Wasser gefüllt ist. Das Wasser wird von einem Fass mit konstantem Druck in den Druckbehälter gepumpt. Durch die Kompressibilität der Luft im Druckbehälter kann ein annähernd konstanter Druck sichergestellt werden. Die Bewässerungsrate kann durch die Geschwindigkeit des Laufwagens und über die Schaltungen der Sprühdüsen kontrolliert werden. Die Menge des aufgetragenen Wassers kann am Füllstand des Fasses kumulativ erfasst werden.

## 3.2 Testgebiet Dürreychbachtal mit Untereinzugsgebiet Freifläche

### 3.2.1 Allgemeine Grunddaten

Die Einrichtung des hydrologischen Testgebiets Dürreychbachtal geht auf eine Initiative von Prof. Dr.-Ing. E.J. Plate aus dem Jahre 1995 zurück. Die Arbeiten im Dürreychgebiet können hierbei als Abschluss von drei großangelegten Untersuchungen angesehen werden, die zum Ziel haben, detailliertes hydrologisches Prozessverständnis zu gewinnen. Mit den unterschiedlichen Ausprägungen der Untersuchungsgebiete bezüglich Geomorphologie und Landnutzung wurde die raumspezifische Weiterentwicklung hydrologischer Modelle vorangetrieben. Ländlich geprägte Einzugsgebiete wurden innerhalb des „Weiherbachprojekts“ (Plate 1992) untersucht. Im REKLIP-Projekt wurden Erkenntnisse für das ebene Einzugsgebiet des Oberrheingrabens (Disse, 1995) gewonnen. Die Einrichtung des hydrologischen Untersuchungsgebiets Dürreychbachtal in den Jahren 1996 und 1997 durch die Mitglieder der AG Dürreych diente der gesonderten Betrachtung bewaldeter Mittelgebirgseinzugsgebiete. Die Wahl des Dürreychgebiets war durch die folgenden Faktoren zusätzlich begünstigt:

- Relativ homogener geologischer Aufbau (Buntsandstein)
- Ursprünglich homogene Landnutzung (Forstwirtschaft)
- Kaum Bebauung
- Geringe Größe (7 km<sup>2</sup>)
- Abflusspegel seit 1974
- Nähe zu Karlsruhe (35 km)

Die für diese Arbeit ausgewerteten Messdaten wurden zwischen Januar 1997- Oktober 2003 erhoben.

### 3.2.2 Gebietsbeschreibung

Das Einzugsgebiet des Dürreychbachs befindet sich im Nordschwarzwald. Es liegt südlich von Bad Herrenalb und westlich von Bad Wildbad, ca. 35 km von Karlsruhe entfernt. Die Vereinigung des Dürreychbachs mit dem südlichen Zufluss der Brotenau mündet als Eyach über die Enz in den Neckar. Der nördliche und westliche Bergkamm des Dürreychbachtals bildet die Wasserscheide zum Rhein.

Das 700 ha große Einzugsgebiet zählt zur naturräumlichen Einheit „Enzhöhen“ (Inst. f. Landeskunde, 1967). „Enzriedel“, eine Untereinheit, die große Teile des Einzugsgebiets umfasst und durch Hochflächen definiert ist, die durch tiefe Kerbtäler mit langgezogenen, bewaldeten Buntsandsteinriedel aufgelöst sind, beschreibt mustergültig das Dürreychgebiet: Das im Oberlauf sohlenlose Kerbtal des Dürreychbachs öffnet sich nach Nordosten und wird von weitgespannten, leicht nach Osten abdachenden Höhenzügen des Hauptkonglomerats (Mittlerer Buntsandstein) umrahmt. Steile, oft von Blockhalden bedeckte Talhänge im Hauptbuntsandstein schließen sich den Hochlagen an (Casper,2002).

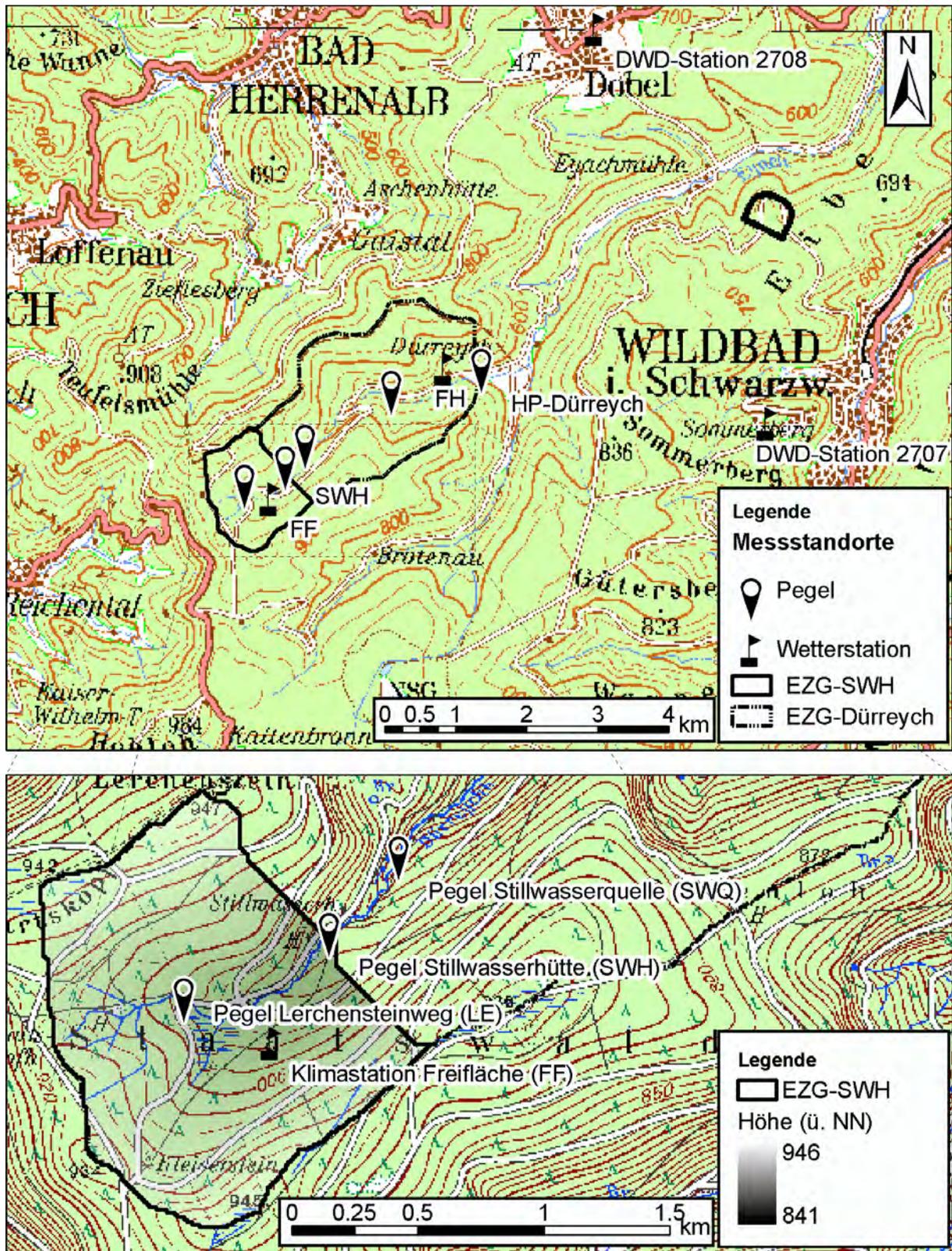
Die naturräumliche Untereinheit „Enzmissen“ schließt sich westlich an und beinhaltet das 156 ha große Untereinzugsgebiet Freifläche/Stillwasserhütte (SWH). Es ist geprägt durch starke Vermoorung mit der Ausbildung sogenannter „Missen“.

Das Einzugsgebiet hat seine größte Erhebung im 947 müNN hohen Lerchenstein und fällt bis zum Gebietsauslass am Pegel Dürreychbach auf 588 müNN ab. Es erreicht ein gewogenes Gefälle von 6.64 %. Das auf den Hochflächen gelegene Untereinzugsgebiet SWH weist einen Höhenunterschied von 105 m auf (**Abbildung 19**), bei einem gewogenen Gefälle von 5.63 %.

Die mittlere Jahrestemperatur liegt zwischen 6-7° C. Der mittlere Jahresniederschlag von 1530 mm/a liegt in der Größenordnung der umgebenden Niederschlagsstationen Kaltenbronn (1546 mm/a), Dobel (1588 mm/a) und Bad Wildbad (1472 mm/a). Dabei ist mit bis zu 80 Schneetagen im Jahr zu rechnen. Die vorherrschende Windrichtung ist Nord.

Aufgrund seiner artenreichen und standortgerechten, von unterschiedlichen Feuchtegraden bestimmten Pflanzengesellschaften, der Wiesen und Wälder mit ihren gefährdeten Pflanzen- und Tierarten, seiner seltenen und artenreichen Moorgesellschaften, sowie der gebiets-typischen Wasserläufe und Quellvorkommen als Lebensraum bedrohter Tiere und Pflanzen sind die Bachauen des Einzugsgebiets unter dem Namen „Eyach- und Rotenbachtal“ seit 1995 ausgewiesenes Naturschutzgebiet (NSG 2.224). Die an die Bachauen anschließenden Hanglagen mit ihren Waldgebieten zählen seit 1940 zum ausgewiesenen Landschafts-schutzgebiet Mittleres Murgtal (LSG 2.16.005).

Eine ausführliche Beschreibung des zum Naturpark Schwarzwald Mitte/Nord gehörenden Dürreychgebiets ist Casper (2002), Waldenmeyer (2003) bzw. Volkmann (2003) zu entnehmen.



**Abbildung 19:** Lage des Einzugsgebiets Dürreychbachtal mit Untereinzugsgebiet Freifläche/Stillwasserhütte, mit einer Auswahl an Messpunkten

### 3.2.2.1 Vegetation, Böden, Geologie

Die ursprüngliche Vegetation des Einzugsgebiets ist zu mehr als 90 % Nadelwald. Dabei überwiegt mit 50 % die Fichte. In den Jahren 1990 und 1999 haben die orkanartigen Winterstürme Wiebke und Lothar große Teile des Baumbestands vernichtet. Während sich auf den ca. 50 ha großen Flächen, die durch den Sturm Wiebke (1990) entwurzelt wurden eine artenreiche Vegetation wieder eingestellt hat, sind die durch den Sturm Lothar entstandenen Schäden an ca. 200 ha des Waldbestands noch deutlich sichtbar.

Durch den Erhalt der Kulturlandschaft besteht der flache Bachauenbereich meist aus Wiesenflächen. Da die Waldflächen der Holzgewinnung dienen, ist ein ausgeprägtes Wegenetz vorhanden. Anthropogene Beeinflussungen durch die zwei Bewohner des Gebiets sind vernachlässigbar.

Nach der Bodenübersichtskarte von Baden-Württemberg (LGRB BW 2001) ist das Einzugsgebiet in drei bodenkundliche Haupteinheiten eingeteilt. Auf den hufeisenförmig angeordneten Hochflächen, somit auch im Gebiet SWH, finden sich vorwiegend stauwasserbeeinflusste Bodengesellschaften wie Staupodsole und Stagnogleye (Einheit 28). Auf den nord- und ostexponierten Hängen der höheren Lagen dominieren Podsole (Einheit 36), die Hänge im unteren Einzugsgebiet werden von Podsol-Braunerde-Gesellschaften geprägt (Einheit 34).

Das Einzugsgebiet liegt weitgehend im Bereich des Mittleren (sm) und Unteren Buntsandsteins (su). Darunter finden sich Reste des Oberrotliegenden. Die Flächen der Hochlagen bestehen aus Oberem (Haupt-)Konglomerat (smc2) bzw. geröllfreiem Hauptbuntsandstein.

### 3.2.2.2 Lage und Ausstattung der Messeinrichtungen

Das hydrologische Untersuchungsgebiet Dürreychbachtal ist als genestetes Messgebiet konzipiert, an dessen Auslass der seit 1974 betriebene Pegel Dürreychbach (Pegel-Nr: 2469, **Abbildung 19**, HP-Dürreych) befindet. Über ein ca. 3 m breites Rechteckwehr mit einbetonierter, scharfkantiger Stahlschwelle und einem gemauerten Zulauf von ca. 4 m wird dort parallel mit einer Drucksonde der Firma ISCO (ISCO 6700) sowie mit einem Trommelschreiber der Firma Ott der Wasserstand ermittelt. Die bekannten empirischen Wehrformeln (Poleni, Grant, 1995) wurden durch Flügelmessungen und Salzverdünnungsmessungen (Barsch, 1994) für die korrekte Abflussbestimmung angepasst. Des Weiteren wird an diesem Standort Niederschlag durch eine Kippwaage erfasst und mittels Totalisators nach Hellmann wöchentlich korrigiert.

Etwa 400 m flussaufwärts befindet sich die Klimastation Forsthaus (FH), die den Niederschlag nach gleichem Mess- und Korrekturprinzip erfasst. Zudem werden hier Messwerte der Lufttemperatur, der Luftfeuchte, der Windgeschwindigkeit und -richtung, der Bodentemperatur in den Tiefen -0.1 m, -0.2 m, -0.4 m und -0.8 m durch ein modulares Messsystem der Firma Imko erfasst. Außerdem wird die Bodenfeuchte mit TDR-Sonden des Typs „Trime“ in den Tiefen -0.15 m, -0.2 m, -0.3 m, -0.45 m ermittelt.

Eine weitere Klimastation mit baugleichen Komponenten befindet sich am Standort Freifläche (FF). Die Bodentemperatur wird hier in den Tiefen -0.1 m, -0.2 m, -0.4 m und -0.5 m, die Bodenfeuchte in den Tiefen -0.2 m und -0.35 m mit den analogen Sonden aufgezeichnet. Zusätzlich ist ein zusammengesetztes Bodenfeuchteprofil mit Einzelmessungen in den Tiefen -0.1 m, -0.2 m, -0.3 m, -0.4 m, -0.5 m und -0.6 m seit dem Jahr 1999 ausgebracht.

Neben den Messungen am Hauptpegel stehen zusätzliche Messungen des Abflusses an den Messpunkten Lerchensteinweg, Stillwasserhütte und Stillwasserquelle zur Verfügung. Der Messpunkt Stillwasserhütte ist mit einem 90°-V-Messwehr bestückt und mit einem Trommelschreiber der Firma Ott ausgestattet. Der Pegel Stillwasserhütte ist als kombiniertes V- und Rechteckmesswehr ausgeführt und ebenfalls mit einem Trommelschreiber der Firma Ott bestückt. Am Durchlass Lerchensteinweg ist ein Überfallwehr mit Rechteckquerschnitt eingebaut. Eine Drucksonde der Firma ISCO zeichnet stündlich die Messwerte auf. Die Kalibrierung der Messwehre erfolgt für niedrigere Abflüsse mit Gefäßmessungen (Eimer,

Stoppuhr), für höhere Abflüsse mit Hilfe der Salzverdünnungsmessung. Die theoretische Überfallformel (Grant, 1995) wurde dabei nur leicht modifiziert.

Sämtliche Messwerte werden nach einer routinemäßigen, visuellen Kontrolle als Stundenwerte in eine Datenbank eingespielt. Die über 2 Millionen Einträge sind damit übersichtlich und strukturiert abgespeichert, ein schneller Zugriff durch Abfragen ist gewährleistet.

### **3.3 Testgebiet Goldersbach (Tübingen) mit Untereinzugsgebiet Kirnbach**

#### **3.3.1 Allgemeine Grunddaten**

Das gesamte Einzugsgebiet wurde im Jahr 1970 aufgrund seiner natürlichen Belassenheit zu einem Naturpark erklärt. Seither war das Gebiet Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Die letzte und umfassendste entstand im Zuge eines durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) finanzierten Forschungsprojekts in den Jahren 1978-1982. Das Ziel dieses Projekts war eine genaue Untersuchung aller Komponenten des hydrologischen Kreislaufs in bewaldeten Gebieten am Beispiel des Goldersbach Einzugsgebiets. Die Ergebnisse wurden durch Einsele (1986) ausführlich zusammengefasst. Basierend auf den detaillierten hydrologischen Erkenntnissen versucht Ehret (2003) eine Kurzzeit-Niederschlags- und Abflussvorhersage und stellt die starke Abhängigkeit der Abflussbildung von der Anfangsbodenfeuchte fest, die in das Modell FGMOD/LARSIM im ereignisbasierten Modus als Anfangsbedingung eingeht. Eine zeitkontinuierliche Betrachtung und somit die Simulation der Bodenfeuchte wird nicht verfolgt. Auf die in dieser Untersuchung durch das Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart (IWS) und der Gewässerdirektion Ulm (GDU) gewonnenen Messdaten von Niederschlag und Abfluss wurde zurückgegriffen.

#### **3.3.2 Gebietsbeschreibung**

Das Einzugsgebiet des Goldersbachs befindet sich im Schönbuch ca. 25 km südlich von Stuttgart. Der Goldersbach mündet bei Tübingen in die Ammer, die nach ca. 1.0 km in den Neckar fließt.

Das 73 km<sup>2</sup> große Einzugsgebiet zählt zur naturräumlichen Einheit des südlichen Schönbuchs (Inst. F. Landeskunde, 1967). Der Schönbuch ist Teil des Keuperberglands, das den mittleren Abschnitt des südwestdeutschen Schichtstufenlands einnimmt. Der Goldersbach, der einen Großteil des südlichen Schönbuchs entwässert, hat die waldreichen Höhen dieser Landschaft stark zertalt. Das Einzugsgebiet lässt sich in vier Zonen einteilen:

1. Talsohlen mit vernässten, z. T. anmoorigen Gleyböden
2. Talhänge mit sandig-mergeligen, trockeneren Böden
3. Stubensandsteinhochflächen mit sandig-lehmigen Verwitterungsböden
4. Fast sterile, ausgebleichte, versauerte Sandböden der Rhäthochflächen.

Das Einzugsgebiet fällt von 602 müNN auf 322 müNN bei der Mündung in die Ammer. Das Untereinzugsgebiet des Kirnbachs umfasst eine Fläche von 9 km<sup>2</sup>. In ihm finden sich die vier Zonen wieder, wobei hier die Rhäthochfläche kaum ausgeprägt ist. Die höchste Erhebung des Untereinzugsgebiets liegt bei 525 müNN, die Mündung hat eine Höhe von 343 müNN.

##### **3.3.2.1 Vegetation, Böden, Geologie**

Die Schichtfolge des Einzugsgebiets reicht vom Gipskeuper bis zum Lias alpha, wobei tonige und mergelige Gesteine sowie karbonatisch und kieselig gebundene Sandsteine dominieren (Einsele, 1986). Das heutige Abtragungsniveau hat besonders drei Schichtstufen mit entsprechenden Hochflächen herauspräpariert: Stubensandstein, Tätsandstein und Lias alpha.

Im Schönbuch herrschen gesteinsabhängige Böden vor, wobei zweischichtige Böden mit tonigem Material im Liegenden eine weite Verbreitung haben (Müller, 1986). Die Bodenschichten des Einzugsgebiets lassen sich in eine Lias-Knollenmergel-Landschaft an den Hochlagen und eine Stubensandstein-Landschaft in verflachendem Gelände aufteilen. Die Bodenentwicklung liegt in der Lias-Knollenmergel-Landschaft bei Pseudogley-Parabraunerden aus zweischichtigen Substraten. In Form von pseudovergleyten Braunerden sind diese auch auf den Hochflächen des Kirnbacheinzugsgebiets zu finden. Die Stubensandsteinlandschaft ist je nach Lehmanteil geprägt von podsoligen Braunerden bis Podsolen.

Das Einzugsgebiet ist zu 92 % mit Wald bestockt. Der ursprünglich reine Laubwald mit Buchen und Eichenbeständen hat sich zwischenzeitlich zu einem Wald mit über 50% Nadelbäumen stark verändert. Die Fichte stellt dabei mit 34 % der Waldfläche den Hauptanteil. In den Talauen und als vereinzelte Flächen innerhalb der Wälder finden sich extensiv genutzte Wiesen. Das Einzugsgebiet ist auf einer Fläche von ca. 110 ha besiedelt.

### 3.3.2.2 Lage und Ausstattung der Messeinrichtungen

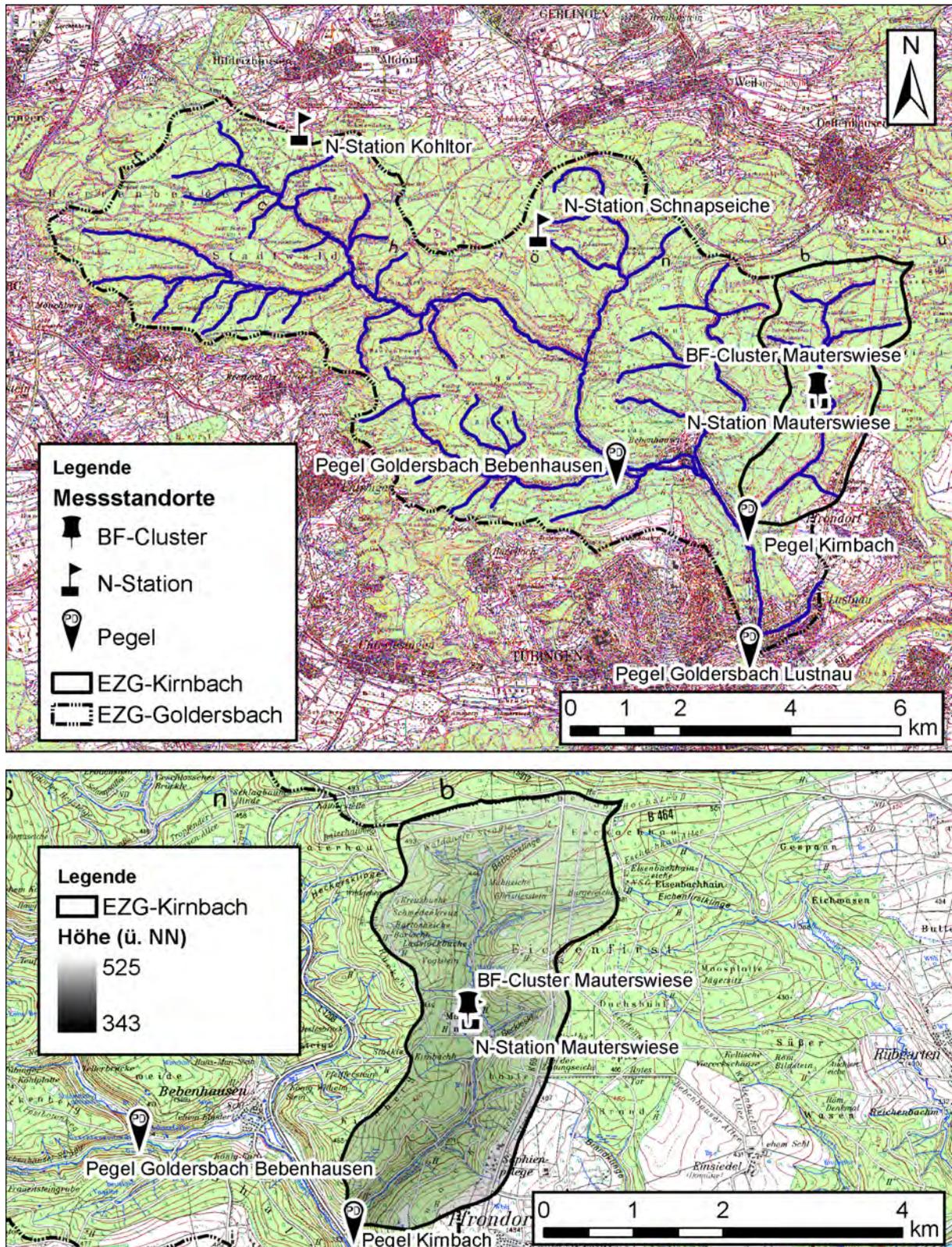
Die Daten, die in dieser Untersuchung verwendet werden, stammen von einer Anzahl an Messeinrichtungen, die durch verschiedene Organisationen betrieben werden und die separat die Datenerfassung getrennt durchführen. **Abbildung 20** zeigt das Einzugsgebiet Goldersbach mit Untereinzugsgebiet Kirnbach und den dort ausgebrachten Messeinrichtungen. **Tabelle 6** beinhaltet eine Zuordnung der Messeinrichtungen zu den betreibenden Organisationen, dem Messprinzip, der Beobachtungsgröße und des Messintervalls.

**Tabelle 6:** Messeinrichtungen im Goldersbach-Einzugsgebiet mit Messprinzip und Organisation

Name	Organisation	Messprinzip	Beobachtungsgröße	$\Delta t$ [min]
N-Station Kohltor	IWS	Optisch	Niederschlag [mm/h] Reflektivität [mm <sup>6</sup> /m <sup>3</sup> ]	10
N-Station Schnapseiche	IWS	Waage	Niederschlag [mm/h]	10
N-Station Mauterswiese	IWS	Waage	Niederschlag [mm/h]	10
Pegel Goldersbach Bebenhausen	GDU/IWS	Schwimmer	Wasserstand [m]	10
Pegel Goldersbach Lustnau	IWS	Drucksonde	Wasserstand [m]	10
Pegel Kirnbach	GDU/IWS	Schwimmer	Wasserstand [m]	10
BF-Cluster Mauterswiese	IWK	TDR	Reflektivitätsprofil [V]	180

Mit Ausnahme des Bodenfeuchtemessclusters Mauterswiese (BF-Cluster Mauterswiese) beschreibt Ehret (2003) ausführlich die Messeinrichtungen. Daher beschränkt sich die Beschreibung hier auf das Bodenfeuchtemesscluster.

Das Bodenfeuchtemesscluster ist auf der Mauterswiese im Untereinzugsgebiet des Kirnbachs aufgebaut. Die Wiese dient ausschließlich der Heuwirtschaft, wodurch keine Beeinflussung der Messungen zu erwarten ist. Ein Bachlauf, der im Sommer trocken fällt, durchzieht das Gebiet und weitet sich im Bereich der Messfläche zu einem schwach ausgeprägten mit Binsen bewachsenen Auenbereich auf. Die vorherrschende Bodenart ist pseudovergleyte Parabraunerde. Der dominierende Abflussbildungsprozess ist Sättigungsflächenabfluss.

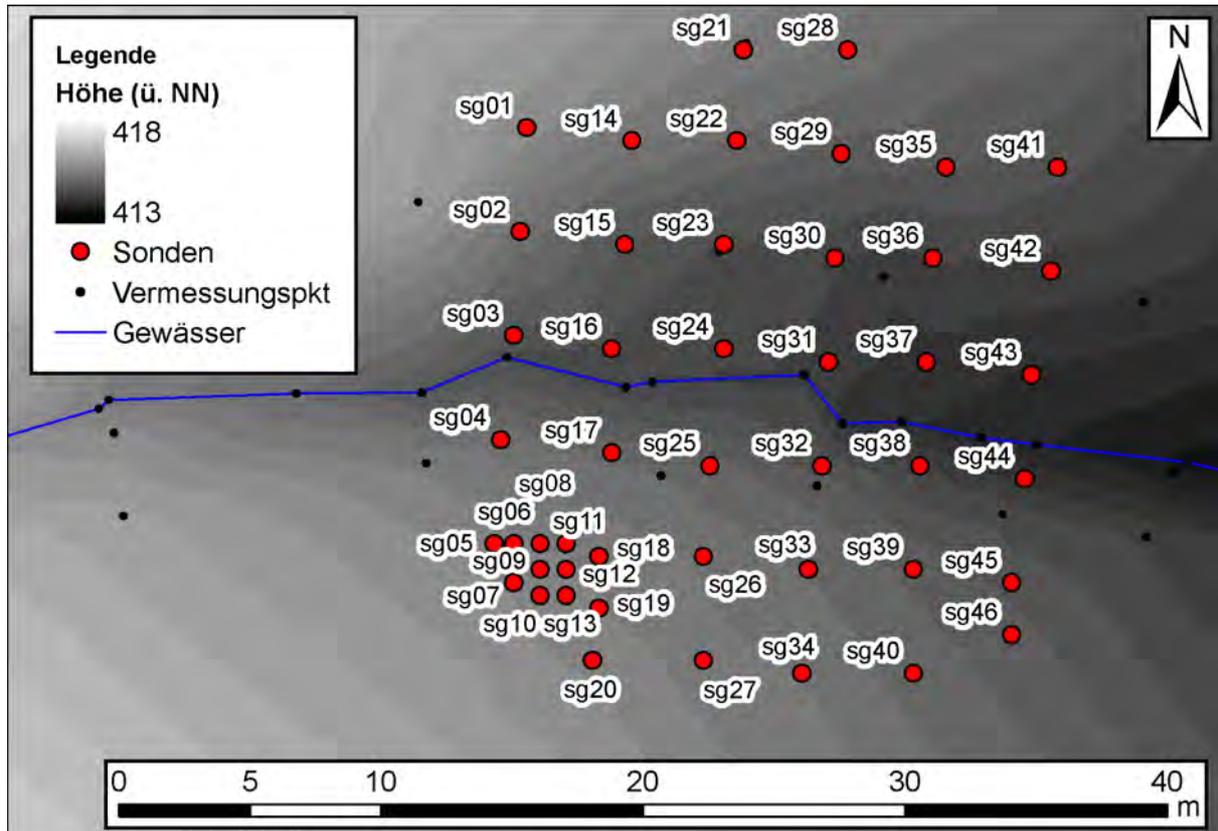


**Abbildung 20:** Lage des Einzugsgebiets Goldersbach mit Untereinzugsgebiet Kirnbach und Messstandorte

Der Aufbau des Messclusters erfolgte auf Basis der im Jahr 2002 vorhandenen Messkomponenten: Um ein solargespeistes Zentralmodul mit Steuerrechner, Sampling-Oszilloskop, Multiplexer, GPRS-Modem und Pufferbatterie werden 46 Zweistabsonden von der Bodenoberfläche her vertikal eingestochen. Sechs Falllinien parallele Querschnitte mit sechs bis acht Sonden je Querschnitt und einem Sondenabstand von 4 m bilden das räumliche

Grundraster. Dieses wird in einer Intensivmessfläche am südwestlichen Rand des Clusters auf den Rasterabstand von 1 m verengt.

Basierend auf drei topografischen Punkten wurden die Sonden von ihrer Höhe und Lage in das Gelände eingemessen (**Abbildung 21**). Aus 600 Vermessungspunkten wurde ein detailliertes Höhenmodell der Mauterswiese und der angrenzenden, über das Gewässersystem der Mauterswiese entwässernden Flächen, erstellt. Die Definition von Bruchkanten ermöglicht zusätzlich die Identifikation des entwässernden Grabensystems.



**Abbildung 21:** Messcluster Goldersbach mit Sonden, Sondennummern, Vermessungspunkten, Gewässern und Höhenmodell

### 3.4 Versuchsgebiet Sulm

#### 3.4.1 Allgemeine Grunddaten

Der langfristige Einsatz des Messsystems findet im Einzugsgebiet der Sulm statt. Die Wahl des Einzugsgebiets resultiert aus den folgenden Tatsachen:

- Das Sulmgebiet entspricht mit einer Größe von 120 km<sup>2</sup> einem mittelgroßen Einzugsgebiet mit schneller Hochwasserentstehung.
- Das Einzugsgebiet weist die typische, hügelige Orographie Südwestdeutschlands auf.
- Zahlreiche hydrologische Untersuchungen sowie ein, an die heutige Abflusssituation angepasstes Flussgebietsmodell, stehen für dieses Einzugsgebiet zur Verfügung.
- Die Vielzahl an Untersuchungen der Universität Karlsruhe (seit 1978) stellt einen intensiven Kontakt zum Wasserverband Sulm her

### 3.4.2 Gebietsbeschreibung

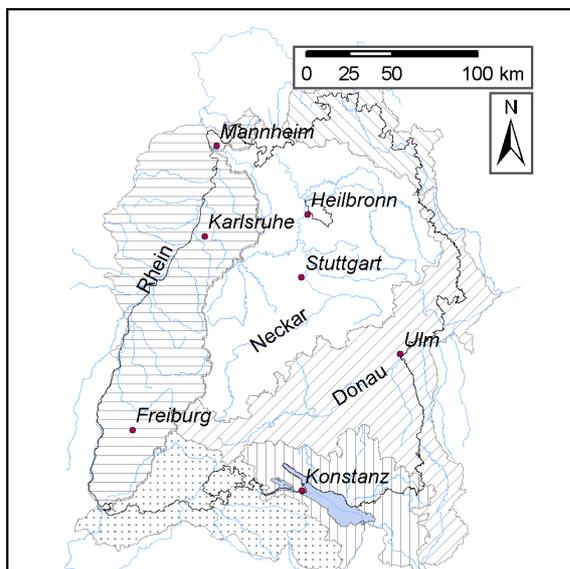
Das Einzugsgebiet der Sulm ist Teil des württembergischen Unterlands und liegt östlich der Stadt Heilbronn (Abbildung 22).

Die ca. 120 km<sup>2</sup> große Einzugsgebietsfläche wird durch die Sulmzuflüsse Michelbach und Stadtseebach sowie dem Hauptgewässer Sulm entwässert. Die Sulm durchfließt den östlichen Teil des württembergischen Unterlands von Südosten nach Nordwesten und mündet bei Neckarsulm in den Neckar, der bei Mannheim in den Rhein fließt.

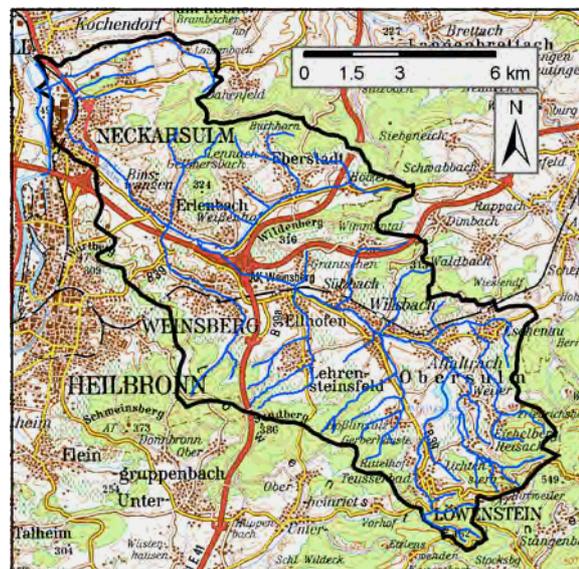
Das Sulmtal gehört zu den nordwestlichen Ausläufern der Löwensteiner Berge. Es erstreckt sich von oberhalb Löwensteins bis zur Mündung auf einer Länge von rund 20 Kilometern.

Das Gebiet zählt zum Naturraum „Schwäbisches Keuper-Lias Land“ und liegt fast vollständig in der Untereinheit der „schwäbisch-fränkischen Waldberge“.

Die Gemeinde Obersulm, sowie die Städte Weinsberg und Neckarsulm bilden die Zentren einer auf die Talbereiche konzentrierten, dichten Besiedlung (Abbildung 23).



**Abbildung 22:** Lage des Untersuchungsgebiets



**Abbildung 23:** Lage des Einzugsgebiets

#### 3.4.2.1 Geologie, Böden, Landnutzung

Das Einzugsgebiet liegt im Kernbereich der Südwestdeutschen Großscholle (Carlé, 1955), mit der nach Südosten flach eingekippten, mesozoischen Schichttafel. Aufgrund dieser, etwa vom Oberen Jura bis ins Pleistozän dauernden Einkippung und unterschiedlicher Verwitterungsresistenz der Gesteinsschichten, entstand infolge großflächiger Abtragung die Südwestdeutsche Schichtstufenlandschaft. Das Einzugsgebiet erschließt Sedimentgesteine des Trias', insbesondere des mittleren Keupers. In ihrer Schichtfolge finden sich Gipskeuper, Schilfsandstein, Untere Bunte Mergel und Sandsteinkeuper. Bedingt durch den Wechsel von hartem Sandstein und weicheren Mergelschichten besitzt das Sulmtal einen terrassenförmigen Aufbau mit Plateaus zwischen 300 m<sub>N</sub> und 450 m<sub>N</sub> und Talbereichen zwischen 150 m<sub>N</sub> und 190 m<sub>N</sub>. Äolische Bildungen pleistozänen Alters sind als Lössdecken im weiteren Bereich der Talauie vorhanden. Die Talauie selbst ist durch junge Talfüllungen überprägt.

Die Böden auf den schmalen Plateaus des Sandsteinkeupers sind stark vom liegenden Festgestein beeinflusst. Hier hat sich eine mittel bis tief entwickelte Braunerde gebildet (LGRB, 2002), über tonigerem Ausgangsmaterial auch Übergangstypen bis zum Braunerde-Pseudogley. Auf den anschließenden Hängen wechselt das Ausgangsmaterial der Bodenbildung. Unter der Decklage liegt hier die Basislage aus umgelagerten, z.T. plastifiziertem

Tonsteinmaterial der Unteren Bunten Mergel und einem wechselnden, hangabwärts insgesamt deutlich geringer werdenden Anteil an Sandsteinkeupermaterial. In diesem Zweischichtsubstrat haben sich Pelosol-Braunerden entwickelt, die in schwach geneigtem Gelände häufig pseudovergleyt sind. In den typischen Wasserzuschussbereichen des Reliefs, am Hangfuß, in Mulden und Sattellagen sammelt sich das lateral abfließende Wasser und führt zur Ausbildung von Pseudogleyen und Pelosol-Braunerde-Pseudogleyen.

An ostexponierten Hängen sowie im Talbereich bilden sich je nach Mächtigkeit der Lösslehm- oder Fließerdedecke mitteltiefe bis tiefe pseudovergleyte Parabraunerden und Kolluvien, häufig über Pelosol aus. Örtlich deuten schluffige Lehme auf einen erheblichen Lössgehalt in der Decklage hin. In Mulden finden sich örtlich Pseudogley-Parabraunerden oder Parabraunerde-Pseudogleye. Mit zunehmender Nähe zum Hauptvorfluter Sulm finden sich Auengley und Brauner Auenboden-Auengley. Durch Weinbau geprägte Gebiete sind durch Rigosole (Tiefumbruchböden) bestimmt.

In den dicht bebauten Talauen finden sich verbreitet Wiesen und Äcker. Süd- und westexponierte Hanglagen sind vollständig Weinbauflächen. Nord- und Osthänge sind mit Wald bedeckt.

### 3.4.2.2 Lage und Ausstattung der Messeinrichtungen

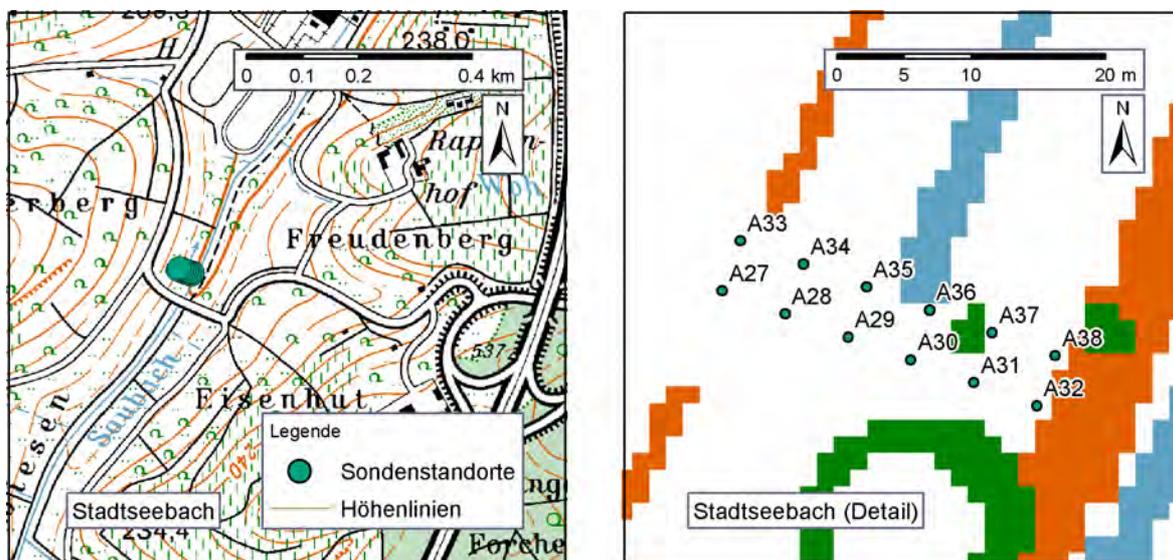
Die Instrumentierung des Gebiets erfolgt aufgrund der Ergebnisse des Kapitels 6 an zwei Standorten. Die Instrumentierung und geographische Einordnung der Standorte wird hier nur grob beschrieben. Die Wahl und die weitere Beschreibung der Standorte findet sich im Kontext des Kapitels 6.

Unterhalb des Hochwasserrückhaltebeckens Stadtseebach in Sichtweite zur Ortslage Weinsberg befindet sich das Messcluster Stadtseebach (Kapitel 6, Standort 8).

Das Cluster führt im südöstlichen Bereich an den Stadtseebach bis auf einen Abstand von ca. 5 m heran. Anhand des Bewuchses kann hier ein feuchter Bereich ausgemacht werden, der hanganwärts in Richtung Nordwest wesentlich trockener wird.

Der Stadtseebach entwässert auf der Höhe des Clusters eine Fläche von 4.53 km<sup>2</sup>. Ein aus den Höhenlinien der Topografischen Karte TK25 generiertes Höhenmodell steht zur Verfügung.

Die Lage des Bodenfeuchtemessclusters mit Übersichts- und Detailkarte sowie das Höhenmodell des Michelbachs zeigt **Abbildung 24**.

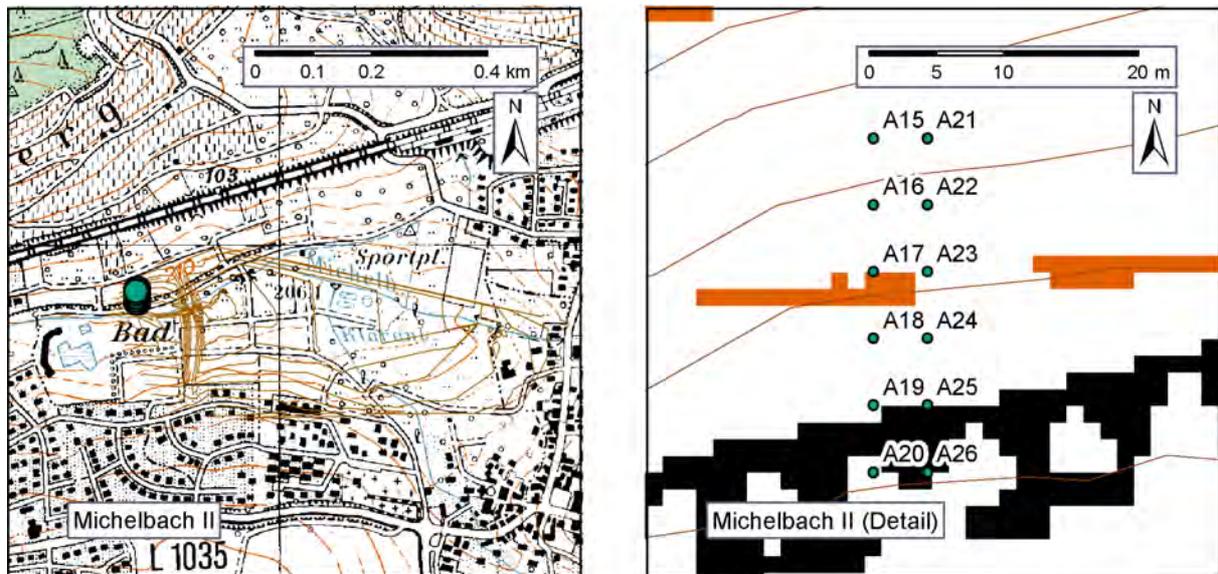


**Abbildung 24:** Lage des Bodenfeuchtemessclusters Stadtseebach

Das Messcluster Michelbach II (Kapitel 6, Standort 13) befindet sich unterhalb des Hochwasserrückhaltebeckens in Sichtweite zur Ortslage Affaltrach

Das Cluster Michelbach II reicht im südlichen Bereich bis auf 7 m an den Michelbach heran und zieht sich in den etwas trockeneren, gleichmäßig ansteigenden Hang. Auf Höhe des Clusters Michelbach II entwässert der Michelbach eine Einzugsgebietsfläche von ca. 6.71 km<sup>2</sup>. In diesem Bereich kann auf ein bestehendes Höhenmodell mit über 1000 Punkten zurückgegriffen werden.

Die Lage des Bodenfeuchtemessclusters mit Übersichts- und Detailkarte sowie das Höhenmodell des Michelbachs zeigt **Abbildung 25**.



**Abbildung 25:** Lage des Bodenfeuchtemessclusters Michelbach II

Die Bodenfeuchtemesscluster sind identisch mit zwölf 60 cm langen Dreistabsonden in zwei Transekten parallel zur Falllinie bestückt. Der Abstand zwischen den Sonden beträgt in Fallrichtung 5 m, orthogonal dazu 4 m. Die Ausdehnung in Fallrichtung ergibt 25 m, hangparallel 4 m. Das Zentralmodul zur Steuerung befindet sich in der Mitte des Clusters, die verwendete Messtechnik entspricht dem Stand des Jahres 2005.

Beide Standorte befinden sich unmittelbar unterhalb von Hochwasserrückhaltebecken des Wasserverbands Sulm. Zur Steuerung der Becken sind Einlauf- und Auslasspegel vorhanden, die Niederschlagsbelastung wird durch Niederschlagswippen aufgezeichnet. Die Daten der Messeinrichtungen werden durch den Wasserverband zur Verfügung gestellt.

## 4 Bodenfeuchte als Indikator der Abflussbereitschaft

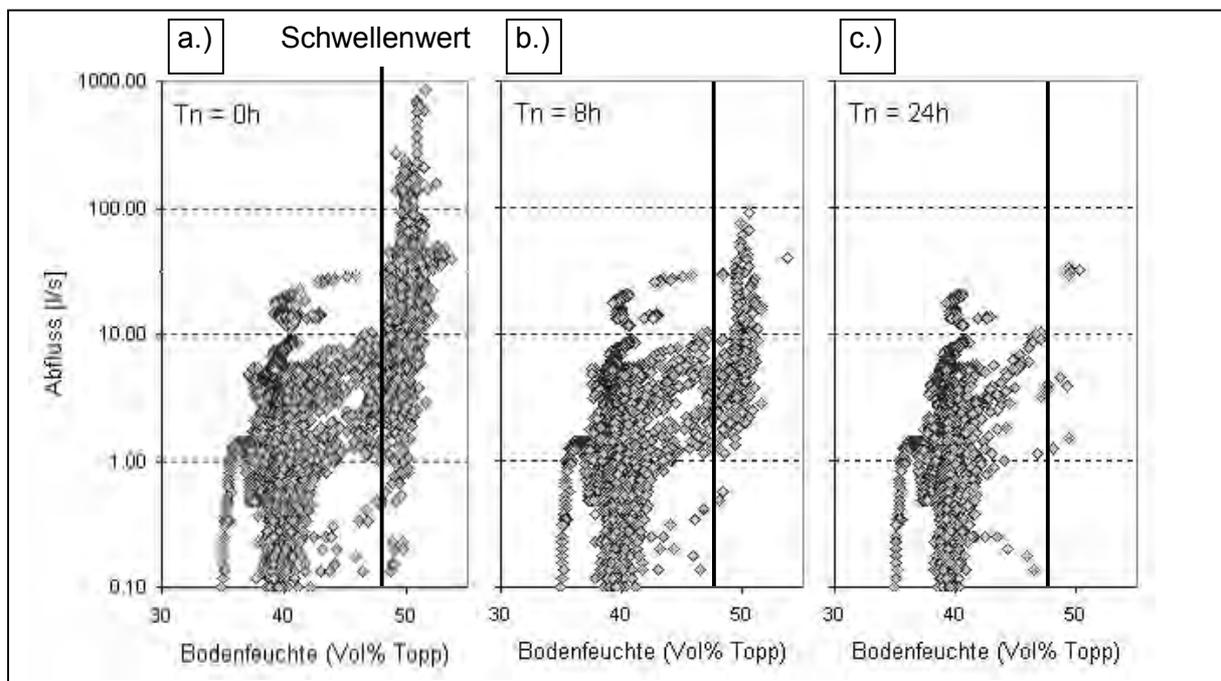
In diesem Kapitel wird untersucht, ob ein Teil der Variabilität des Abflussbeiwerts durch die Bodenfeuchte, als schnell veränderlicher Bodenparameter, erklärt werden kann, die Bodenfeuchte somit den Gebietszustand messtechnisch repräsentiert. Kapitel 4.1 zeigt anhand von gemessenen Ereignissen im hydrologischen Testgebiet Dürreychbachtal die Abschätzung von Abflussbeiwerten unter Einbeziehung gemessener Bodenfeuchtwerte und den zu erwartenden Fehler der Messung. In Kapitel 4.2 werden durch eine physikalisch basierte Modellierung die Möglichkeiten und Grenzen der Bodenfeuchte als Indikator der Abflussbereitschaft bei unterschiedlichen Hangneigungen, Böden und Niederschlägen untersucht. Besonderes Augenmerk wird dabei auf die Bedeutung der vertikalen Bodenfeuchteverteilung für die Abflussbildung gelegt.

### 4.1 Feldstudien im Untersuchungsgebiet Dürreychbachtal

#### 4.1.1 Abflussuntersuchung im Gebiet Freifläche / Stillwasserhütte

Ziel der Untersuchung ist, den Einfluss der Bodenfeuchte auf das Abflussgeschehen im Untereinzugsgebiet Freifläche / Stillwasserhütte zu beurteilen. Dabei steht in diesem Kapitel nicht das Einzelereignis, sondern der Kontext mehrjähriger Messungen der Bodenfeuchte und des Abflusses im Mittelpunkt. Untersucht wird zudem das Verhalten der Bodenfeuchte in Bezug auf den gefallenen Niederschlag und die Feuchtedynamik in unterschiedlichen Tiefen.

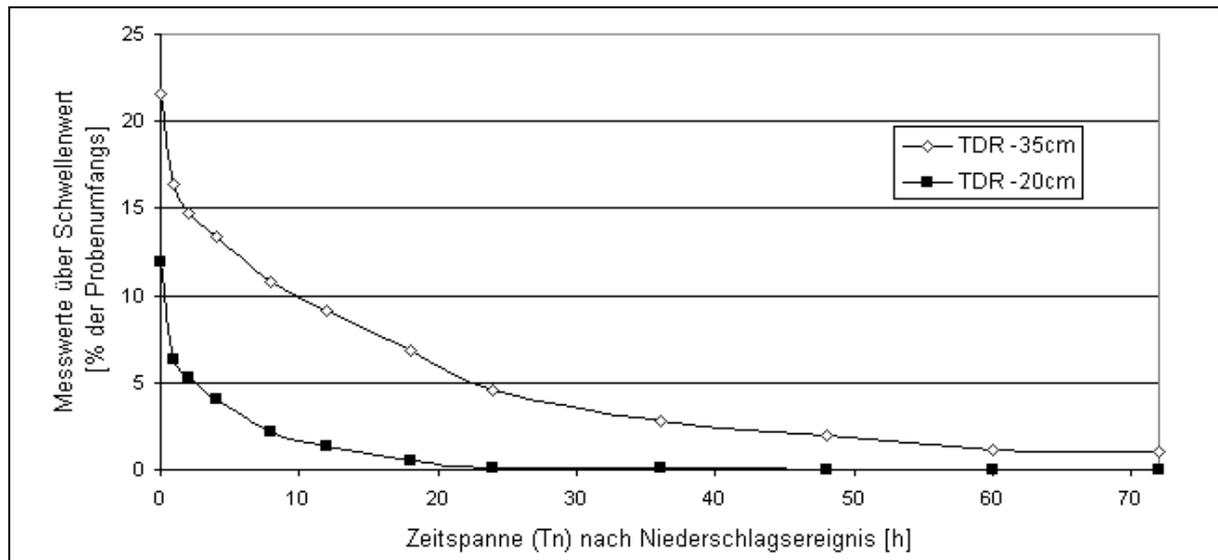
**Abbildung 26a.)** zeigt über 10000 Messwerte der Bodenfeuchte an der Wetterstation Freifläche in Relation zum Abfluss des Pegels Stillwasserhütte. Diese Werte werden in einer Zeitspanne von zwei Jahren in der Tiefe  $-0.2\text{ m}$  aufgezeichnet. Lediglich Messzeitpunkte, an denen die Bodentemperatur über  $4^\circ\text{C}$  beträgt, dienen dieser Auswertung. So können Effekte, die aufgrund von gefrorenem Boden auftreten, ausgeschlossen werden. **Abbildung 26b.)** und **Abbildung 26c.)** zeigen die gleiche Zeitreihe unter Ausschluss der Messdaten, die im angegebenen Zeitraum  $T_n$  nach dem Niederschlag aufgezeichnet wurden.



**Abbildung 26:** Bodenfeuchte-Abfluss-Diagramm unter Ausschluss der Messdaten, die in der angegebenen Zeitspanne  $T_n$  nach dem Niederschlagsereignis aufgezeichnet wurden (Messpunkt TDR-20 cm)

Deutlich sichtbar ist, dass unterhalb eines gebiets- und sondenspezifischen Schwellenwertes (hier 48.5 Vol%) keine nennenswerten Abflüsse auftreten. Erst mit der Überschreitung des Schwellenwertes reagiert das Einzugsgebiet. Die weiteren Abbildungen zeigen die enge zeitliche Bindung der Bodenfeuchte dieses Messpunktes an ein Niederschlagsereignis. So ist bereits 24 Stunden nach Ende des Niederschlagsereignisses die Bodenfeuchte fast vollständig unter den eingezeichneten Schwellenwert gefallen.

Die unterschiedliche Bodenfeuchtedynamik einzelner Sonden zeigt **Abbildung 27**. Dargestellt ist die Anzahl der Messwerte, die über den sondenspezifischen Schwellenwerten liegen, abhängig von der Zeitspanne nach einem Niederschlagsereignis. Die Anzahl der Messwerte über den Schwellenwerten ist auf die Gesamtanzahl der Messwerte zum jeweiligen Zeitpunkt bezogen.



**Abbildung 27:** Prozentualer Anteil der Messwerte von zwei Sonden in unterschiedlicher Tiefe (TDR–20 cm, TDR– 35 cm), die den spezifischen Schwellenwert überschreiten, in Abhängigkeit der Zeitspanne  $T_n$  nach dem Niederschlagsereignis

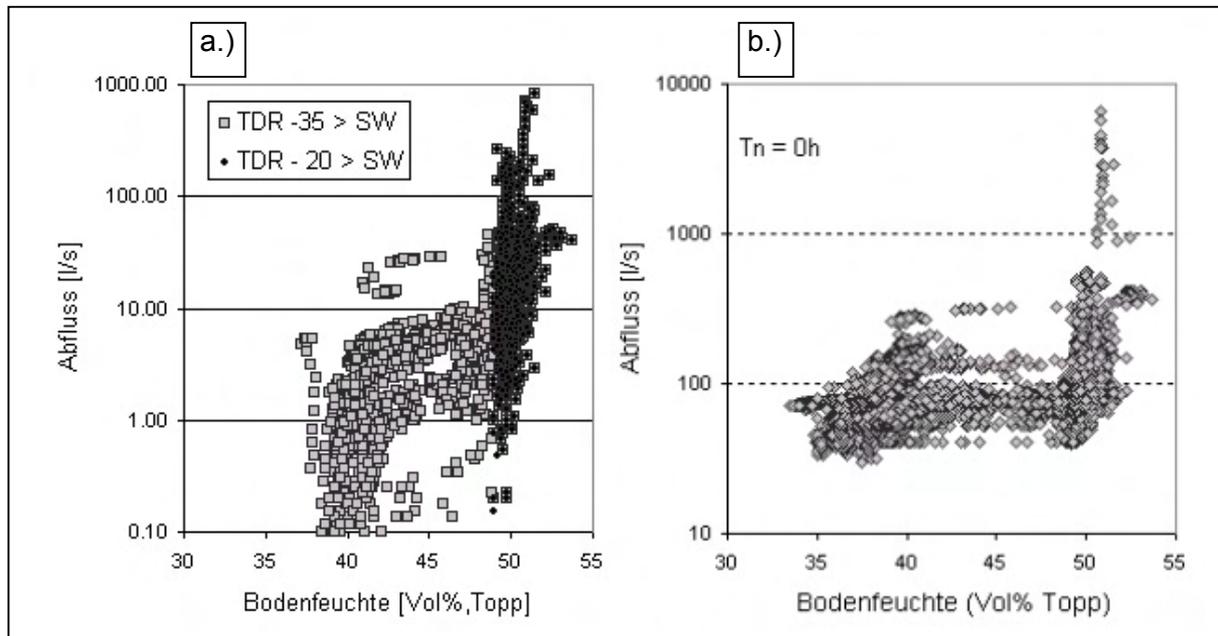
Sichtbar ist, dass die in 35 cm Tiefe eingebaute Sonde (TDR–35) deutlich länger Feuchtemesswerte oberhalb des Schwellenwertes aufweist als die Sonde in der Tiefe von 20 cm (TDR-20). Zum einen lässt sich daraus eine verlangsamte Reaktion der Bodenfeuchte mit zunehmender Tiefe ablesen, zum anderen können Rückschlüsse auf den Abflussbildungsprozess gezogen werden, der durch das Auslaufen der Bodensäule von oben nach unten als Sättigungsflächenabfluss eingeschätzt werden kann.

Die weitere Untersuchung macht deutlich, dass das Schwellenwertprinzip der Bodenfeuchte aufgrund der Heterogenität der Abflussbildungsprozesse für das Gesamteinzugsgebiet nicht haltbar ist. Abbildung 28b zeigt dazu die Bodenfeuchtwerte in Bezug zur Abflussmessung am Gebietsauslass (Hauptpegel Dürreychbach). Die klare Trennung von hohen Abflüssen bei hoher Bodenfeuchte wird hier durch hohe Abflüsse bei mittleren Bodenfeuchten (40 Vol%) überlagert.

Für das Teileinzugsgebiet Freifläche / Stillwasserhütte jedoch kann das Schwellenwertprinzip noch weiter unterteilt werden. So zeigt sich, dass lediglich bei zeitgleicher Überschreitung des Schwellenwertes der oberen wie unteren Sonde ein erhöhter Abfluss stattfindet (**Abbildung 28a**).

Die Beschreibung des Gebiets Freifläche als Sättigungsfläche, die sich von unten aufgesättigt und von oben entleert, kann ebenfalls anhand **Abbildung 28a** belegt werden: nur bei Überschreitung des Schwellenwertes der unteren Sonde kann eine Überschreitung

des Schwellenwertes der oberen Sonde gemessen werden. Der umgekehrte Fall ist durch Messungen lediglich in einem Fall belegt. Dieser Umstand ermöglicht die Einteilung des Teileinzugsgebiets in drei Bodenfeuchtezustände mit zugehörigen Abflusscharakteristiken (**Tabelle 7**).



**Abbildung 28:** a.): Graues Quadrat: Messungen der Sonde TDR-20 cm bei zeitgleicher Überschreitung des Schwellenwertes der Sonde TDR-35 cm. Schwarzer Punkt: Messungen der Sonde TDR-20 cm bei Überschreitung des Schwellenwertes. Graues Quadrat und schwarzer Punkt: Überschreitung beider Schwellenwerte b.) Bodenfeuchte-Abfluss-Diagramm an der Messstelle Dürreych Hauptpegel (ca 7 km<sup>2</sup>).

**Tabelle 7:** Einteilung des Teileinzugsgebiets „Stillwasserhütte“ in 3 Gebietszustände

Zustand	Schwellenwert	Charakteristik
1	Obere Sonde < SW Untere Sonde < SW	Auch bei intensiven Niederschlägen ist nicht mit erhöhtem Abfluss zu rechnen
2	Obere Sonde < SW Untere Sonde > SW	Bei intensiven Niederschlägen muss mit einem zeitverzögerten Anstieg des Wasserstands gerechnet werden
3	Obere Sonde > SW Untere Sonde > SW	Bei intensiven Niederschlägen muss mit einem schnellen Anstieg des Wasserstands gerechnet werden

Der im Teileinzugsgebiet „Stillwasserhütte“ dominierende Abflussbildungsprozess ist als Sättigungsflächenabfluss hiermit nachgewiesen. Der gefundene Messstandort kann für das Teileinzugsgebiet als repräsentativ betrachtet werden, da eine differenzierte Einteilung in abflussabhängige Gebietszustände möglich ist.

#### 4.1.2 Niederschlag-Abfluss-Ereignisse des Gebiets Freifläche / Stillwasserhütte

Um die qualitative Aussage des Einflusses der Bodenfeuchte auf das Abflussgeschehen erweitern zu können, ist die Betrachtung der Bodenfeuchte bzw. des Bodenfeuchteverlaufs auf Basis einzelner Niederschlag-Abfluss-Ereignisse notwendig. Hierzu werden Ereignisse

herangezogen, die im Zeitraum von 01.01.1997 bis 31.12.2003 gemessen wurden. Die Erfassung von Ereignissen, die eine erhöhte Bodenvorfeuchte aufweisen, ist für diese Betrachtung von wesentlicher Bedeutung. Wie in Kapitel 4.1.1 erläutert, ist die erhöhte Bodenfeuchte zeitlich eng an ein Niederschlagsereignis gekoppelt. Erhöhten Bodenvorfeuchtwerten muss somit ein Niederschlagsereignis zeitnah vorausgegangen sein. Da dessen Abflussreaktion nicht vollständig abgeklungen ist, muss eine Trennung von mehrspitzigen Abflussereignissen erfolgen. Eine gebietspezifische Anpassung ermöglicht die Trennung mit großer Genauigkeit. Im Folgenden wird diese Anpassung erläutert.

### Abtrennung mehrspitziger Abflussereignisse

#### Basisabfluss

Während der Intensivmessphase vom 01.01.1997 bis 12.11.1999 stellt Casper (2002) lediglich am Hauptpegel Dürreych einen nennenswerten Basisabfluss fest, während an den Pegeln der Höhenlagen nur schnelle (und gering verzögerte) Abflusskomponenten zu beobachten sind. Somit findet die Abgrenzung der einzelnen Niederschlag-Abfluss-Ereignisse ohne Basisabfluss statt.

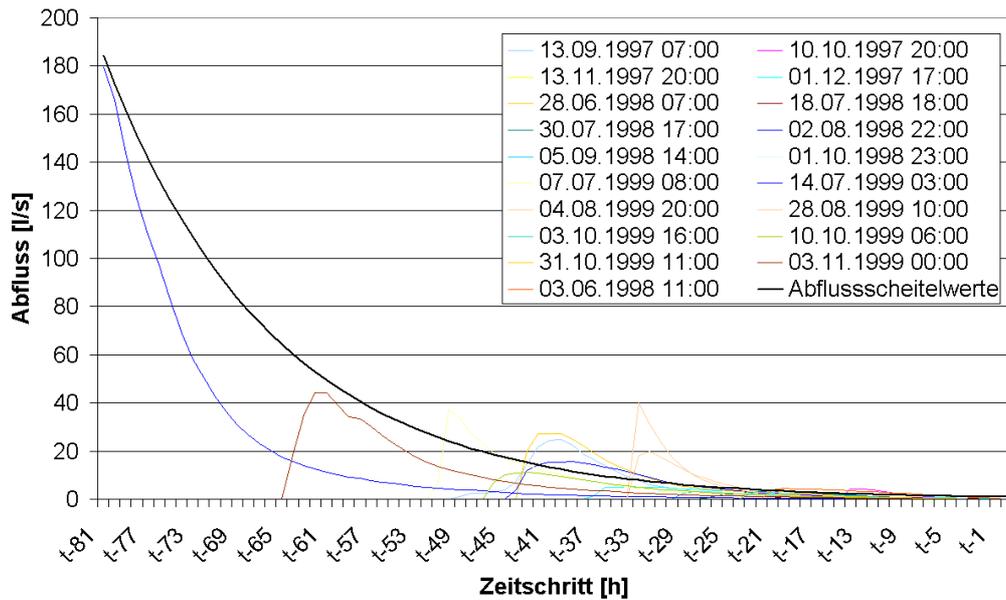
#### Abschätzung der Länge des Abflussereignisses und der Abflussganglinie aus dem Abflussscheitelwert

Um mehrspitzige Abflussereignisse trennen zu können, wird die Abschätzung der Länge des Abflussereignisses  $t_{sz}$  [h] aus dem Abflussscheitelwert ( $Q_{max}$ ) generiert. Datengrundlage bieten einspitzige Abflussereignisse die zu Ereignisbeginn wie zu Ereignisende keinen Abfluss am Pegel Stillwasserhütte aufweisen. Die Anpassung der Koeffizienten  $a$  und  $b$  einer logarithmischen Funktion der Form  $a \cdot \ln(Q_{max} \cdot b)$  mit Parameteroptimierung durch kleinste Fehlerquadrate ergibt:

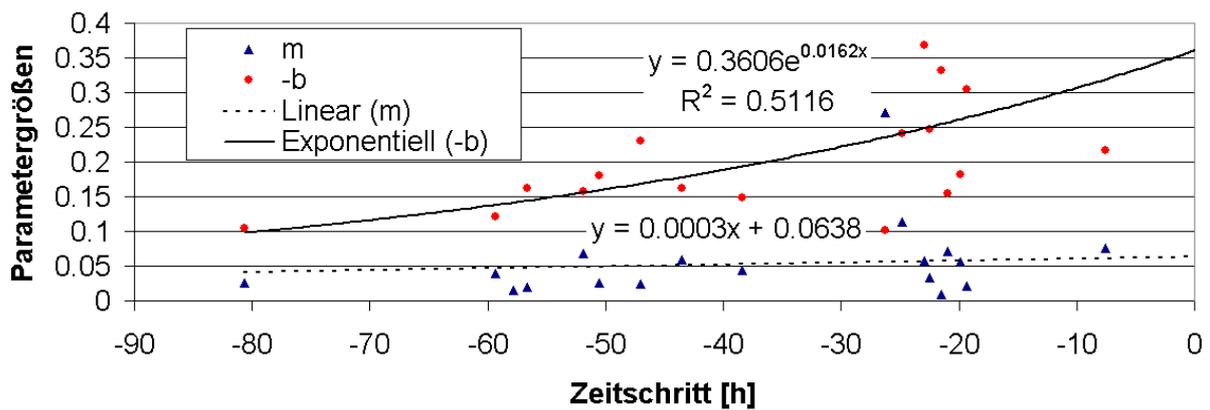
$$t_{sz} = -15.22 \cdot \ln\left(\frac{Q_{max}}{0.9}\right) \quad \text{Gl. 26}$$

Das Ergebnis  $t_{sz}$  gibt die Restdauer des Abflussereignisses vom Zeitpunkt des Scheitelwertes als negativen Wert an. **Abbildung 29** zeigt die Gl. 26 neben den 19 ausgewerteten Abflussergebnissen in graphischer Darstellung.

Ziel ist es weiterhin, den Abfluss  $Q(t)$  zu jedem Zeitschritt  $t$  auf der abnehmenden Abflussganglinie bestimmen zu können. Dazu wird der Verlauf der Abflussereignisse als exponentiell abnehmend angenommen und eine Parameteroptimierung mittels kleinster Fehlerquadrate für die Ganglinie jedes Einzelereignisses durchgeführt. Die dabei ermittelten Werte für  $m$  und  $b$  der Exponentialfunktion  $f(x) = m \cdot e^{b \cdot x}$  zeigt **Abbildung 30**. Da für den Funktionsparameter  $m$  ein linearer Trend ohne Steigung, eine Konstante also, ermittelt wird, kann der Mittelwert aller  $m$  von 0.0542 direkt in die Funktion für  $Q(t)$  eingehen. Der Funktionsparameter  $-b$  unterliegt hingegen einem weiteren exponentiellen Trend in Abhängigkeit der Zeitschritte bis zum Ereignisende. Daher wird dieser Parameter über die Funktion  $b(t)$  optimiert.



**Abbildung 29:** Abflussereignisse am Pegel Stillwasserhütte mit definiertem Abflussereignisbeginn und -ende ( $Q = 0$  l/s) und exponentielle Näherungsgerade der Abflussscheitel



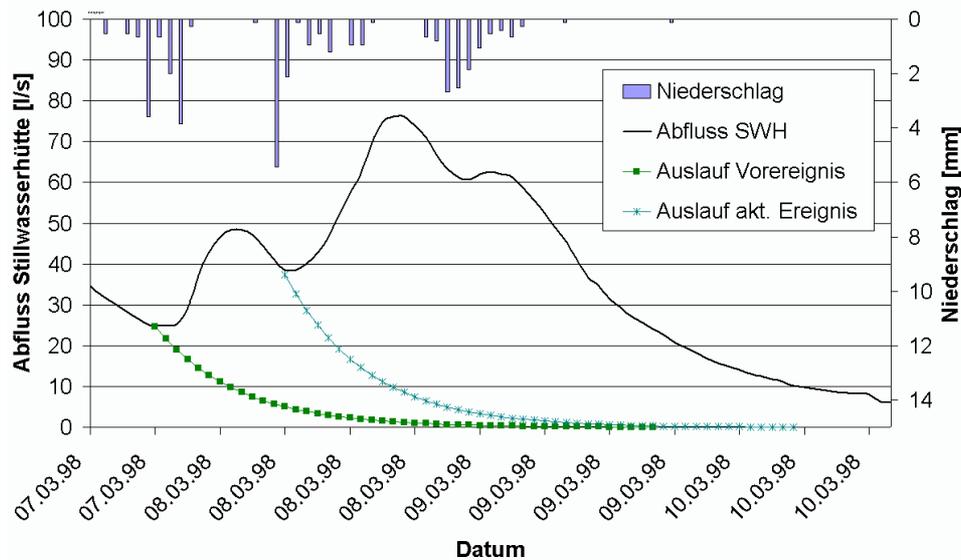
**Abbildung 30:** Parameter der an die Auslaufverhalten angepassten Exponentialfunktion in Abhängigkeit der Zeitschritte zum Abflussereignisscheitel

Somit ergibt sich das Auslaufverhalten des Gebietes Freifläche unter Einbezug der Gl. 26 aus den untern aufgeführten Funktionen:

$$b(t) = -0.3606t \cdot e^{0.0162 \cdot t_{sz}} \tag{GI. 27}$$

$$Q(t) = 0.0542 \cdot e^{b(t)} \tag{GI. 28}$$

Ein Beispiel für die Abtrennung von mehrspitzigen Abflussereignissen unter Zuhilfenahme der funktionalen Zusammenhänge zeigt **Abbildung 31**.



**Abbildung 31:** Abtrennung von mehrspitzigen Abflussereignissen

Anhand dieses Verfahrens werden 63 Einzelereignisse separiert, die der weiteren Auswertung dienen.

#### 4.1.3 Abflussbeiwertermittlung anhand gängiger, konzeptioneller hydrologischer Verfahren

Für die Abschätzung des abflusswirksamen Teils des Gebietsniederschlags stehen diverse konzeptionelle Methoden zur Verfügung (Dyck, 1995). Grundgedanke ist, den Abfluss über einen funktionalen Zusammenhang aus dem Niederschlag und einigen gebiets- und ereignisspezifischen Größen abzuschätzen.

Neben der Verwendung gängiger Verfahren wird zusätzlich der „erweiterte exponentielle Prozentansatz“ zur Berechnung des effektiven Niederschlagsintensität ( $I_{eff,i}$ ) zum Zeitpunkt  $i$  eingeführt. Dabei wird im Exponentialterm des Verlustbeiwertverfahrens „exponentieller Prozentansatz“ die Zeit  $t_i$  bis zum Zeitpunkt  $i$  durch die mittlere Niederschlagsintensität bis zum Zeitpunkt  $i$  ( $I_{ges,i}$ ) ersetzt (Gl. 30). Der Anfangswert  $\rho_a$  und Endwert  $\rho_e$  des Verlustbeiwerts werden analog zur Größe  $a$  angepasst.

$$\rho_i = \rho_e + (\rho_a - \rho_e) \cdot e^{-aI_{ges,i}} \quad \text{Gl. 29}$$

$$I_{eff,i} = (1 - \rho_i) \cdot I_i \quad \text{Gl. 30}$$

Für die Verfahren „konstanter Prozentansatz“, „Phi-Index“, „exponentieller Prozentansatz“, „erweiterter exponentieller Prozentansatz“ und „Lutz-Verfahren“ werden unter Berücksichtigung eines möglichen Anfangsverlustes Koeffizientenvariationen durchgeführt und optimiert. Die optimierten Funktionen der genannten Verfahren werden durch Maximierung der Bestimmtheitsmaße zwischen ermitteltem  $N_{eff}$  aus der Abflussganglinie und berechnetem  $N_{eff}$  durch Monte-Carlo Simulation gefunden. Über einen Skalierungsfaktor minimiert sich das  $R^2$  zwischen gemessenem Niederschlag und berechnetem  $N_{eff}$ . Um eine Gleichgewichtung aller Ereignisse bei der Bestimmung des Bestimmtheitsmaßes zu bekommen, wird zusätzlich eine Rangkorrelation erstellt. Dabei werden die gemessenen Abflussereignisse aufgrund ihrer Größe in Ränge eingeteilt und mit den Rängen der berechneten Abflussereignisse verglichen. Die Rundung der Ereignisse auf 0.1 mm verhindert den Vergleich ähnlicher

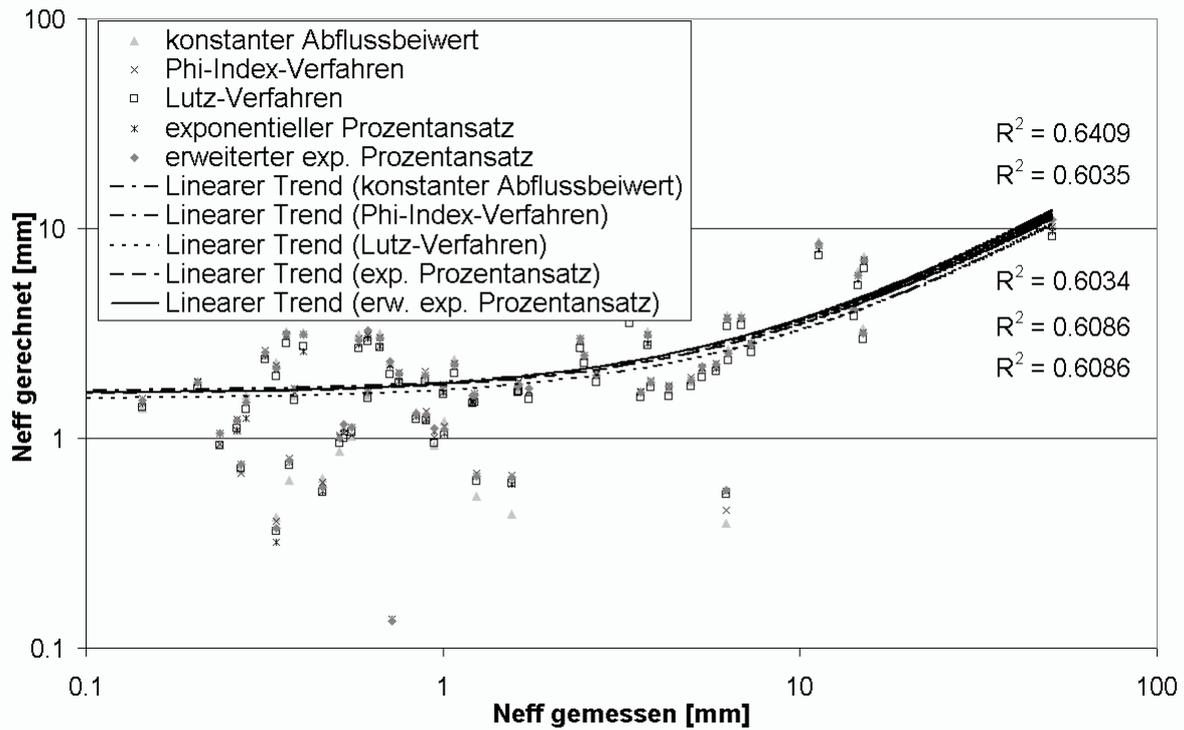
Ereignisse. Deren Anzahl reduziert sich dabei von 63 auf 52. Das Maximum der Summe beider Bestimmtheitsmaße führt zu den optimalen Koeffizienten.

Die optimierten Koeffizienten der genannten Verfahren zeigt **Tabelle 8**. Die Besonderheit, dass der Basisabfluss des Gebiets Freifläche auf 0 l/sec/km<sup>2</sup> absinken kann, führt zur Veränderung des Lutz-Verfahrens: Die Basisabflussspende direkt vor dem Niederschlagsereignis ist auf den konstanten Wert von 0,1 l/sec/km<sup>2</sup> gesetzt. Ebenso gehen die Koeffizienten  $C_1=0.02$ ,  $C_3=2.0$ ,  $C_4=0$  als Konstanten in die Optimierung ein.

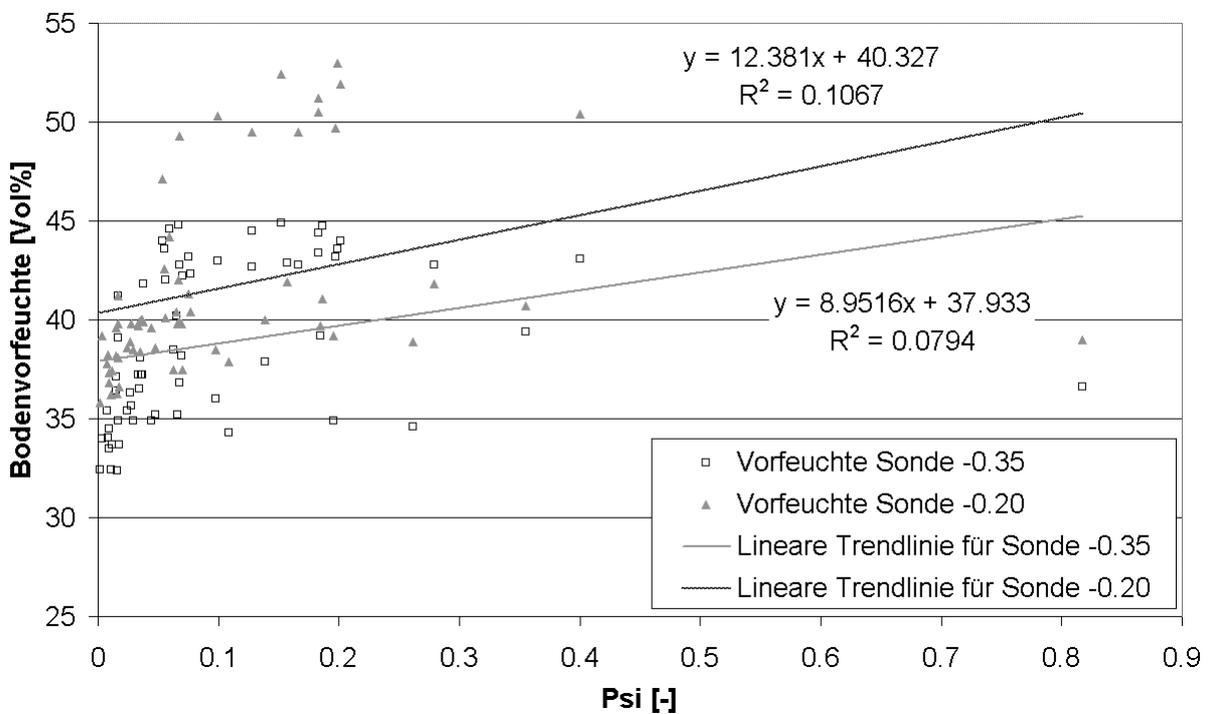
Das beste Bestimmtheitsmaß mit 0.641 erreicht der „erweiterte exponentielle Prozentansatz“. Die Bestimmtheitsmaße der Rangkorrelationen fallen alle deutlich geringer aus. In diesem Fall werden die besten Ergebnisse mit 0.519 durch das Verfahren „exponentielle Prozentansatz“ erzielt. Bei diesem wie auch bei allen anderen Verfahren wird insbesondere im Bereich hoher Niederschlagsmengen die Abflussmenge deutlich unterschätzt (**Abbildung 32**).

**Tabelle 8:** Koeffizienten für optimierte Korrelation zwischen  $N_{\text{eff}}$  aus Abflusskurve und  $N_{\text{eff}}$  berechnet

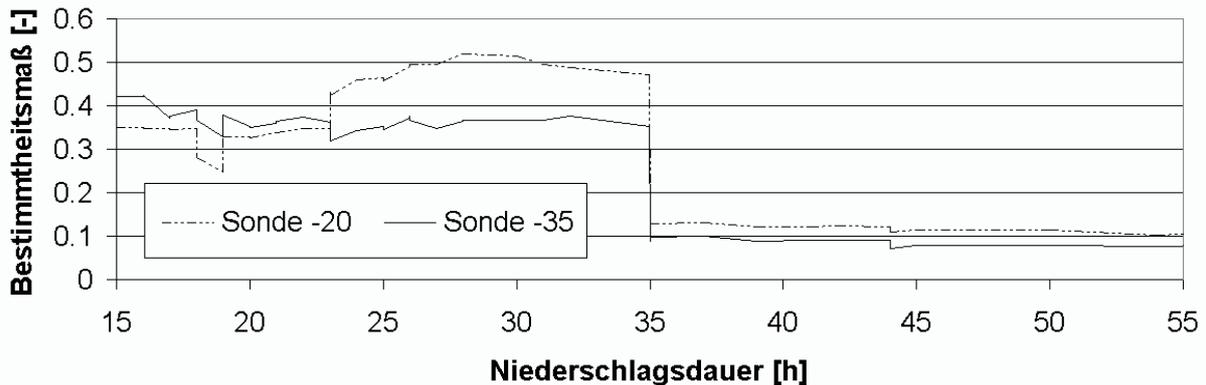
Verfahren Parameter	Konstanter Prozent- ansatz	Phi-Index	Exponen- tieller Prozent- ansatz	Erweiterter exp. Prozent- ansatz	Lutz- Verfahren
Anfangsverlust	3.5	2	1	1	1.5
$\Psi$	0.034	-	-	-	-
$\Phi$	-	0.04	-	-	-
$\varphi_a$	-	-	0.28	0.24	-
$\varphi_e$	-	-	0	0.02	-
A	-	-	0.46	0.2	-
$C_{\text{end}}$	-	-	-	-	0.64
$C_2$	-	-	-	-	1.5
Bestimmtheitsmaß	0.603	0.603	0.609	0.641	0.609
Bestimmtheitsmaß Rangkorrelation	0.509	0.511	0.519	0.509	0.512



**Abbildung 32:** Optimierte Bestimmtheitsmaße zwischen ermitteltem  $N_{eff}$  aus der Abflussganglinie und berechnetem  $N_{eff}$  durch gängige, konzeptionelle hydrologische Verfahren



**Abbildung 33:** Abflussbeiwertschätzung mittels Bodenvorfeuchte



**Abbildung 34:** Änderung des Bestimmtheitsmaß' der linearen Anpassung aufgrund der Niederschlagsdauer

#### 4.1.4 Bodenfeuchte als Regelgröße der Abflussbildung

Die neueren Berechnungsverfahren des Abflussbeiwerts beachten bereits die Vorbedingungen im Einzugsgebiet. So beinhaltet sowohl das Lutz-Verfahren als auch die Berechnung durch das Koaxialdiagramm die Basisabflussspende als Zustandsgröße.

Die Beobachtungen im Bereich Freifläche lassen aufgrund der kompletten Austrocknung des Bachbettes keine differenzierte, aus der Basisabflussspende abgeleitete Aussage über die Abflussbereitschaft zu.

Die Messung der Bodenfeuchte bietet eine weitere Möglichkeit die Vorbedingungen zu erfassen, die insbesondere in Sättigungsflächen als Regelgröße der Abflussbildung gilt.

##### 4.1.4.1 Abschätzung des Abflussbeiwerts über die Bodenvorfeuchte

Die Bodenvorfeuchte kann ähnlich des Vorregenindex' den Zustand eines Einzugsgebietes vor Ereignisbeginn beschreiben. Während der Vorregenindex den Niederschlag zeitabhängig gewichtet, wird die Bodenvorfeuchte hier aus fünf Bodenfeuchtemessungen vor Beginn des Niederschlagsereignisses gemittelt.

Die Abhängigkeit des Abflussbeiwertes  $\Psi$  von der Bodenvorfeuchte kann anhand der zugrunde gelegten Messungen nicht bestätigt werden (**Abbildung 33**). Sowohl das Erreichen eines Maximalwertes der Bodenfeuchte als auch die mit zunehmender Niederschlagsdauer in den Hintergrund tretenden Vorereignisbedingungen (**Abbildung 34**) machen eine lineare Transformation der Bodenfeuchte in den Abflussbeiwert unmöglich.

##### 4.1.4.2 Abschätzung des Abflussbeiwerts mittels Bodenfeuchte spezifischer Niederschlagstransformation

Während bei Niederschlagsereignissen bis zu 30 Stunden das Bestimmtheitsmaß der Abflussbeiwert-Bodenvorfeuchte-Funktion den Wert 0.5 überschreitet, ist für längere Niederschlagsdauern die Vorfeuchtebedingung von untergeordneter Bedeutung. Für längere Niederschlagsdauern eignet sich eine lineare, bodenfeuchtespezifische Übertragungsfunktion der Momentanniederschlagsintensität  $I_i$  in die Momentaneffektivniederschlagsintensität  $I_{eff,i}$ , wobei das Erreichen eines Maximalwertes der Bodenfeuchte eine gewisse Beschränkung des Verfahrens darstellt. Die lineare Übertragungsfunktion mit der Bodenfeuchte  $BF_i$  zum Zeitpunkt  $i$  und den Anpassungsparametern  $a$  und  $b$  hat den folgenden funktionalen Zusammenhang:

$$I_{eff,i} = (a \cdot BF_i + b) \cdot I_i$$

**Gl. 31**

Für eine logarithmische Übertragungsfunktion ergibt sich folgender Ausdruck:

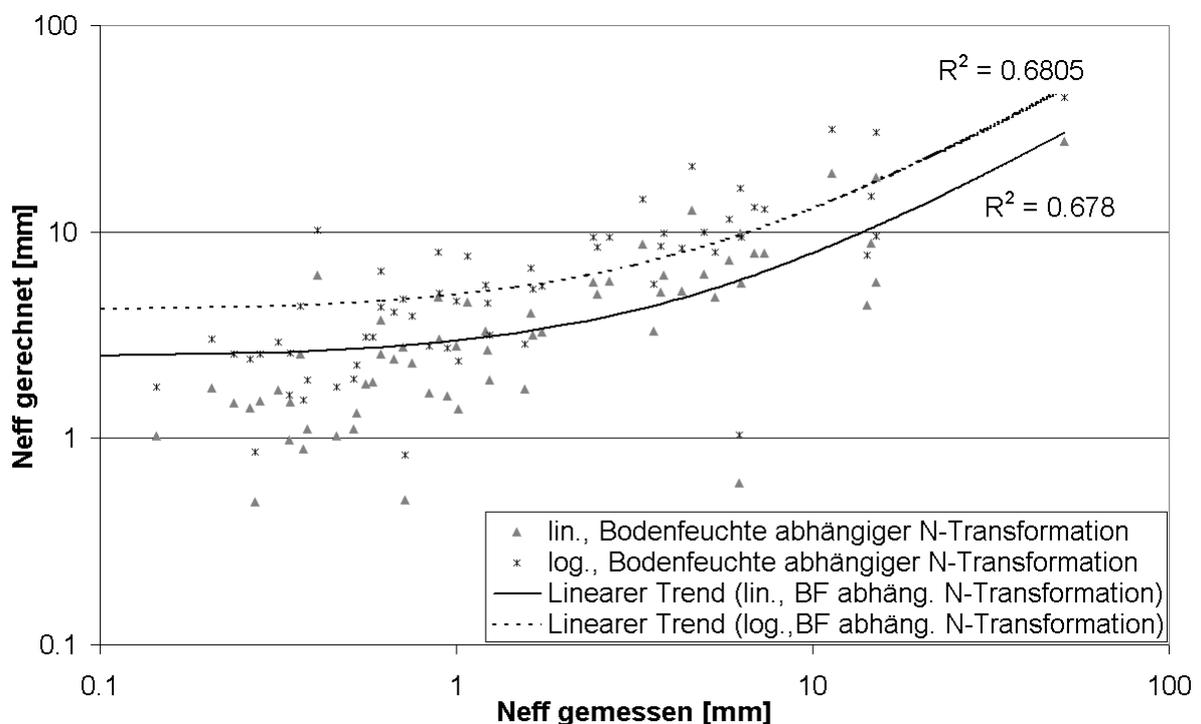
$$I_{eff,i} = \log(a \cdot BF_i + b) \cdot I_i \quad \text{Gl. 32}$$

Der effektive Gesamtniederschlag  $N_{eff}$  ergibt sich aus dem aufsummierten Produkt des Zeitintervalls  $\Delta t$  und der Momentaneffektivniederschlagsintensität  $I_{eff,i}$

$$N_{eff} = \sum_i I_{eff,i} \cdot \Delta t \quad \text{Gl. 33}$$

Eine Monte-Carlo Simulation zur Optimierung der Bestimmtheitsmaße zwischen  $N_{eff}$  aus der Abflussganglinie und berechnetem  $N_{eff}$  ermittelt für den linearen Fall die Koeffizienten  $a=0.0161$  und  $b=-0.5$ , für den logarithmischen Fall die Koeffizienten  $a=0.021$  und  $b=0.4$ . Negative Momentaneffektivniederschläge wurden zur Koeffizientenfindung bei der linearen wie logarithmischen Übertragung unterbunden.

Die Einbindung der Bodenfeuchte in die Transformation des Momentanniederschlags zeigt im Vergleich zu den gängigen, konzeptionellen hydrologischen Verfahren bessere Bestimmtheitsmaße. Insbesondere werden die hohen Effektivniederschläge deutlich besser geschätzt. Der prozentuale Fehler reduziert sich in diesem Bereich von 78 % auf 22 %.



**Abbildung 35:** Optimierte Bestimmtheitsmaße zwischen ermitteltem  $N_{eff}$  aus der Abflussganglinie und berechnetem  $N_{eff}$  durch bodenfeuchtespezifische Niederschlagstransformation, Bodenfeuchte Sonde –20

#### 4.1.4.3 Bodenfeuchtemessung zur Abschätzung der abflussbeitragenden Flächen, linearer Ansatz

Die nähere Betrachtung der Bodenfeuchtemesszeitreihen in Kapitel 4.1.1 zeigt einen durch den Niederschlag provozierten Sprung in den Bodenfeuchtemesszeitreihen. Dieser Sprung kann als Schalter interpretiert werden, der die dazugehörige Flächeneinheit von abflussunrelevant auf abflussbeitragend stellt. Da dieser Sprung nicht mit dem einsetzenden Niederschlag zusammenfällt, sondern der Zeitpunkt ereignisabgänglich ist, kann aus dem bis zu diesem Zeitpunkt gefallenem Niederschlag der Vorzustand des Gebietes abgeschätzt werden. Der Bodenfeuchtemesswert hat in dieser Betrachtung also keine direkte Aussagekraft, lediglich der Sprung der Bodenfeuchtemesszeitreihe dient als Stützstelle einer Funktion der abflussbeitragenden Flächen. Die abflussbeitragende Anfangsfläche  $Fl_0$  ergibt sich mit den Anpassungsparametern  $a$  und  $k$  aus:

$$Fl_0 = Fl_s - a \cdot \sum_{t=0}^{ts} (I_t - k) \quad Fl_0 \geq 0 \quad \text{Gl. 34}$$

Der Parameter  $Fl_s$  spiegelt dabei die Fläche wider, die beim Umschalten der Sonden als abflussbeitragend einzustufen ist,  $t=0$  den Anfang des Niederschlagsereignisses und  $t=ts$  den Zeitpunkt des Umschaltens der Sonden. Weder die Fläche  $Fl_0$  noch die Fläche  $Fl_s$  kann aufgrund ihrer physikalischen Bedeutung negativ werden.

Die abflussbeitragende Fläche  $Fl_i$  zum Zeitpunkt  $i$  errechnet sich mit den gleichen Anpassungsparametern ( $a, k$ ) aus:

$$Fl_i = Fl_0 + a \cdot \sum_i (I_i - k) \quad Fl_i \geq 0; \quad Fl_i \leq 100 \quad \text{Gl. 35}$$

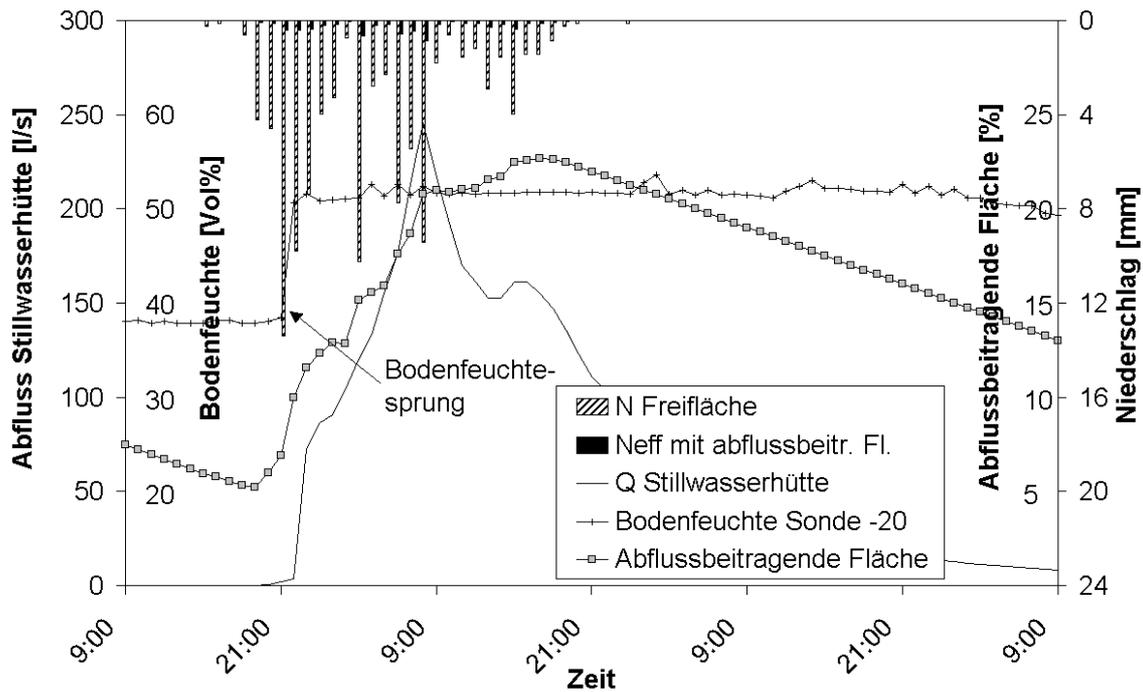
Sie kann ebenfalls weder einen negativen Wert annehmen noch den Wert 100 überschreiten ( $Fl_i < 0; Fl_i > 100$ ).

Die Möglichkeit, die Momentaneffektivniederschlagsintensität  $I_{eff,i}$  aus der abflussbeitragenden Fläche  $Fl_i$  und der Niederschlagsintensität  $I_i$  zu ermitteln, ergibt sich unter Einbeziehung eines gebietsabhängigen Abflussbeiwert  $\Psi_{Fl}$ , der Effekte wie Tiefenversickerung und Perkolation erfasst.

$$I_{eff,i} = \Psi_{Fl} \cdot I_i \cdot Fl_i \quad \text{Gl. 36}$$

Der Effektivniederschlag  $N_{eff}$  wird aus Gl. 33 gebildet.

Beispielhaft zeigt **Abbildung 36** das Ereignis vom 16.09.2000 mit gemessenen Zeitreihen des Niederschlags, des Abflusses und der Bodenfeuchte sowie abgeleiteten Zeitreihen der abflussbeitragenden Flächen und der Effektivniederschlagsintensität.



**Abbildung 36:** Abflussbeitragenden Flächen zusammen mit Niederschlag Station Freifläche, Effektivniederschlag errechnet aus abflussbeitragenden Flächen, Pegelganglinie Stillwasserhütte, Bodenfeuchte Sonde -20, Ereignis 16.09.2000

Negative -, wie auch Werte größer 100 ermöglicht die Betrachtung des Parameters  $F_i$  als Bodenwasserpotentialindex. Die Berechnung des Index' folgt, ohne Beschränkung des Wertebereichs, der Gl. 34 und Gl. 35.

Für die Sonde -20 bzw. Sonde -35 werden aus einer Monte-Carlo Simulation die Bestimmtheitsmaße zwischen  $N_{\text{eff}}$  aus der Abflussganglinie und berechnetem  $N_{\text{eff}}$  sowohl für den Ansatz des Bodenwasserpotentials als auch für den der abflussbeitragenden Flächen getrennt optimiert. Die erreichten Bestimmtheitsmaße sowie die zugehörigen Koeffizienten sind in **Tabelle 9** dargestellt.

**Tabelle 9:** Koeffizienten für optimierte Korrelation zwischen  $N_{\text{eff}}$  aus Abflusskurve und  $N_{\text{eff}}$  berechnet über abflussbeitragende Flächen

Verfahren	Sonde -20 Lineare Flächenfunktion	Sonde -35 Lineare Flächenfunktion	Sonde -20 Bodenwasser- potentialindex	Sonde -35 Bodenwasser- potentialindex
Parameter				
$Fl_s$	10	10	70	45
a	1	1	9	3.5
k	0.25	0	0.5	0
Bestimmtheitsmaß	0.749	0.706	0.731	0.717
Bestimmtheitsmaß Rangkorrelation	0.678	0.615	0.672	0.601

Die erreichten Bestimmtheitsmaße sind sowohl für die Korrelationen als auch für die Rangkorrelationen durchweg höher. Die optimalen Anpassungen zeichnen sich mit Werten von 0.749 bzw. 0.678 aus und liegen damit um 17 %, bzw. 31 % höher als die Werte der konzeptionellen hydrologischen Modelle. Die lineare Flächenfunktion an Sonde -20 erreicht diese Maxima. Die Abschätzung der Spitzenabflüsse wird deutlich verbessert (**Abbildung 38**).

#### 4.1.4.4 Physikalisch begründete Funktion der abflussbeitragenden Flächen

Die Funktion der abflussbeitragenden Flächen ist vom Untersuchungsgebiet wesentlich geprägt. Der bereits vorgestellte lineare Ansatz muss, da ohne physikalische Grundlage, als erster Ansatz angesehen werden. Eine physikalisch begründbare Funktion der abflussbeitragenden Flächen wird im Folgenden aus dem geographischen Parameter Höhe und einem Ansatz auf Grundlage der Gleichung von Darcy erstellt.

##### Physikalisch begründete Beitragsflächenfunktion: Höhe

Aus dem Höhenmodell mit 10 m Auflösung wird eine Flächenfunktion  $f(H)$  generiert, die bezogen auf die aktuelle Höhe den prozentualen Anteil der niedrigeren Höhenkacheln wiedergibt. Als Schrittweite wird 25 cm gewählt, woraus sich bezogen auf das Gebiet Freifläche 420 Schritte ergeben (841.75 - 946.5 müNN).

Analog zur abflussbeitragenden Anfangsfläche (Gl. 34), wird die abflussbeitragende Anfangshöhe  $H_0$  aus der festen Höhe beim Umschalten der Sonde ( $H_s$ ) schrittweise rückgerechnet (Gl. 37). Aus dem funktionalen Zusammenhang zwischen  $Fl$  und  $H$  (Gl. 38) ergibt sich die zugehörige Anfangsfläche  $Fl_0$  zum Zeitpunkt  $t=0$ .

$$H_0 = H_s - a \cdot \sum_{i=0}^{ts} (I_i - k) \quad H_0 \geq H_{\min}, \quad H_s = \text{Sondenhöhe} \quad \text{Gl. 37}$$

$$Fl = f(H) \quad Fl \geq 0, \quad Fl \leq 100 \quad \text{Gl. 38}$$

$$H_i = H_0 + a \cdot \sum_i (I_i - k) \quad H_i \geq H_0 \quad \text{Gl. 39}$$

Die Höhe  $H_i$  zum Zeitpunkt  $i$  errechnet sich nach Gl. 39. Eine Beschränkung des Wertebereichs der Höhe wird nur für die untere Grenze definiert. Die obere Grenze der Höhe wird nicht festgelegt, sondern fiktiv über die maximale Gebietshöhe  $H_{\max}$  weitergerechnet. Dieses Vorgehen ist physikalisch mit einem Überstau begründbar. Die Übertragung auf die aktuell abflussbeitragende Fläche erfolgt jedoch unter der Berücksichtigung der maximalen prozentualen Flächengröße von  $Fl_i = 100$ . Die erreichten Bestimmtheitsmaße sowie die zugehörigen Koeffizienten sind in **Tabelle 10** dargestellt.

### Physikalisch begründete Beitragsflächenfunktion: Darcy

Aus der Filtergeschwindigkeit  $v_f$  nach Darcy (Gl. 40) wird mit der hydraulischen Leitfähigkeit  $k_f$ , der Fließstrecke  $\Delta s$  zwischen den Punkten 1 und 2 und den zugehörigen Höhen  $\Phi_1$  und  $\Phi_2$  für das Gebiet der Freifläche die Fließzeit  $t_f$  an jedem Schwerpunkt eines 10 m Rasters bestimmt.

$$v_f = k_f \cdot \frac{(\phi_1 - \phi_2)}{\Delta s} \quad \text{Gl. 40}$$

Um den Gradienten und die Fließrichtung bestimmen zu können, wird auf das Rasternetz des 10 m Höhenmodells zurückgegriffen. Die Fließrichtung ergibt sich aus der maximalen Höhendifferenz zwischen der Rasterzelle und den 8 Nachbarzellen. Diese Differenz liefert zudem den Gradienten  $(\Phi_1 - \Phi_2)$ . Über die Zellenschwerpunkte lassen sich die Fließstrecken ( $\Delta s$ ) ermitteln. Aufgrund der Tatsache, dass der Sinus für kleine Winkel klein ist, wird der Abstand lediglich aus dem zweidimensionalen x-y-Koordinatensystem bestimmt. Die Fließzeit  $t_f$  zwischen zwei Rasterzellen ergibt sich:

$$t_f = \frac{\Delta s^2}{k_f \cdot (\phi_1 - \phi_2)} \quad \text{Gl. 41}$$

Zur Ermittlung der Gesamtließzeit bis zum Gebietsauslass wird das Gewässernetz dem Fließzeitraster aufgeprägt und die Fließzeit an diesen Rasterzellen auf 0 gesetzt. Somit wird die Fließzeit im Gewässernetz vernachlässigt. Die Gesamtließzeit von jeder Rasterzelle zum Gebietsauslass ergibt sich dann aus der Summe der Einzelließzeiten entlang des Fließwegs bis zum Gewässerlauf.

Der  $k_f$ -Wert wird als homogen für das gesamte Teileinzugsgebiet betrachtet. Die Maximierung der Bestimmtheitsmaße findet daher an den Term  $t_f \cdot k_f$  statt, deren räumliche Verteilung Abbildung 37 zeigt.

Der Anfangsterm  $t_{f0} \cdot k_f$  wird nach Gl. 42 aus der Fließzeit zwischen Sonden und Gebietsauslass  $t_{fs}$ , dem  $k_f$ -Wert der Niederschlagsintensität  $I_i$  zum Zeitpunkt  $i$  und den Anpassungsparametern  $a$  und  $k$  bestimmt und mittels Gl. 43 in den zugehörigen prozentualen Flächenanteil umgerechnet.

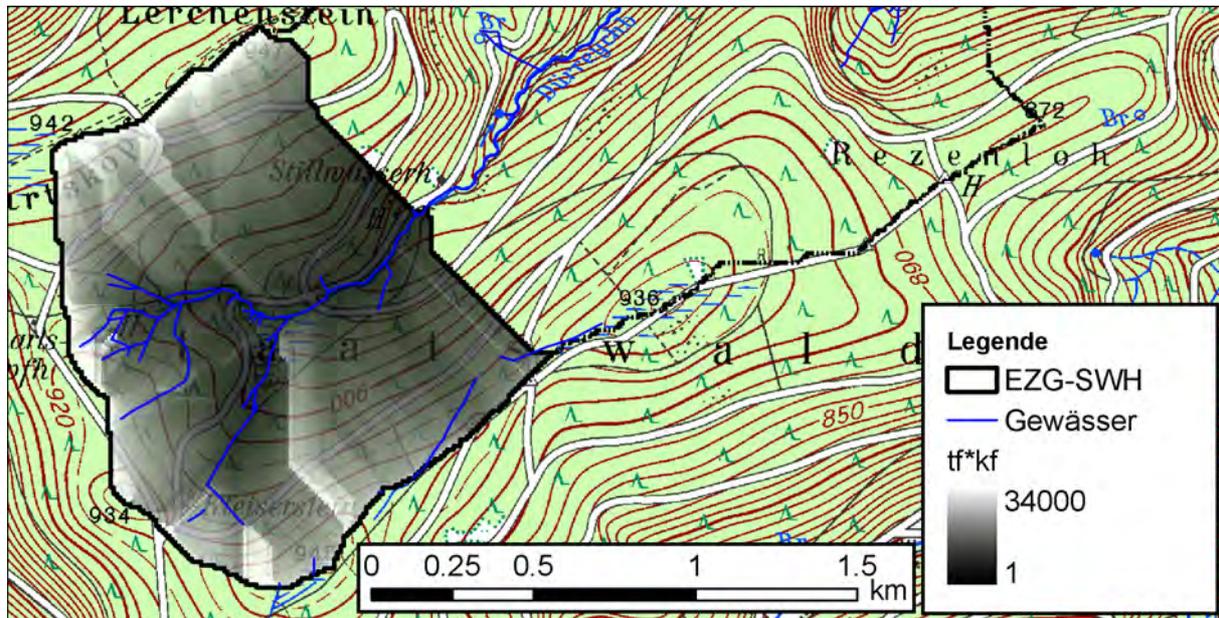
$$t_{f0} \cdot k_f = t_{fs} \cdot k_f - a \cdot \sum_{t=0}^{ts} (I_i - k) \quad t_{f0} \geq 0 \quad \text{Gl. 42}$$

$$Fl = f(t_f \cdot k_f) \quad \text{Gl. 43}$$

$$t_{fi} \cdot k_f = t_{f0} \cdot k_f + a \cdot \sum_i (I_i - k)$$

Gl. 44

Der Term  $t_{fi} \cdot k_f$  zum Zeitpunkt  $i$  errechnet sich nach Gl. 44. Eine Beschränkung des Wertebereichs wird für die untere ( $t_{fi} \cdot k_f > t_{fmin} \cdot k_f$ ) und obere Grenze ( $t_{fi} \cdot k_f < t_{fmax} \cdot k_f$ ) definiert. Die erreichten Bestimmtheitsmaße sowie die zugehörigen Koeffizienten sind in **Tabelle 10** dargestellt.



**Abbildung 37:** Verteilung des Produkts aus Fließzeit ( $t_f$ ) und Durchlässigkeitsbeiwerts  $k_f$  im Gebiet Freifläche/Stillwasserhütte

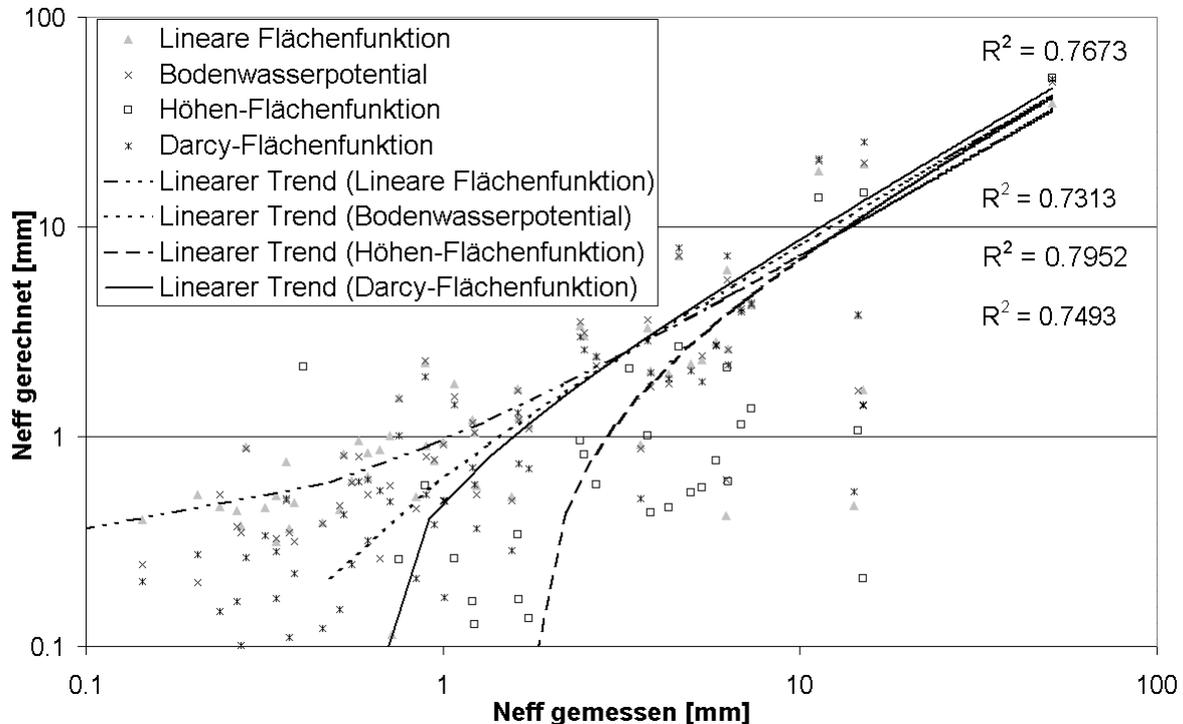
**Tabelle 10:** Koeffizienten für optimierte Korrelation zwischen  $N_{eff}$  aus Abflusskurve und  $N_{eff}$  berechnet über abflussbeitragende Flächen

Verfahren	Sonde -20		Sonde -35	
Parameter	Höhen- Flächenfunktion	Höhen- Flächenfunktion	Darcy- Flächenfunktion	Darcy- Flächenfunktion
$H_s / t_f \cdot k_f$	844	844	0	0
$a$	0.6	0.7	60	40
$k$	0.3	0.1	0	0
Bestimmtheitsmaß	<b>0.795</b>	0.784	0.767	0.743
Bestimmtheitsmaß Rangkorrelation	<b>0.720</b>	0.622	0.696	0.611

Eine weitere Erhöhung der Bestimmtheitsmaße um 6 % für die Korrelation und Rangkorrelation kann durch die Anlehnung der Flächenfunktion an physikalisch begründete Verteilungen erreicht werden. Die Maxima erreicht die Sonde -20 unter Einbeziehung der Höhenfunktion mit 0.795 bzw. 0.720.

Die graphische Aufbereitung der erzielten Bestimmtheitsmaße durch den Vergleich von gerechnetem und gemessenem  $N_{\text{eff}}$  zeigt Abbildung 38.

Die Integration der Bodenfeuchte zur Bestimmung des Abflussbeiwerts ermöglicht die Verbesserung des Bestimmtheitsmaßes um 25 % von 0.64 auf 0.80. Die Bodenfeuchte wird durch diese Untersuchung als Zustandsparameter des Gebiets bestätigt.



**Abbildung 38:** Optimierte Bestimmtheitsmaße zwischen ermitteltem  $N_{\text{eff}}$  aus der Abflussganglinie und berechnetem  $N_{\text{eff}}$  mit unterschiedlichen Kurvenanpassungen an den Bodenfeuchtesprung

#### 4.1.5 Standortfrage zur repräsentativen Messung

Die Wahl des Messstandortes wurde im Bereich der Freifläche aufgrund von Expertenwissen (Casper, 2002; Waldenmeyer, 2003) und anhand zahlreicher Feldbegehungen festgelegt. Zeigerpflanzen lieferten dabei wertvolle Information und dienten der Entscheidungshilfe. Die Aussagekraft der Messungen kann aber nur als auf das Untereinzugsgebiet beschränkt betrachtet werden, Messungen an anderen Standorten sind somit hinzuzuziehen um eine Übertragung auf eine größere Flächeneinheit gewährleisten zu können. Dabei spielt die Größe des Gebietes nur im Hinblick auf die Verteilung des gefallenen Niederschlags eine Rolle. Vielmehr ist zu beachten, dass im Einzugsgebiet des Dürreychbachs weitere Abflussbildungsprozesse auftreten Casper (2002), die mit Messungen der Bodenfeuchte für das als Sättigungsfläche ausgewiesene Untereinzugsgebiet Stillwasserhütte nicht erfassbar sind. Die Standortfrage zur Erfassung mehrerer Abflussbildungsprozesse, um somit aussagekräftige Messungen für größere Flächeneinheiten zu bekommen behandelt das Kapitel 6.

#### 4.1.6 Fehlerbetrachtung der TDR-Bodenfeuchtemessungen im Gebiet Freifläche

Die Bestimmung des Abflussbeiwerts mit Hilfe der Bodenfeuchte setzt dessen korrekte Messung voraus. Der Fehler bei Messungen der absoluten Bodenfeuchte bestimmt zum einen die Übertragbarkeit der Beobachtungen auf andere Gebiete, zum anderen die

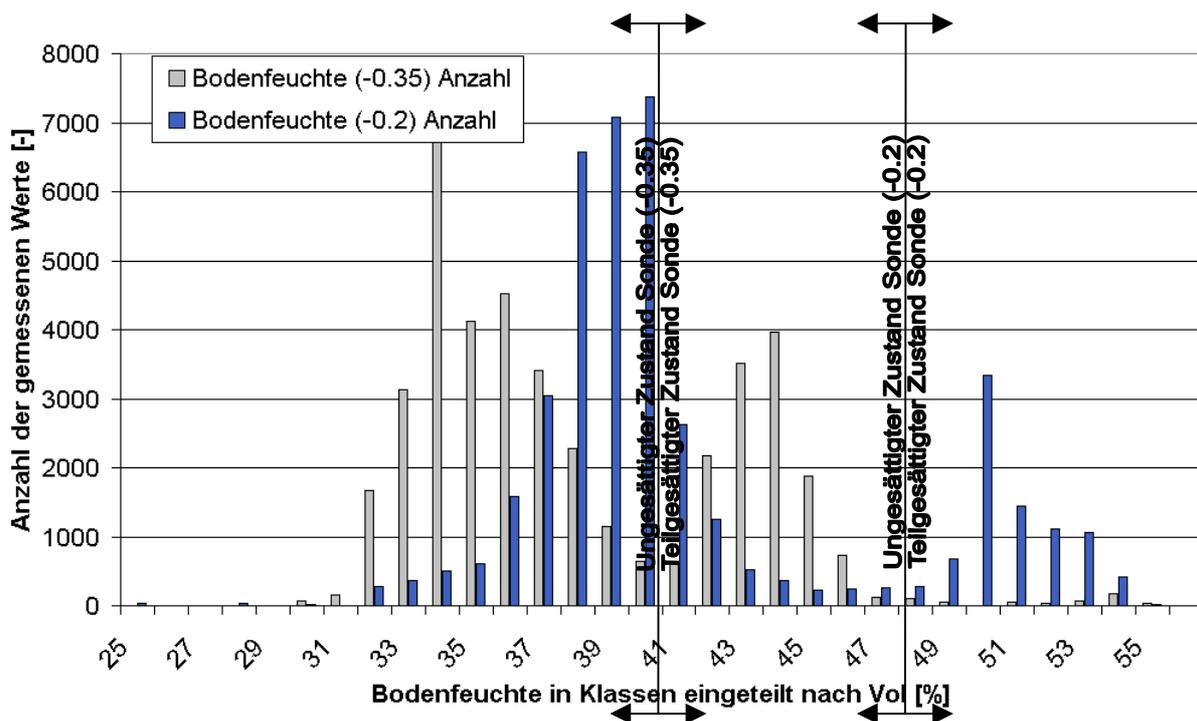
Grundlage zur weiteren Interpretation, die in Form von Absolutwerten der Bodenfeuchte oder Bodenfeuchteänderungen erfolgen kann. Die Verwendung von Bodenfeuchteänderungen als Eingangsgröße ist robuster bei saisonalen Fehlern.

Chiffard (2003) zeigt durch vergleichende Messungen von gravimetrischer Methode und TDR-Verfahren insbesondere bei Feuchtebedingungen zwischen 10 und 20 Vol% sehr starke Abweichungen, die er auf einen erhöhten Skelettgehalt zurückführt. Dieser ermittelte Gesamtfehler setzt sich aus einem produktionsabhängigen und einem verfahrensabhängigen Anteil zusammen. Der produktionsabhängige Anteil entsteht bei der Sondenherstellung und führt zu differierenden Messergebnissen bei verschiedenen Sonden. Er steht in Abhängigkeit der zulässigen Fehlertoleranzen bei der Produktion. Becker (2004) bestimmt die Abweichung einzelner Sondenparameter und zeigt deren Einfluss auf den absoluten Wassergehalt.

Der verfahrensabhängige Anteil lässt sich durch Langzeitbeobachtung unter natürlichen Bedingungen (Klima) bestimmen.

#### 4.1.6.1 Langzeitbeobachtung der Bodenfeuchte

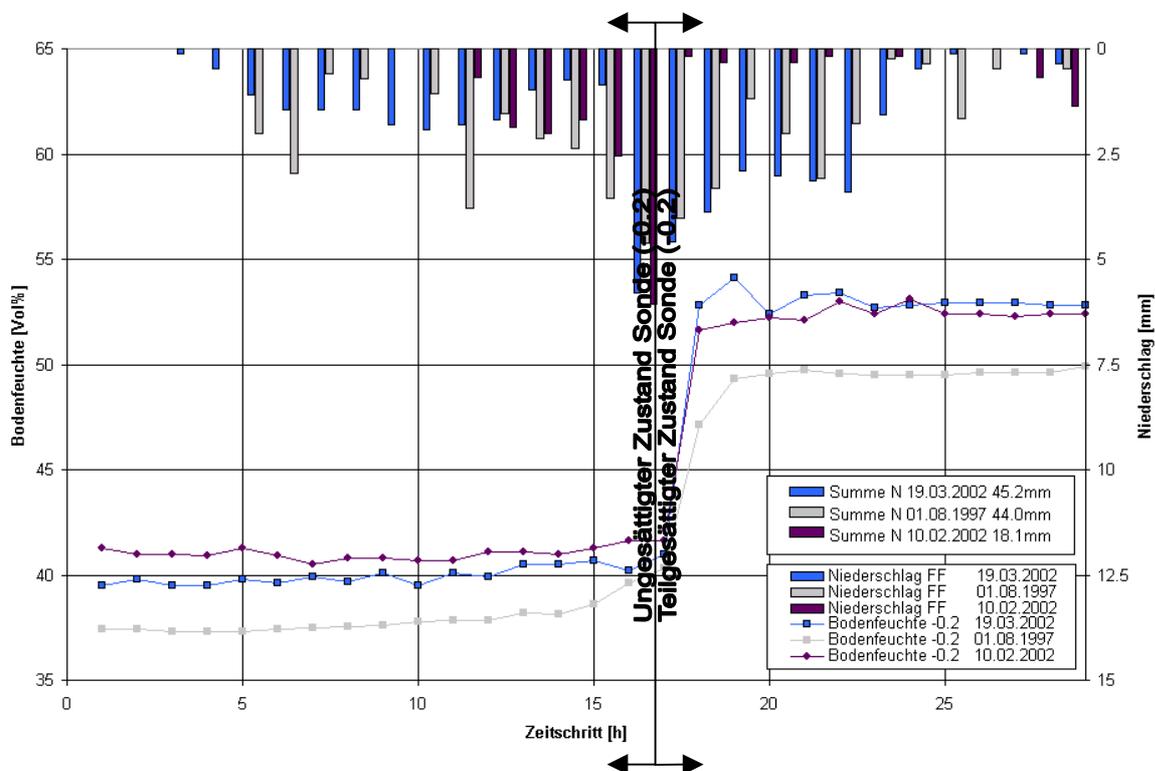
Kontinuierliche Messungen der Bodenfeuchte durch TDR-Sonden (Trime, Firma Imko) im Bereich der Freifläche (Dürreychbachtal) im Zeitraum von 12.03.1997 bis 03.12.2003 zeigen an zwei unabhängigen Messpunkten jeweils zwei Zustände die sich aufgrund ihrer Häufigkeit klar voneinander abgrenzen und als ungesättigt bzw. teilgesättigt bezeichnet werden (**Abbildung 39**).



**Abbildung 39:** Differenzierung der Feuchtemessergebnisse in ungesättigten bzw. teilgesättigten Zustand

Die Bezeichnung „teilgesättigt“ wird gewählt, da eine absolute Sättigung bei der Bewässerung eines Bodens nicht erreicht wird. In Abhängigkeit der Textur und Struktur des Bodens bleiben Teile der Poren noch luftgefüllt. Mualem (1974) zeigt das der tatsächlich erreichbare Sättigungswassergehalt etwa 0.8 – 0.95 des theoretisch möglichen entspricht. Die Trennung der Zustände erfolgt anhand der beobachteten Anzahl von Messungen in jeder Bodenfeuchteklasse, wobei der Klassenname der gerundeten Bodenfeuchte in Vol% entspricht.

Die Annahme, dass sich aufgrund von unverändertem Porenvolumen bei ausreichendem Niederschlag eine konstante Teilsättigung über mehrere Stunden einstellt wird durch die Beobachtungen der Bodenfeuchte im Gebiet Freifläche bestätigt. Dennoch stellen sich unterschiedliche Teilsättigungsniveaus ein, wie **Abbildung 40** zeigt. Dargestellt sind drei Niederschlagsereignisse und die Reaktion der Bodenfeuchte gemessen an Sonde -0.2. Das Ereignis (3) vom 10.02.2002 mit 18.1 mm Niederschlag zeigt trotz des Unterschieds der Niederschlagsmengen ein ähnliches Aufsättigungsverhalten wie das Ereignis (1) vom 19.03.2002 mit 45.2 mm. Der These das sich in beiden Fällen konstanter Wasserfluss bei ca. 52 – 53 Vol% einstellt, stellt sich das Ereignis (2) vom 01.08.1997 mit 44.0 mm entgegen. Hier findet eine Aufsättigung des Bodens auf unter 50 Vol% statt, wobei das anschließende Plateau, sowie die fortlaufenden Niederschläge ebenfalls auf konstanten Wasserfluss schließen lassen. Nach Roth (1996) ist bis zum Erreichen eines konstanten Wasserflusses innerhalb des Bodenkörpers ein Austauschprozess zu beobachten. Dieser müsste messtechnisch entweder durch das (verlangsamte, aber) stetige Ansteigen der Bodenfeuchte der Messung (2) auf eine Endfeuchte von 52 – 53 Vol% oder durch das Abfallen der Bodenfeuchte der Messung (3) aufgrund mangelnden Niederschlagswassers erfasst worden sein.



**Abbildung 40:** Unterschiedliche Teilsättigungsniveaus der Sonde -0.2 trotz weiterem ausreichendem Niederschlagsvorkommen

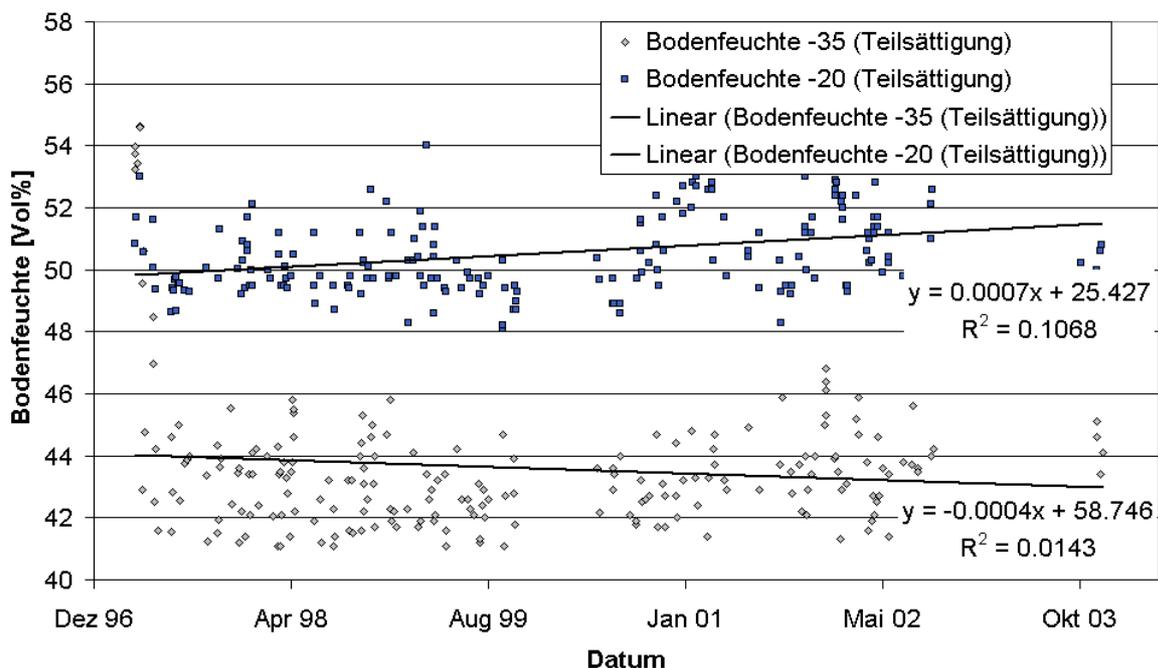
Die unterschiedlichen Teilsättigungsniveaus geben Anlass zu der folgenden Fehlerbetrachtung. Datengrundlage bieten Messwerte die sich innerhalb eines niederschlagsinduzierten Teilsättigungsplateaus befinden und zudem über einen Zeitraum von mehr als 5 Stunden eine Schwankung der Messwerte von 1 Vol% nicht überschreiten. Pro Niederschlagsereignis wird hierbei nur ein Messwert betrachtet.

#### 4.1.6.2 Teilsättigungsniveaus in Abhängigkeit der Zeit

Äußere Einflüsse können Änderungen innerhalb eines Messvolumens hervorrufen (Bsp. Schneeauflast verringert das Porenvolumen). Diese Änderungen können die Teilsättigungsniveaus mit der Zeit beeinflussen.

**Abbildung 41** zeigt die Teilsättigungsniveaus an Sonde –20 sowie an Sonde -35 im Verlauf der Zeit. Die dargestellten Zeitreihen zeigen unterschiedliche Trends, die durch lineare Trendlinien verdeutlicht werden. Die Bestimmtheitsmaße liegen bei  $R^2=0.107$  (Sonde –20) und  $R^2=0.015$  (Sonde –35).

Ein über die Zeit abnehmender volumetrischer Wassergehalt kann mit der Verminderung des Porenvolumens durch Verdichtung physikalisch begründet werden. Wurzelwachstum, intensivierte Bodenaktivität oder Subrosion bei Starkregen (Bildung von Poren) erhöht das Porenvolumen. Porenbildende Prozesse treten verstärkt im Oberboden auf. Im Gebiet Freifläche sind sie durch die erhöhte Vegetationsaktivität nach dem Sturmereignis denkbar. Das uneinheitliche Verhalten der Trendlinien findet in der Änderung des Porenvolumens eine physikalische Begründung. Die geringen Bestimmtheitsmaße zeigen jedoch die Unabhängigkeit der Teilsättigungsniveaus von der Zeit.



**Abbildung 41:** Teilsättigungsniveaus im Verlauf der Zeit

#### 4.1.6.3 Teilsättigungsniveaus in Abhängigkeit der Temperatur

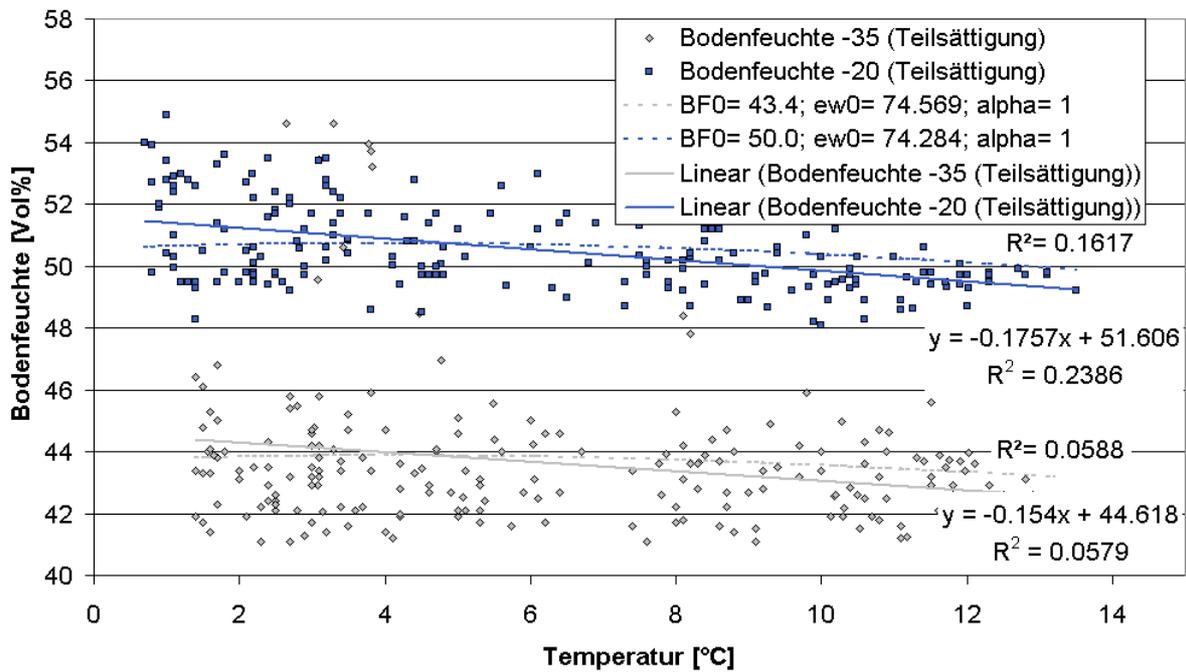
Die Temperatur hat vom mathematisch-formalen Standpunkt keinen Einfluss auf die Bodenfeuchte. Da das Messprinzip auf der Ableitung der Bodenfeuchte aus der DZ ( $\epsilon$ ) einzelner Phasen beruht, entsteht durch die Temperaturabhängigkeit der DZ von Wasserphase ein Einfluss. **Abbildung 42** zeigt Teilsättigungsniveaus an Sonde –20 und Sonde -35 in Abhängigkeit der Temperatur.

Die Bestimmtheitsmaße zwischen Temperatur und Bodenfeuchte liegen bei  $R^2= 0.043$  bzw.  $R^2= 0.0697$ . Ein signifikanter Zusammenhang ist nicht gegeben.

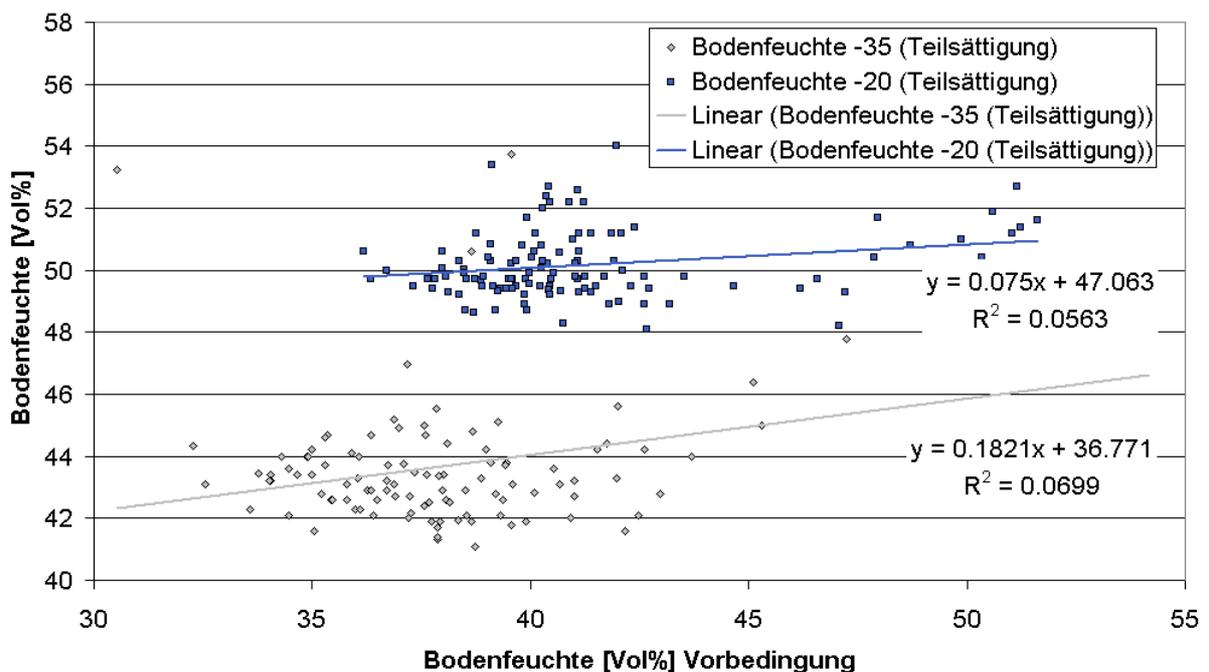
#### 4.1.6.4 Teilsättigungsniveaus in Abhängigkeit der Feuchtevorbedingung

Der Einfluss der Feuchtevorbedingungen auf das Erreichen eines konstanten Teilsättigungswassergehaltes ist aufgrund des Luft-Wasser Austausches des Bodens ebenfalls zu untersuchen. Bodenphysikalisch betrachtet wird dieser Austausch aufgrund des anwachsenden negativen Wasserpotentials beginnend bei den Grobporen hin zu den feineren Strukturen vorangetrieben. Bis zum Erreichen konstanten Wasserflusses innerhalb des Bodenkörpers ist dieser Austauschprozess zu beobachten (Roth, 1996). Er ist somit von der

Zeit und damit auch von den Vorbedingungen abhängig. **Abbildung 43** zeigt die Abhängigkeit zwischen Teilsättigungs niveaus von Vorbodenfeuchte.



**Abbildung 42:** Bodenfeuchtemessungen im teilgesättigten Bereich mit Schwankungen innerhalb von 1 Vol% über ein Messintervall von 5 Stunden. Ein Messwert pro Niederschlagsereignis in Abhängigkeit der Temperatur



**Abbildung 43:** Teilgesättigte Bodenfeuchtwerte in Abhängigkeit der Feuchtevorbedingungen

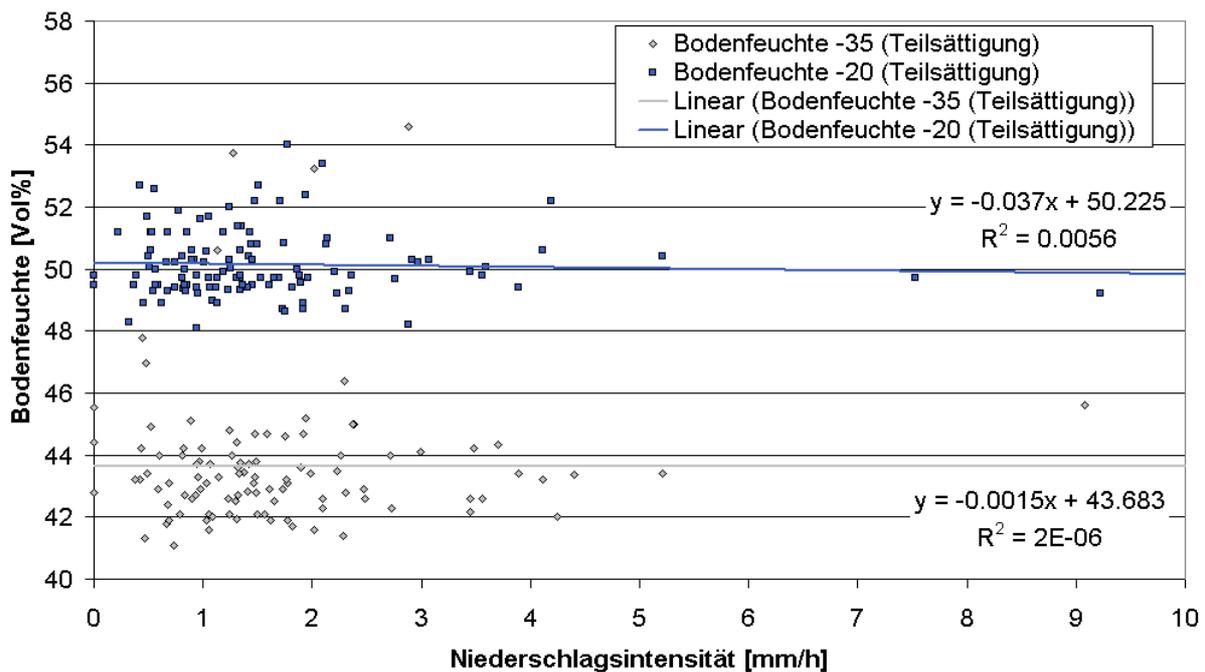
Die Bodenfeuchte als Vorbedingung wird aus dem Mittelwert der vor einer definierten Anstiegszeit von drei Stunden gemessenen fünf Werte ermittelt. Die Bestimmtheitsmaße von  $R^2 = 0.0563$  bzw.  $R^2 = 0.0699$  zeigen keinen signifikanten Zusammenhang zu den Messungen der Bodenfeuchte teilsättigung.

#### 4.1.6.5 Teilsättigungsniveaus in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität

Ebenso wie die Bodenvorfeuchte beeinflusst die Niederschlagsintensität das Erreichen der maximalen Teilsättigung. Luft einschlüsse verzögern ebenfalls den Luft-Wasser Austausch. Somit können hohe Niederschlagsintensitäten zu geringeren Bodenfeuchtwerten führen. Abbildung 44 zeigt die Bodenfeuchte in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität. Bei Bestimmtheitsmaße von  $2 \cdot 10^{-6}$  bzw.  $5 \cdot 10^{-3}$  ist ein Zusammenhang vernachlässigbar.

#### 4.1.6.6 Teilsättigungsniveaus in Abhängigkeit der Niederschlagssumme

Zur gesamten Untersuchung wurden Bodenfeuchtwerte herangezogen, die mit einem konstanten Wasserfluss im Boden verbunden sind. Der konstante Wasserfluss bedingt einen stationären inneren Systemzustand. Die Niederschlagssumme muss daher unabhängig zu den Teilsättigungsniveaus sein. Abbildung 45 zeigt die Niederschlagssumme in Bezug zu den Bodenfeuchtwerten. Die Bestimmtheitsmaße von 0.148 bzw. 0.004 zeigen einen vernachlässigbaren Zusammenhang.



**Abbildung 44:** Teilgesättigte Bodenfeuchtwerte in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität

#### 4.1.6.7 Diskussion

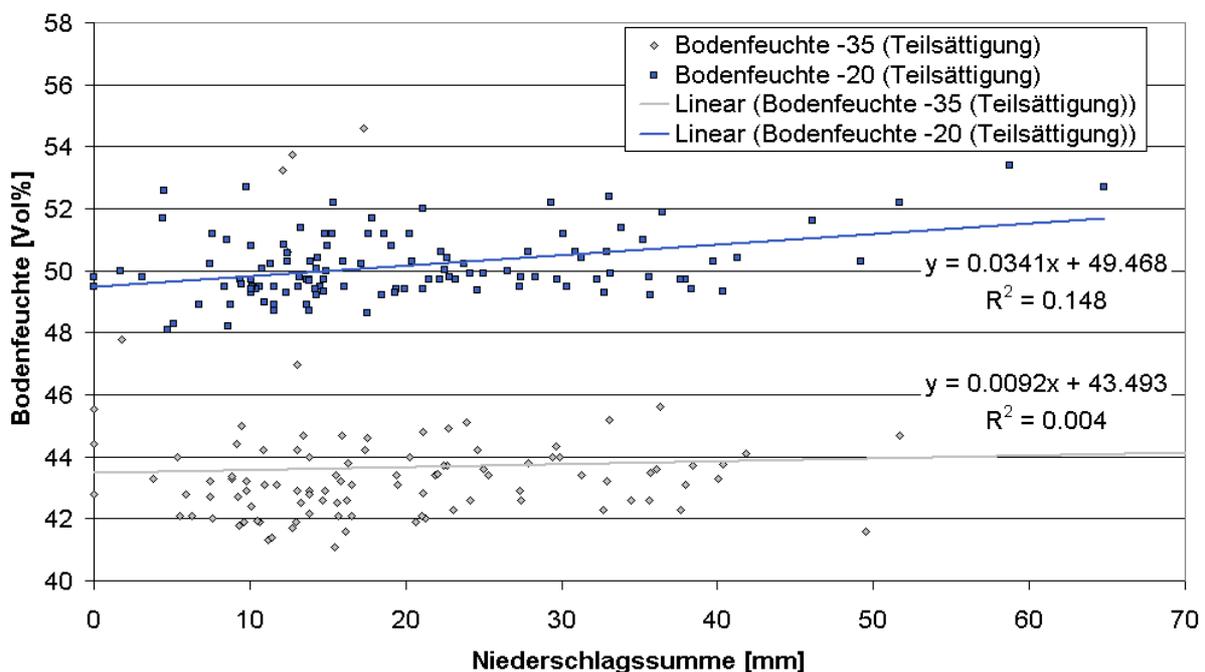
Da weder der zeitliche Verlauf der Messungen, noch die Temperatur, die Bodenvorfeuchte, die Niederschlagsintensität oder die Niederschlagssumme signifikante Abhängigkeiten zu den teilgesättigten Bodenfeuchtwerten darstellen, muss mit einem prozentualen mittleren Fehler bei der Bestimmung der Bodenfeuchte gerechnet werden der sich zwischen 1.7 % für die Sonde -0.20 und 3.1 % für die Sonde -0.35 bewegt. Für den tatsächlichen Messbereich bis maximal 55 Vol% ergibt sich ein absoluter Fehler von 3.0 Vol% bzw. 5.6 Vol%. Die

maximalen Abweichungen bezüglich des Mittelwerts ergeben sich für Sonde  $-0.20$  mit  $7.7\%$  und für Sonde  $-0.35$  mit  $25.0\%$ .

Als Fehlerursache kann die Bestimmung der Sondenlaufzeit durch das Tangentenverfahren genannt werden, das insbesondere unter feuchten Verhältnissen die 2. Flanken nur mit großen Unsicherheiten bestimmt.

Die Erklärung des Fehlers durch eine multivariate Statistik scheint wenig erfolgversprechend und wird deshalb nicht weiter verfolgt.

Der effektive Messbereich der eingesetzten Sonden liegt zwischen  $31.2\text{ Vol}\%$  und  $54.7\text{ Vol}\%$ . Ein Messfehler von über  $5\%$  macht die Verwendung der Absolutwerte der Bodenfeuchte fragwürdig. Bessere Ergebnisse sind mit der Interpretation der Bodenfeuchteänderungen zu erwarten.



**Abbildung 45:** Teilgesättigte Bodenfeuchtwerte in Abhängigkeit der Niederschlags-summe

## 4.2 Physikalisch basierte Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Verhaltens zur Darstellung der Möglichkeiten und Grenzen der Bodenfeuchte als Indikator

Die Abflussaktivität der Sättigungsfläche „Freifläche“ konnte durch Bodenfeuchtemessungen im vorangegangenen Kapitel nachgewiesen und die Schätzung des Abflussbeiwerts für diesen Bereich wesentlich verbessert werden. Um eine Übertragung des Verfahrens auf größere Gebietseinheiten mit anderen Abflussbildungsprozessen zu ermöglichen ist die Aussagekraft der Bodenfeuchte unter definierten Randbedingungen zu prüfen. Die räumlich Verteilung der Abflussbildungsprozesse durch den Einfluss der Bodenfeuchte ist für die Betrachtung einer Hochwasserwelle nur durch die veränderte Abflussbereitschaft der Flächen relevant. Diese ist - ohne die strikte Trennung in Abflussbildungsprozesse - durch physikalische basierte Simulation darstellbar.

Die Randbedingungen Bodenart, Untergrund in Form der Modellrandbedingung, Hangneigung, Niederschlagsintensität und Bodenfeuchteverteilung werden variiert und die

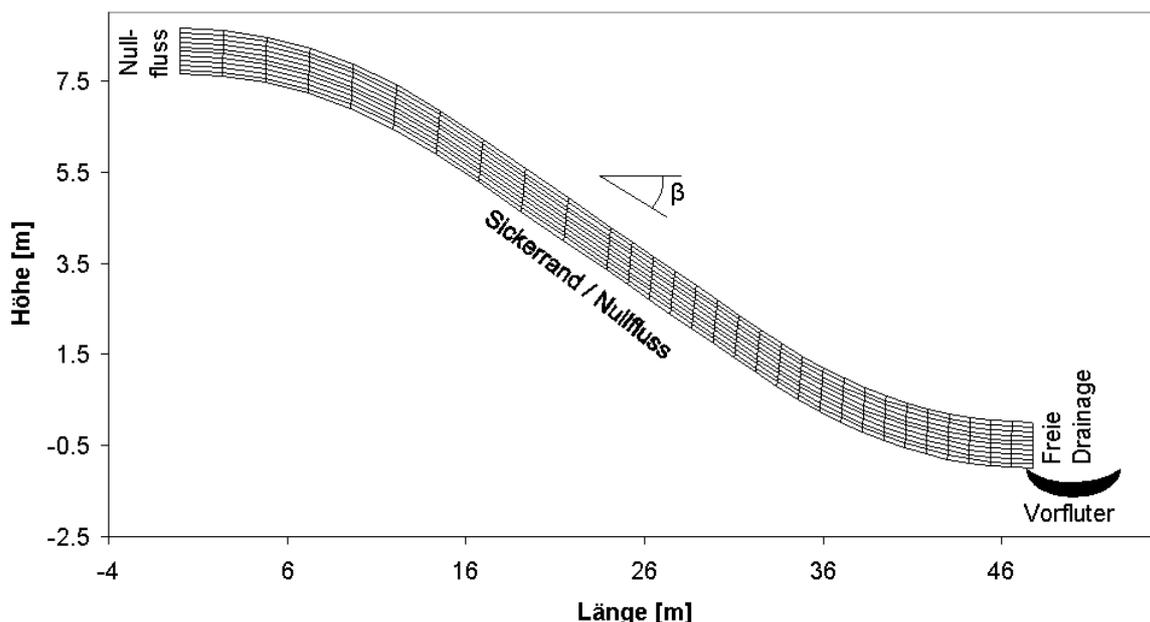
Abflussbeiwerte durch das physikalisch basierte Modell Catflow für verschiedene mittlere Bodenvorfeuchten bestimmt. Das Verhalten zwischen Bodenvorfeuchte und Abflussbeiwert gibt die Aussagekraft der Bodenfeuchte unter der betrachteten Randbedingung an und zeigt Grenzen der Bodenfeuchtemessung als Indikator des Gebietszustands auf.

#### 4.2.1 Räumliche Diskretisierung der Modellhänge (Geometrie)

Die Diskretisierung der Hanglängsschnitte zur Bestimmung der Berechnungsknoten erfolgt in einem der Topografie angepassten natürlichen Koordinatensystem.

Die Geometrien der synthetisch generierten Hänge werden durch die Variation der Hangneigungen in  $5^\circ$  Schritten zwischen  $\beta = 5^\circ$  und  $\beta = 50^\circ$ , bei einer Länge von 47.5 m definiert (**Abbildung 46**).

Die Modellhänge teilen sich in drei Bereiche auf, die Übergangsbereiche konvexer Hangkopf und konkaver Hangfuß sowie den Hangmittelteil mit definierter Neigung. Sämtliche Hänge weisen am linken Rand die Nullflussbedingungen auf. Der Unterrand besteht je nach Fragestellung aus einem Sickerrand oder einem Nullflussrand. Eine Freie Drainage ist über die gesamte Mächtigkeit von 1 m für den rechten Rand definiert. Der obere Rand besteht aus einer atmosphärischen Randbedingung, über die dem System Niederschlagswasser zugeführt wird. Jeder Hang ist in vertikaler in 10 Abschnitte, in horizontaler Richtung in 30 Abschnitte diskretisiert, die sich am Hangfuß verdichten.



**Abbildung 46:** Räumliche Diskretisierung des Hanges der Steigung  $\beta = 15^\circ$  (überhöhte Darstellung)

#### 4.2.2 Synthetisch generierte Niederschläge (Niederschlagsdaten)

Anhaltswerte für realitätsnahe Niederschlagsereignisse lassen sich für den Bereich der Bundesrepublik Deutschland aus dem KOSTRA-Atlas (DWD, 1997) ermitteln. Im Projekt KOSTRA (Koordinierte Starkniederschlags-Reionalisierungs-Auswertung) wurde das extremwertstatistische Verhalten von gemessenen Niederschlägen und deren räumliche Verteilung für die Bundesrepublik Deutschland untersucht und Starkniederschlagshöhen, unterteilt in Jährlichkeiten ( $T_n$ , Wiederholungszeitspanne, Widerkehrintervall) und Niederschlagsdauern ( $D$ ), als Tabellen- und Kartenwerk zusammengestellt. Die räumliche und zeitliche Variabilität des Niederschlages ist in angegebenen Toleranzgrenzen ( $\Delta N = \pm 10\%$  bei  $T_n = 1$  a und  $\Delta N = \pm 20\%$  bei  $T_n = 100$  a) berücksichtigt. Die maximale Jährlichkeit beträgt

dabei  $T_n = 100$  a. Eine (statistisch nicht abgesicherte) Extrapolation auf größere Jährlichkeiten (1000 a) kann lediglich durch die visuelle Kontrolle des Verlaufs des Häufigkeits-Dauer-Niederschlagshöhen Diagramms plausibilisiert werden.

Im Anhang befindet sich eine auf KOSTRA basierende Auswertung für Niederschläge der Jährlichkeiten 10, 20, 50, 100, 200, 500 und 1000 sowie der Niederschlagsdauern 15 min, 30 min, 60 min, 90 min, 2 h, 4 h, 6 h, 9 h, 12 h, 18 h, 24 h, 48 h und 72 h für den Bereich der Sulm dargestellt in tabellarischer und graphischer Form.

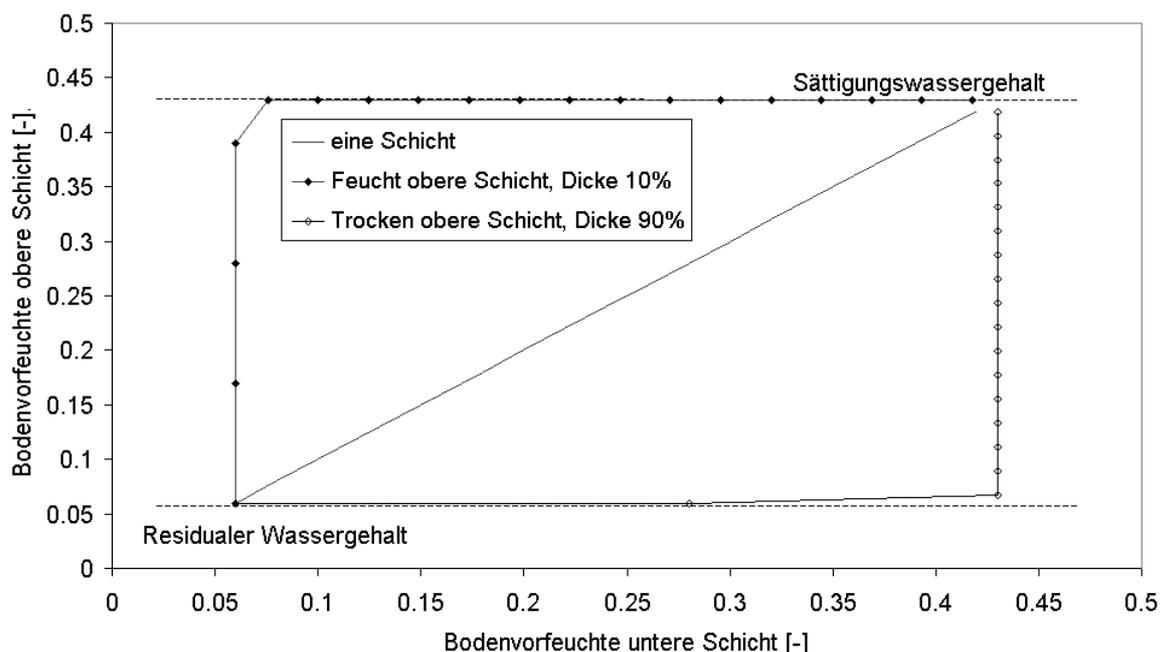
Beispielhaft sei hier der Wert des 100-jährlichen, 1-stündigen Niederschlags mit 47 mm angegeben.

### 4.2.3 Anfangsbedingungen der Bodenfeuchte

Die Modellhänge werden mit den beschriebenen Niederschlagsbelastungen unter variablen Anfangsbedingungen beaufschlagt. Die angegebene Anfangsbedingung der Bodenfeuchte schwankt dabei zwischen dem residualen Wassergehalt als Mindestwert und dem Sättigungswassergehalt als Maximalwert. Beide Werte stehen in Abhängigkeit zum Boden und werden innerhalb der Van Genuchten (1980) und Mualem (1976) Parametrisierung angegeben. Die Anfangsbedingung der Bodenfeuchte wird mit der Tiefe durch die Definition zweier Feuchteschichten variiert. Diese Schichten werden in ihrer Dicke ebenfalls veränderlich gehalten. Drei explizite Fälle mit jeweils dem gleichen Mittelwert werden unter Berücksichtigung des Residual- bzw. Sättigungswassergehalts formuliert, die im einzelnen wie folgt aufgebaut sind:

1. Gleicher Bodenvorfeuchtwert für beide Schichten (eine Schicht)
2. Feuchtere Schicht der Dicke 10 cm an der Bodenoberfläche, trockenere Schicht der Dicke 90 cm darunter
3. Trockenere Schicht der Dicke 90 cm an der Bodenoberfläche, feuchtere Schicht der Dicke 10 cm darunter.

Beispielhaft ist die Zuweisung der Bodenvorfeuchte zu den Bodenschichten eines lehmigen Sands für die beschriebenen Fälle in Abbildung 47 aufgeführt.



**Abbildung 47:** Variationen der Bodenvorfeuchte für einen geschichteten, lehmigen Sand

#### 4.2.4 Ergebnisse

Für einen lehmigen Sand (residualer Wassergehalt: 5.7 Vol%, Sättigungswassergehalt 43 Vol%) einen Lehm (residualer Wassergehalt: 7.8 Vol%, Sättigungswassergehalt 43 Vol%) und einen Schluff (residualer Wassergehalt: 3.4 Vol%, Sättigungswassergehalt 46 Vol%) wird für den Modellhang mit einer Neigung von 15° eine Niederschlagsbelastung von 47 mm in einer Stunde aufgebracht (ein Niederschlag, der im Einzugsgebiet der Sulm einer Jährlichkeit von etwa 100 a entspricht). Unter variablen Bodenvorfeuchtebedingungen wird der Abflussbeiwert betrachtet, der sich nach der Definition der Modellrandbedingung des Hanges aus Oberflächenabfluss und Ausfluss aus dem rechten Rand (Freie Drainage) zusammensetzt.

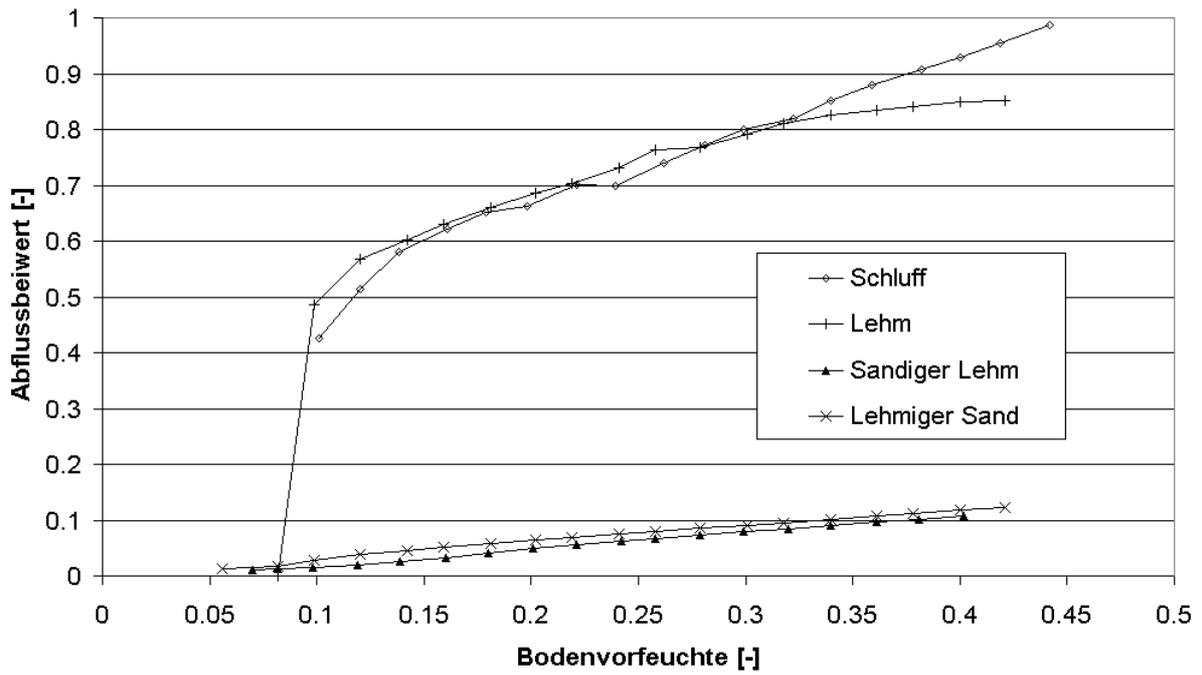
Es zeigt sich, dass ein lehmiger Sand genauso wie ein sandiger Lehm bei gleichem Niederschlag eine fast lineare Beziehung zwischen Bodenfeuchte und Abflussbeiwert aufweist (**Abbildung 48**). Lehm und Schluff verhalten sich hingegen logarithmisch. Bei einer Bodenfeuchte von 10 Vol% liegt der Abflussbeiwert für Lehm bei 0.48, für Schluff bei 0.42. Der Abfluss besteht in beiden Fällen aus Oberflächenabfluss (89 % bei Lehm, 93 % bei Schluff), der in Form von Return Flow auch mit dem Bodenkörper interagieren kann. Bei Bodenfeuchten um 40 Vol% zeigt Lehm eine verminderte Steigung des Abflussbeiwerts. Diese resultiert aus der erhöhten hydraulischen Leitfähigkeit, die an die Niederschlagsintensität von 47 mm/h reicht. Die hydraulische Leitfähigkeit des Schluffs bleibt auch für hohe Bodenfeuchten unterhalb der beaufschlagten Niederschlagsintensität, weshalb der Abflussbeiwert konstant ansteigt. Durch die Vernachlässigung der Makroporen ist das Infiltrationsvermögen der Böden reduziert, was bei bindigem Material schnell zu Oberflächenabfluss führt. Die Böden mit Sandkompartimenten zeigen aufgrund der hohen hydraulischen Leitfähigkeit keine oberflächlich abfließenden Komponenten. Zusätzlich perkoliert das infiltrierte Wasser durch die definierte Sickerrandbedingung am unteren Rand und ist somit für die Abflussbilanz nicht mehr verfügbar. Daraus resultieren niedrige Abflussbeiwerte die sich, durch den homogenen Bodenaufbau mit gleichen hydraulischen Leitfähigkeiten in x- und z-Richtung, ausschließlich aus Interflow-Komponenten des Hangfuß' zusammensetzen. Die Anfangsbedingungen der Bodenfeuchte oberhalb der Feldkapazität erscheinen ausschlaggebend für den linearen Anstieg im Abfluss.

Den Einfluss der unteren Modellrandbedingung zeigt **Abbildung 49**. Dabei lassen sich grundsätzlich zwei Verhalten unterscheiden:

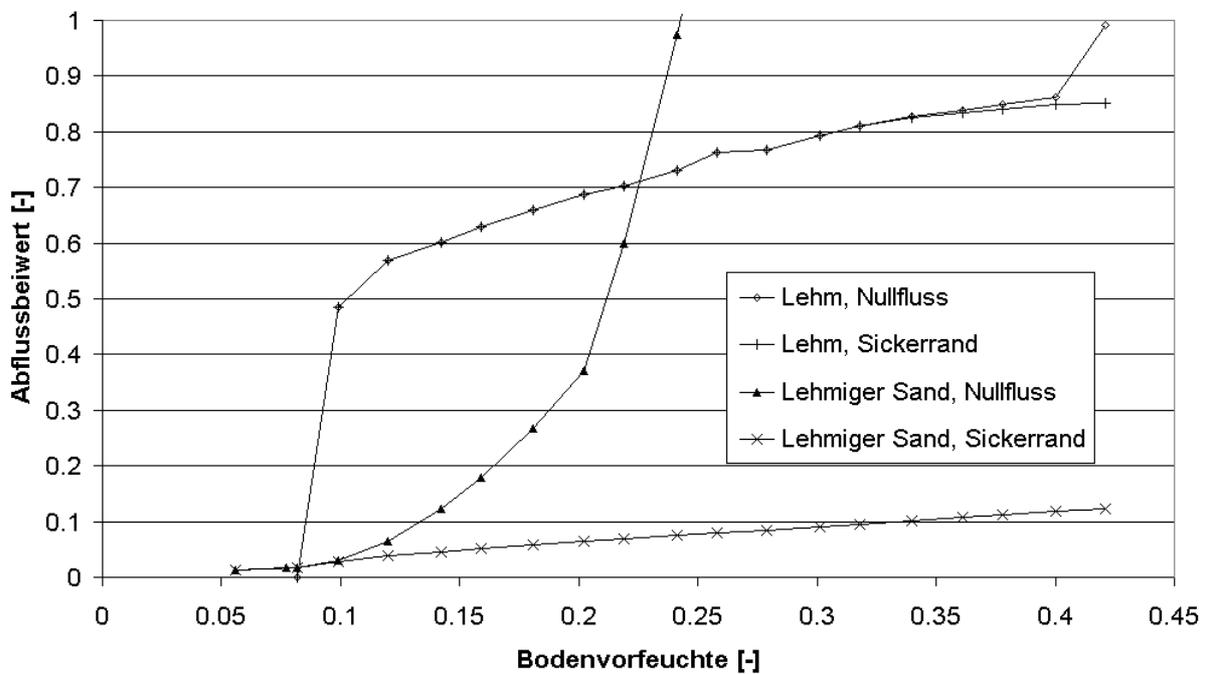
Der durch Oberflächenabfluss geprägte Lehm zeigt nur bei hohen Bodenfeuchten eine Erhöhung des Abflussbeiwerts. Das als Bodenvorfeuchtebedingung definierte Wasserangebot oberhalb der Feldkapazität kann ohne Sickerrand als untere Modellrandbedingung nicht perkolieren, fließt entlang des unteren Modellrands hangabwärts und tritt als Interflow aus dem rechten Modellrand.

Die hohen hydraulischen Leitfähigkeiten des lehmigen Sands bringen aufgrund der unteren Modellrandbedingung eine vollständige Veränderung des Abflussbeiwertverhaltens. Kann der Niederschlag in den Boden infiltrieren und durch den unteren Rand perkolieren ist nur bei hohen Bodenfeuchten eine Interflow-Komponente feststellbar. Bei der Nullfluss-Randbedingung wird die Perkolation unterbunden und es stellt sich ein Fließen im Bodenkörper entlang des unteren Modellrands ein. Aufgrund der hohen hydraulischen Leitfähigkeit und der niedrigen Feldkapazität des lehmigen Sands, besitzt der Boden nur geringe Fähigkeiten Wasser zu halten. Daher kommt es bereits bei niedrigen Bodenfeuchten zu erheblichen Abflussbeiwerten, die bei Bodenvorfeuchten oberhalb der Feldkapazität den Abflussbeiwert von 1 auch überschreiten. Das Bodenvolumen gibt in diesem Fall auch ohne Niederschlag Wasser ab, welches das Ergebnis stark beeinflusst.

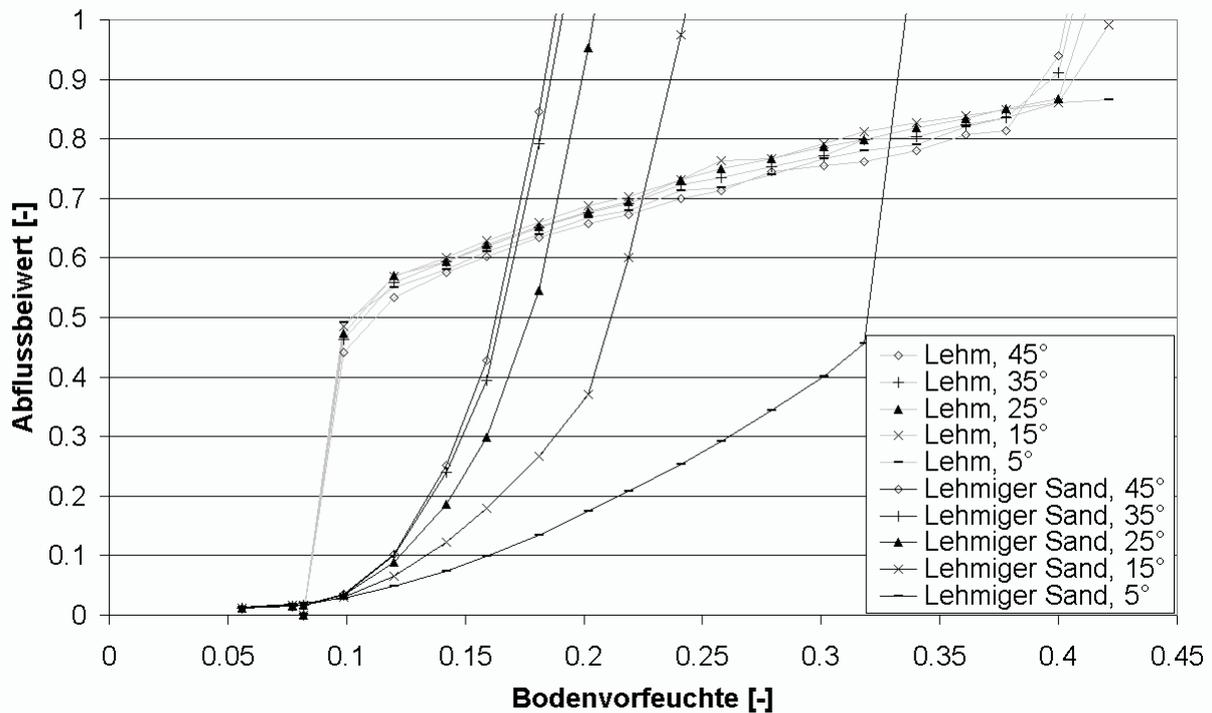
Bei einem homogenen Boden mit homogener Feuchte bestimmt das Gravitationspotential die Fließrichtung. Wenn Wasser infiltrierte führt eine Sickerrandbedingung am unteren Rand zur annähernd vollständigen Perkolation, unabhängig von der Hangneigung. Die Variation der Hangneigung macht deshalb nur mit veränderten hydraulischen Leitfähigkeiten im Bodenkörper oder am Unterrand Sinn.



**Abbildung 48:** Abflussbeiwerte in Abhängigkeit der mittleren Bodenvorfeuchte und der Bodenart (Niederschlagsdauer: 1 h, Niederschlagshöhe: 47 mm, Hangneigung: 15°, unterer Rand: Sickerrand)



**Abbildung 49:** Abflussbeiwerte in Abhängigkeit der mittleren Bodenfeuchte und der unteren Modellrandbedingung (Niederschlagsdauer: 1 h, Niederschlagshöhe: 47 mm, Hangneigung: 15)



**Abbildung 50:** Veränderung der Abflussbeiwerte in Abhängigkeit der mittleren Bodenvorfeuchte und der Hangneigung (Niederschlagsdauer: 1 h, Niederschlagshöhe: 47 mm, Hangneigung: 15°, unterer Rand: Nullfluss)

In **Abbildung 50** ist die Änderung der hydraulischen Leitfähigkeit durch eine Nullflussbedingung am Unterrand realisiert.

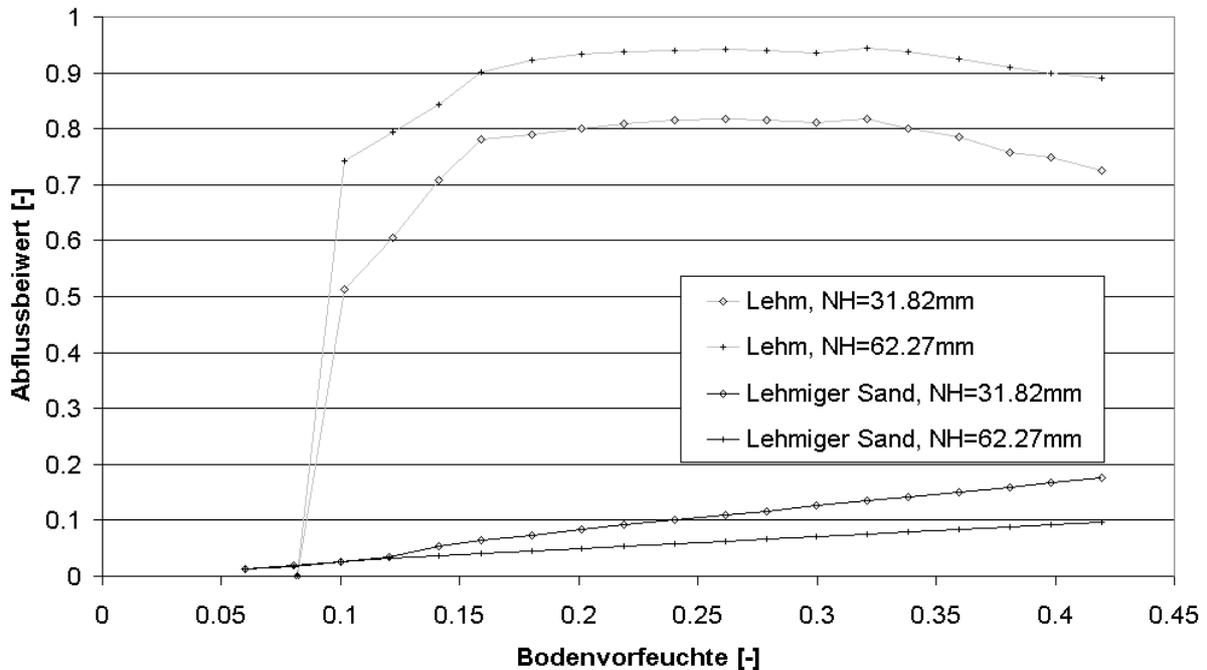
Abflussverändernd wirkt sich die Hangneigung in dem durch Zwischenabfluss geprägten lehmigen Sand aus. Aufgrund des Gravitationspotentials infiltriert Wasser bis zum Unterrand und propagiert entlang diesem. Die Wasserverlagerung schafft gesättigte Verhältnisse vom Hangfuß bis in den Hang hinein. In Abhängigkeit der Hangneigung entsteht ein Druckpotential, das über die Menge der Exfiltration entscheidet.

Im Gegensatz dazu zeigt der Lehm kein verändertes Abflussverhalten bei der Variation der Hangneigung. Lediglich das Einsetzen von Zwischenabfluss, der aus der Überschreitung der Feldkapazität rührt, findet abhängig von der Hangneigung statt. Es ist zu erwarten, dass sich die Abflusskonzentration des durch Oberflächenabfluss dominierten Bodens verändert, da die Oberflächenfließgeschwindigkeit an die Hangneigung gekoppelt ist.

Überschreitet die Niederschlagsintensität das Infiltrationsvermögen eines Bodens wird Oberflächenabfluss produziert. Das Infiltrationsvermögen ist durch die hydraulische Leitfähigkeit eines Bodens gekennzeichnet. Die Beziehung zwischen Bodenfeuchte und Leitfähigkeit ist monoton steigend und erreicht infolgedessen ihr Leitfähigkeitsmaximum unter hohen Bodenfeuchten. Die homogene Bodenvorfeuchte bedingt eine homogene hydraulische Leitfähigkeit durch den kompletten Bodenkörper. Eine wesentliche Veränderung der Abflussbeiwerte kann nur durch die Trennung der Abflussanteile Interflow und Oberflächenabfluss erfolgen, was durch eine Sickerrandbedingung am Unterrand gewährleistet wird.

Die Van Genuchten-Parametrisierung mit Koeffizienten nach Carsel & Parrish (1988) liefert eine maximale hydraulische Leitfähigkeit für Lehm von 3.7 mm/h und für lehmigen Sand von 96.7 mm/h, Makroporen werden vernachlässigt. Für Lehm ist durch die Verkleinerung des prozentualen Anteils der Perkolation eine Erhöhung der Abflussbeiwerte bei höherer Niederschlagsbelastung festzustellen. Lehmiger Sand zeigt durch die Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit unter feuchteren Bedingungen ein umgekehrtes Verhalten: Kleinere Niederschlagsbelastungen führen zu höheren Abflussbeiwerten.

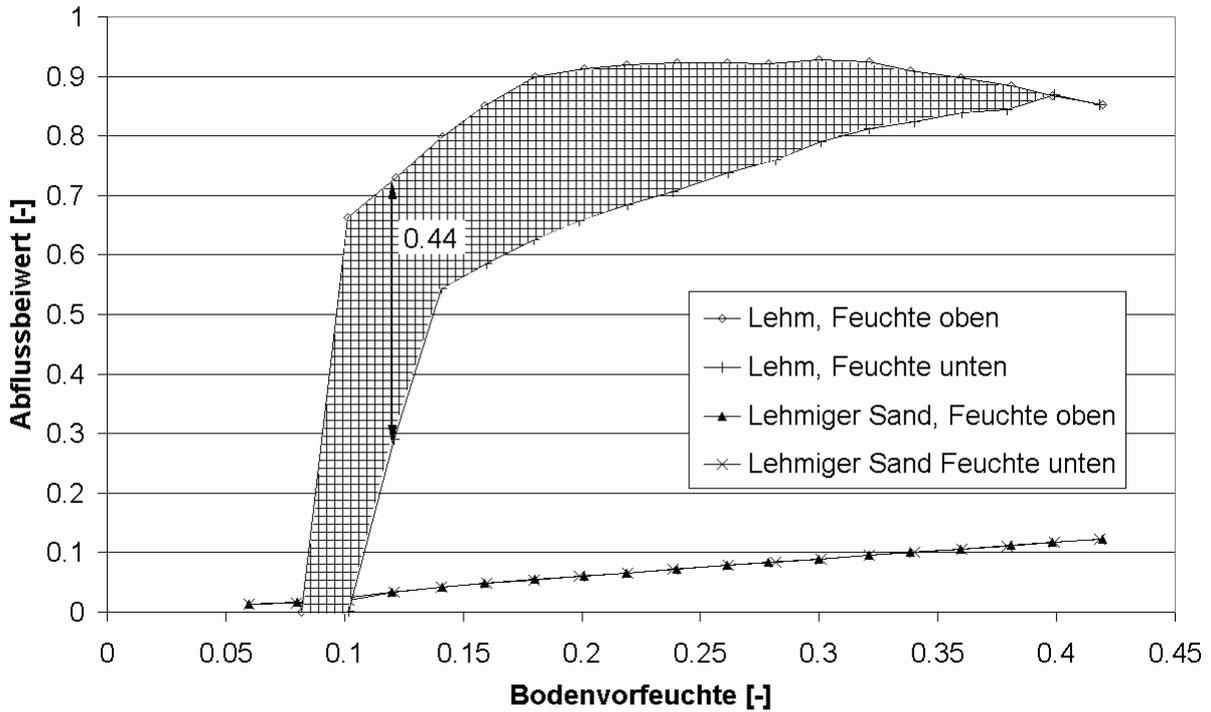
Die Änderung der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Bodenfeuchte macht die vertikale Variation der Bodenvorfeuchteverteilung interessant. Die Definition einer mit angrenzenden Schichten verglichenen feuchten Schicht lässt aufgrund der erhöhten hydraulischen Leitfähigkeiten ein präferenzielles Fließen innerhalb der Schicht vermuten. Das Bodenvolumen unterhalb dieser Schicht steht einer Aufsättigung nicht zur Verfügung, das durch den Boden aufgenommene Niederschlagsvolumen wird geringer.



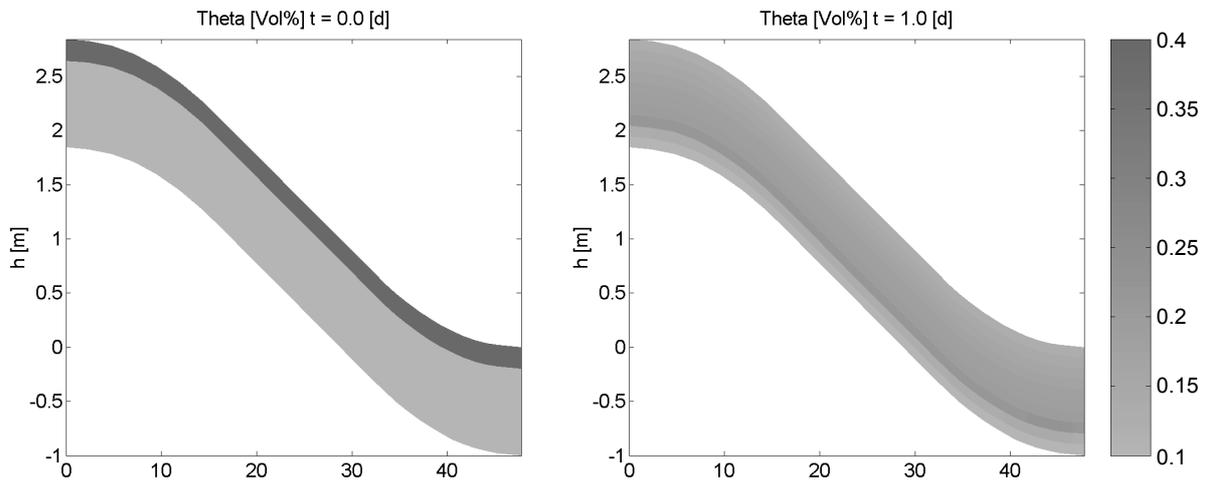
**Abbildung 51:** Veränderung der Abflussbeiwerte in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität (Niederschlagsdauer: 1 h, Hangneigung: 15°, unterer Rand: Sickerrand)

Die Variation der vertikalen Feuchteverteilung führt in Abhängigkeit der Bodenart zu unterschiedlichen Ergebnissen. Die hohe hydraulische Leitfähigkeit des lehmigen Sands gleicht die Bodenfeuchtedifferenz zwischen feuchter und trockener Schicht schnell aus (**Abbildung 53**). Der Abflussbeiwert ist hier unabhängig von der vertikalen Feuchteverteilung.

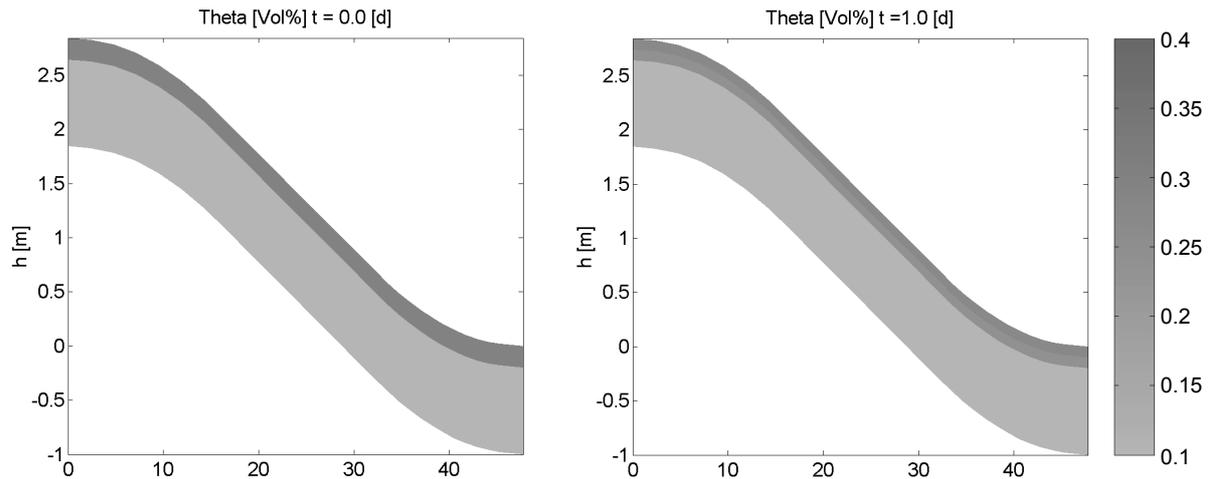
Die feuchte Schicht im Lehm kann hingegen als annähernd stationär betrachtet werden (**Abbildung 54**). Die Funktion der Leiterschicht bleibt somit während des Ereignisses erhalten. Der darunter liegenden Schicht wird kaum Wasser zugeführt, sie steht der Pufferung des Niederschlags nicht zur Verfügung. Die vertikale Feuchteverteilung ist hier entscheidend für den Abflussbeiwert. Der Vergleich der Abflussbeiwerte mit feuchter Schicht am Oberrand bzw. Unterrand bringt Differenzen des Absolutwertes von 0.44 (Erhöhung um über 150 %, **Abbildung 52**).



**Abbildung 52:** Veränderung der Abflussbeiwerte in Abhängigkeit der Bodenfeuchteverteilung (Niederschlagsdauer: 1h, Niederschlagshöhe: 47 mm, Hangneigung: 15°, unterer Rand: Sickerrand)



**Abbildung 53:** Veränderung der Bodenfeuchteschicht für sandigen Lehm zu den Zeitpunkten 0h und 24 h



**Abbildung 54:** Veränderung der Bodenfeuchte bei Lehm, Zeitpunkte 0 h und 24 h.

### 4.3 Diskussion

Die Analyse eines Teileinzugsgebiets des Dürreych-Baches (Freifläche / Stillwasserhütte) zeigt qualitativ die Bedeutung der Bodenfeuchte für die Steuerung des Sättigungsflächenabflusses. Die differenzierte Zuweisung von Abflussverhältnissen zu Bodenfeuchtesonden in unterschiedlichen Einbautiefen zeigt das Potential, das von tiefenaufgelösten Messungen ausgeht.

Quantitativ ist unter Beachtung der Bodenfeuchteverhältnisse im Bereich Freifläche eine wesentliche Verbesserung der Abflussbeiwertvorhersage erreicht. Die Bestimmtheitsmaße konnten von 0.64 auf 0.795 erhöht werden. Die dazu notwendige Rückrechnung auf den Anfangsverhältnisse der Bodenfeuchte ist durch die Ausbringung weiterer Sonden, die eine nähere Anbindung an das Gewässer aufweisen, hinfällig.

Die Abschätzung des Abflussbeiwerts aus Messungen der Bodenfeuchte ist erwartungsgemäß nur bei bestimmten Bodenarten und unter bestimmten Randbedingungen erfolgversprechend. Sande und stark sandhaltige Bodenarten ohne lokalen Stauer oder Grundwasseranschluss liefern undifferenzierte Messungen ohne signifikanten Informationsgehalt und damit unbrauchbare Messergebnisse. Bei Bodenarten wie Tonen, die durch geringe hydraulische Leitfähigkeiten das Eindringen von Wasser in den Bodenkörper fast vollständig verhindern, ist die Messung ebenfalls undifferenziert. In den übrigen Fällen beinhaltet die vertikale Verteilung der Bodenfeuchte wichtige Informationen über die zu erwartende Abflussreaktion.

Der Mittelwert der Bodenfeuchte als Anfangsbedingung kann über das zu erwartende Abflussverhalten täuschen. Insbesondere bei Sättigungszonen in den oberen Bodenhorizonten z.B. durch lokale Stauer ist mit deutlich erhöhtem Abflussbeiwert zu rechnen, als auf Basis der mittleren Bodenvorfeuchte geschätzt würde. Eine profil- und zeitaufgelöste Bodenfeuchtemessung die nicht nur als Anfangsbedingung mitgeführt wird kann eine wesentliche Verbesserung der Schätzung des Abflussbeiwertes bringen.

Niederschlagsintensitäten, die die hydraulische Leitfähigkeit deutlich überschreiten, begrenzen die durch Bodenfeuchtemessungen verbesserten Abflussbeiwertvorhersage. Eine Interaktion zwischen Niederschlag und Boden findet in diesen Fällen nicht statt, eine Messung ist nicht zielführend. Zudem verliert die Bodenvorfeuchte mit zunehmender Niederschlagsdauer ihren Einfluss auf das Abflussverhalten.

Um eine wesentliche Verbesserung der Abflussbeiwertsschätzung zu bekommen muss Messtechnik vorhanden sein, die eine tiefenaufgelöste Feuchtemessung an Standorten mit

unterschiedlicher Anbindung an das Gewässer ermöglicht. Bei der Wahl der Messstandorte ist die Bodenart entscheidend über die Aussagekraft der Messungen. Zudem muss bei der Betrachtung großer Flächeneinheiten die messtechnische Einbindung der vorhandenen Abflussbildungsprozesse gewährleistet sein.

## 5 Messtechnik zur differenzierten Beurteilung der Abflussbereitschaft

Die Bedeutung der Bodenfeuchte auf das Abflussgeschehen konnte im vorangegangenen Kapitel anhand von gemessenen Niederschlag-Abfluss-Ereignissen und physikalisch basierten Simulationen dargestellt und der Einfluss der vertikalen Bodenfeuchteverteilung auf das Abflussverhalten quantifiziert werden. Die räumlich aufgelöste Messung ist auf Einzugsgebietsskala mit den vorhandenen Messmethoden und der gewünschten Profiltiefe nicht möglich, was eine Methode nötig macht, die den folgenden Anforderungen entspricht:

- Ermittlung von horizontalen bzw. vertikalen Bodenfeuchteprofilen,
- schnelle Verfügbarkeit der Bodenfeuchteinformation,
- geringe Störung des Bodens,
- Feldtauglichkeit / Robustheit,
- Dauerhafte Einsetzbarkeit.

Zudem müssen die Probleme bei der Messung im Boden unter Freilandbedingungen, wie die Inhomogenitäten der verschiedenen Bodenarten und die starke zeitliche Veränderungen der Eigenschaften durch Witterung und Vegetation, beachtet werden.

Im Folgenden wird die Entwicklung eines TDR-Messclusters für den operationellen Betrieb vorgestellt (Kapitel 5.1) und im feldmaßstäblichen Vorversuch getestet (Kapitel 5.2), sowie die Fragestellung der zeitlichen (Kapitel 5.3) und räumlichen (Kapitel 5.4) Auflösung angegangen.

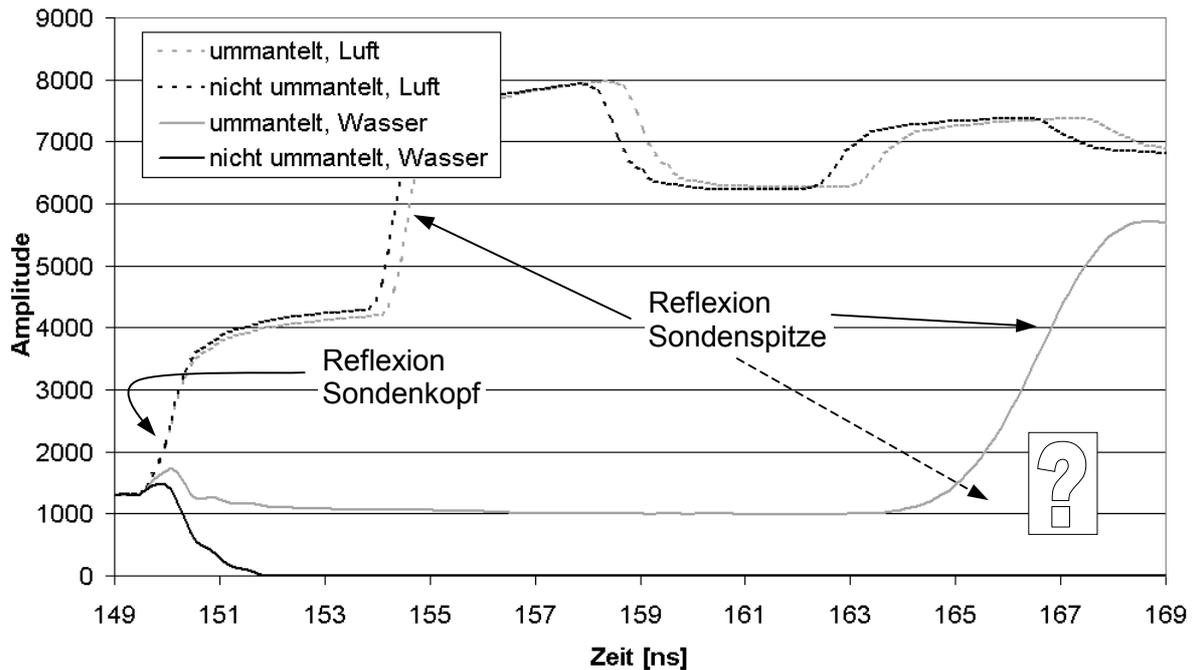
### 5.1 Entwicklung eines TDR-Messclusters für den operationellen Betrieb

Die Entwicklung eines TDR-Messclusters teilt sich auf in die Entwicklung von Dreistabsonden zur profilaufgelösten Messung und deren Steuerung, sowie in das Datenhandling der gemessenen und rekonstruierten Feuchteinformation.

#### 5.1.1 Entwicklung einer TDR-3-Stabsonde zur profilaufgelösten Messung (SuSu03)

Wie in Kapitel 2.2.3 beschrieben, ist die Verteilung der Bodenfeuchte im Bodenkörper wesentlich für den oberflächennahen Transport von Wasser in Form von Interflow bzw. Oberflächenabfluss. Somit reicht der Mittelwert der Bodenfeuchte für aussagekräftige Messungen nicht aus, profilaufgelöste Messungen sind mit den vorhandenen Sonden nicht durchführbar, ohne das Bodengefüge durch den Einbau nachhaltig zu stören. Daher ist die Entwicklung von Sonden notwendig, die einen vertikalen Einbau von der Oberfläche aus erlauben und zudem die für eine profilaufgelöste Bodenfeuchterekonstruktion notwendige Impulsstärke am Sondenende aufweisen, um, wie in Kapitel 0 beschrieben, die ansteigende Flanke am Stabende mit großer Genauigkeit bestimmen zu können. Der Impuls wird hauptsächlich vom Wassergehalt und der Leitfähigkeit der Bodenwasserlösung gedämpft (Dalton, 1986) und kann bei hohen Bodenfeuchten zu Null werden (**Abbildung 55**).

Für künstlich geschaffene Erdbauwerke wurde hierzu ein Flachbandkabel (Hübner, 2004) entwickelt, dass durch seine isolierende Ummantelung die Detektierung der Flanken ermöglicht. Durch den invasiven Einbau dieses Kabels in den Probenkörper ist die Verwendung im natürlich gewachsenen Boden nicht möglich. Um auch hier Flanken detektieren zu können ist eine Dreistabsonde entwickelt worden, die auch bei hohen Bodenfeuchten eine geringere Dämpfung des Impulses aufweist, dabei jedoch in der Lage ist, die Bodenfeuchtestruktur des umgebenden Materials abzubilden. Diese Vorgabe konnte durch die Verwendung von ummantelten Sondenstäben erreicht werden.



**Abbildung 55:** Messungen mit ummantelten und unummantelten Stäben der Dreistabsonde

### 5.1.1.1 Technische Beschreibung

Die Dreistabsonde besteht aus einem Sondenkopf und 3 Sondenstäben. Am Sondenkopf wird ein hochfrequenztaugliches, koaxiales Anschlusskabel vom Typ RG213 über Imbusschrauben (M8) auf die drei runden Sondenstäbe aus Edelstahl verteilt. Die Imbusschrauben sind in gefrästen Taschen in einem robusten Polyvinylchlorid-Block (PVC-Block) eingefasst. Der Innenleiter (Seele) des Koaxialkabels leitet über einen Kabelschuh zur mittigen Schraube, die Abschirmung ist auf die beiden Außenschrauben gleichmäßig verteilt. Die Imbusschrauben sind mit einem Innengewinde (M5) versehen, in die sich von der Block-Unterseite die ummantelten Sondenstäbe einschrauben lassen. Die Stab-Ummantelung wird von einem PVC-Rohr mit der Wandstärke von 1.2 mm gebildet. Eine Sondenspitze aus PVC schafft eine durchgängige Ummantelung der Sondenstäbe.

Die Länge der Sondenstäbe ist aufgrund der mechanischen Belastung während des Einbaus und der Dämpfung des Eingangssignals begrenzt. Die Stäbe haben eine Länge von 60 cm bei einem Durchmesser von 6 mm, inklusive Ummantelung 8.4 mm. Die PVC-Ummantelung wird entweder durch Druck oder durch Zug auf den Stahlstab aufgebracht. Für die Druckummantelung wird das PVC-Rohr in eine Stahlhalterung gegeben und auf den Stahlstab unter Zugabe von Schmiermittel gedrückt. Für die Zugummantelung wird das PVC-Rohr auf 120° C erhitzt. Mit der erhöhten Elastizität wird die Ummantelung über den Stahlkern gezogen.

Ein über das koaxiale Anschlusskabel geschobener Amidon-Ringkern verringert Verluste des Hochfrequenzsignals, die durch Mantelwellen entstehen.

Die Oberseite des PVC-Blocks ist mit einem PVC-Deckel fest verklebt um das Eindringen von Wasser zu vermeiden. Die entstehenden Hohlräume der Aufnahmetaschen für die Imbusschrauben sind mit Gießharz gefüllt. An der Unterseite verhindert eine Dichtung (O-Ring) um den Edelstahlleiter, die zwischen PVC-Ummantelung und PVC-Block gekontert ist, das Eindringen von Wasser.

**Abbildung 56** zeigt die technische Zeichnung der Sonde mit allen wesentlichen Bauteilen und Abmessungen.

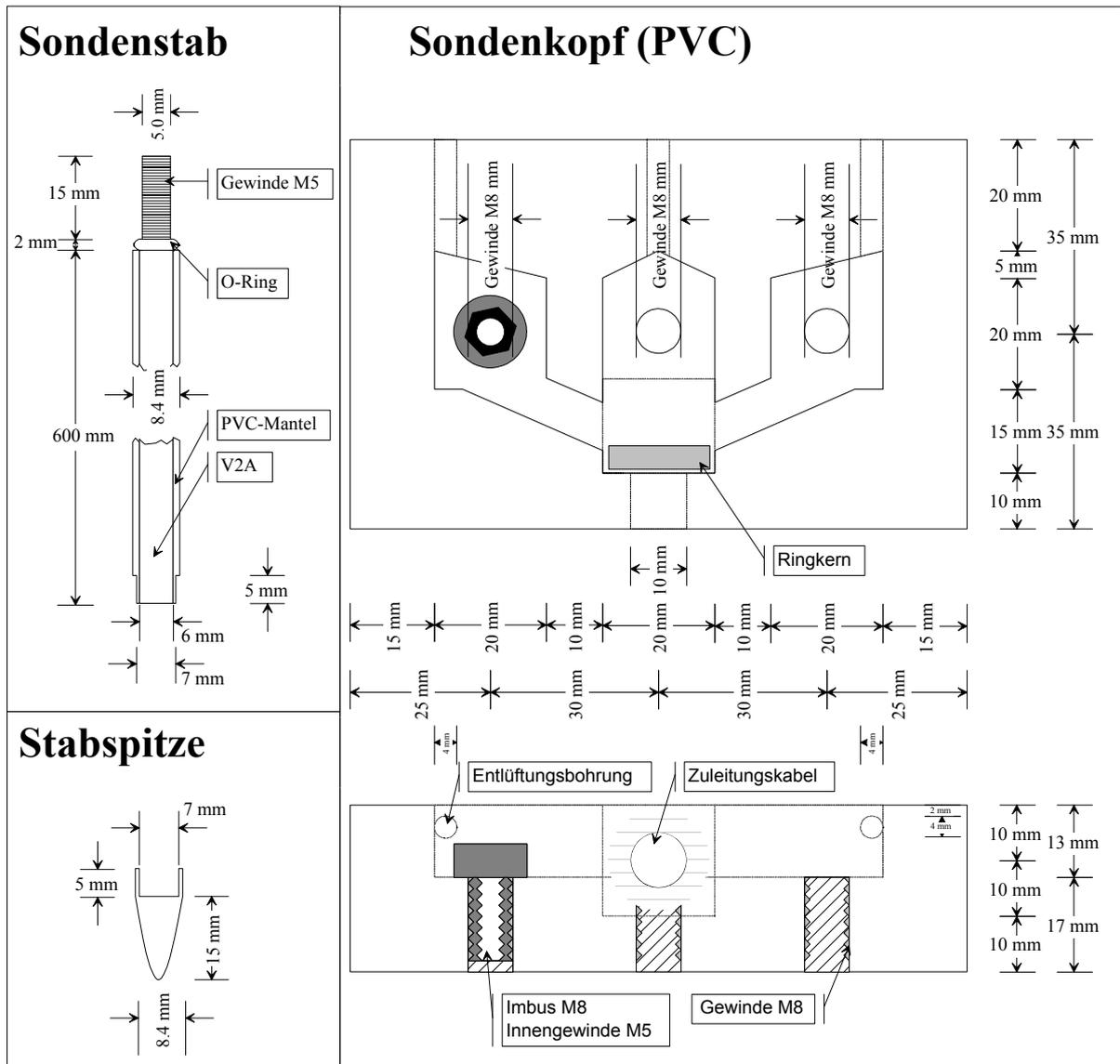


Abbildung 56: Technische Zeichnung von Sondenkopf und Sondenstab



Abbildung 57: Bauteile der Dreistabsonde

Die Bauteile einer Dreistabsonde vom Typ SUSU03 zeigt **Abbildung 57**. Im einzelnen sind das:

- N-Stecker (HF-Stecker)
- Koaxialkabel (RG213, 15 m)
- Kabeldurchführung mit Kontermutter und Dichtring (PG-Verschraubung)
- PVC-Block
- PVC-Deckel
- Amidon-Ringkern
- Kabelschuh (3 Stück)
- Imbusschraube (3 Stück)
- Dichtring (O-Ring, 3 Stück)
- Ummantelter Sondenstab (3 Stück)

### 5.1.1.2 Elektrostatische Feldberechnung

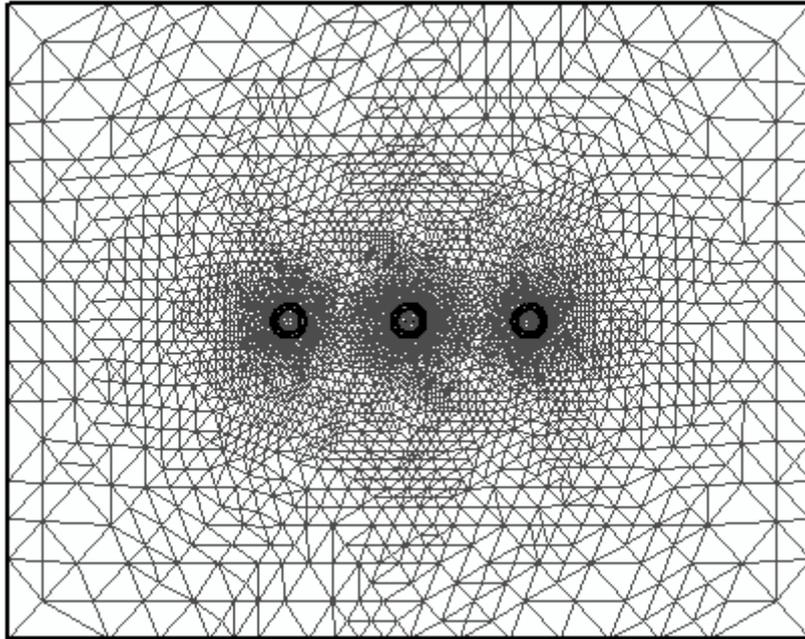
Für viele praktische Anwendungen ist die Kenntnis des Messvolumens der TDR-Sonde von Bedeutung. Blöschl (1996) spricht von einem kleinen Integrationsvolumen bei TDR-Messungen, wobei das elektromagnetische Feld theoretisch von unendlicher Reichweite ist. Es gibt keine definierten äußeren Grenzen dieses Felds. Um dennoch eine Aussage über die Eindringtiefe des elektromagnetischen Feldes machen zu können, wird das 95 %-Quantil der elektrischen Feldstärke der Sonde im Medium bestimmt. Dieses ist ein vernünftiges Maß für die Ausdehnung des sensitiven Bereichs der Sonde.

Die Verteilung der elektrischen Feldenergie ist von den dielektrischen Eigenschaften und somit vom Feuchtegehalt des umgebenden Materials abhängig. Deshalb wird für verschiedene Feuchtegehalte die elektrische Feldstärkeverteilung mit Hilfe des elektrostatischen Feldlösers Maxwell 2D der Firma Ansoft Inc. (Pittsburgh) bestimmt. Die absolute Feldstärke ist abhängig von der elektrostatischen Spannungsdifferenz zwischen den Polen der Sonde. Es zeigt sich aber, dass die relative Feldstärkeverteilung also auch das 95 %-Quantil der elektrischen Feldstärke nicht von der absoluten Feldenergie und damit nicht von der Spannung  $U$  abhängig ist. Deshalb kann ohne Beschränkung der Allgemeinheit die Spannungsdifferenz  $\Delta U$  zwischen den Stäben der Dreistabsonde auf 1 Volt gesetzt werden.

Die Geometrie der realen Sonde wird im Simulationsmodell in einem senkrechten Querschnitt zur Stabachse exakt abgebildet. Die PVC-Ummantelung wird auf eine DZ von 3.2 gesetzt. Der exakte Wert schwankt je nach Anteil an Weichmachern und je nach Messfrequenz. Bei einer Messfrequenz von  $10^6$  Hz liegt die DZ zwischen 3 und 4 (Elpac). Das Simulationsvolumen muss ausreichend groß gewählt werden um das elektrische Feld genau genug abbilden zu können und wird auf  $200 \times 160$  mm gesetzt. Das Material, in das die Sonde eingebettet ist, wird je nach zu simulierenden Wassergehalt mit verschiedenen DZs beaufschlagt.

Der Feldlöser basiert auf einem Finite-Elemente-Verfahren, das auf einem triangulierten Gitter operiert. Der Gittergenerator beginnt mit einem dünnen Netz und berechnet dann die elektrische Feldenergie über das betrachtete Volumen. An Stellen großer Feldenergiegradienten wird das Gitter sukzessive verfeinert und danach wieder die Gesamtenergie bestimmt. Dieser Vorgang wird solange wiederholt, bis sich die Gesamtenergie in zwei aufeinander folgenden Schritten unwesentlich verändert (Konvergenzkriterium). Somit ist in Bereichen großer Feldenergiegradienten das Gitter sehr fein und in Bereichen geringerer Feldveränderungen grob (**Abbildung 58**). Damit wird mit einer geringen Anzahl von Stützstellen und der damit verbundenen niedrigen Berechnungszeit eine hohe Genauigkeit erreicht. Das Programm ist in der Lage, die Feldvektoren der elektrischen Feldes  $E$ , der dielektrischen Verschiebung  $D$  und damit die Feldenergiedichte an jedem Gitterpunkt zu bestimmen. Um die relative Feldenergieverteilung (Quantile) zu bestimmen, wird die Feldenergiedichte auf ein feines reguläres Gitter exportiert. Die Weiterverarbeitung erfolgt

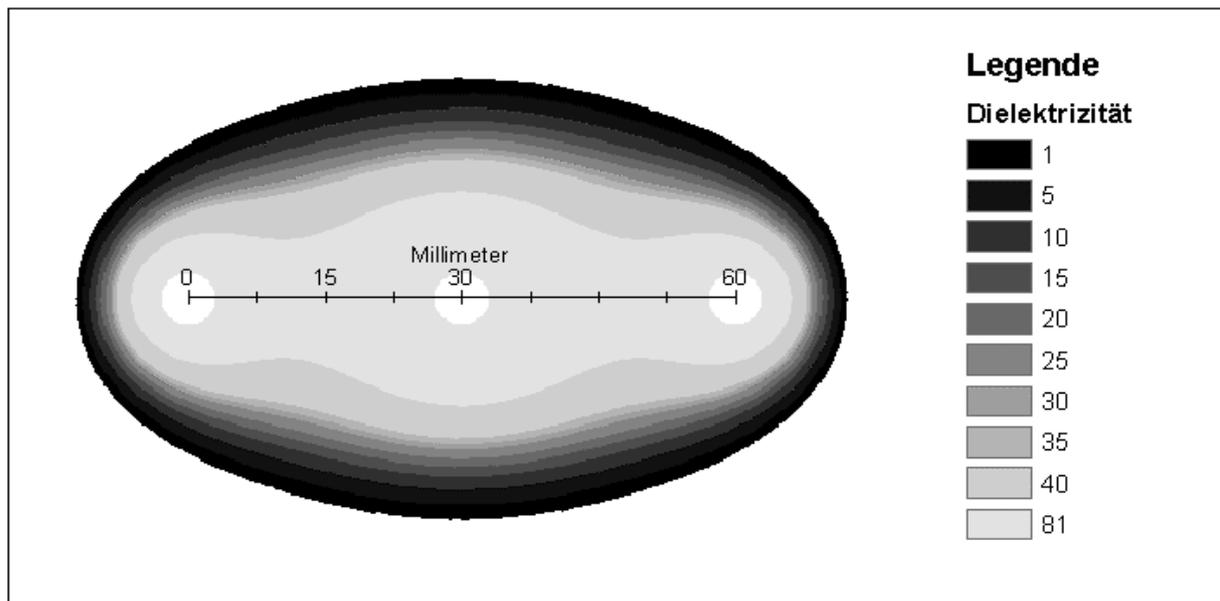
durch das Programm Matlab (Mathworks). Zunächst wird das gesamte Feld integriert und die Gesamtenergie bestimmt. Dann wird für das 95 %-Quantil die Isolinie der Energiedichte gesucht, die 95 % der gesamten Feldenergie einschließt. Diese Isolinie definiert den sensitiven Bereich der Sonde (**Abbildung 59**). Die von den Isolinien eingeschlossene Fläche wird in Abhängigkeit der DZ und damit Bodenfeuchte bestimmt (**Tabelle 11**).



**Abbildung 58:** trianguläres Berechnungsgitter der Dreistabsonde in Maxwell 2D (Ansoft Inc. Pittsburgh)

In 5 % Schritten für weitere Quantile die Feldenergiedichte bestimmt und am Beispiel einer mittleren Bodenfeuchte von 28 Vol% (DZ=15) visualisiert (**Abbildung 60**).

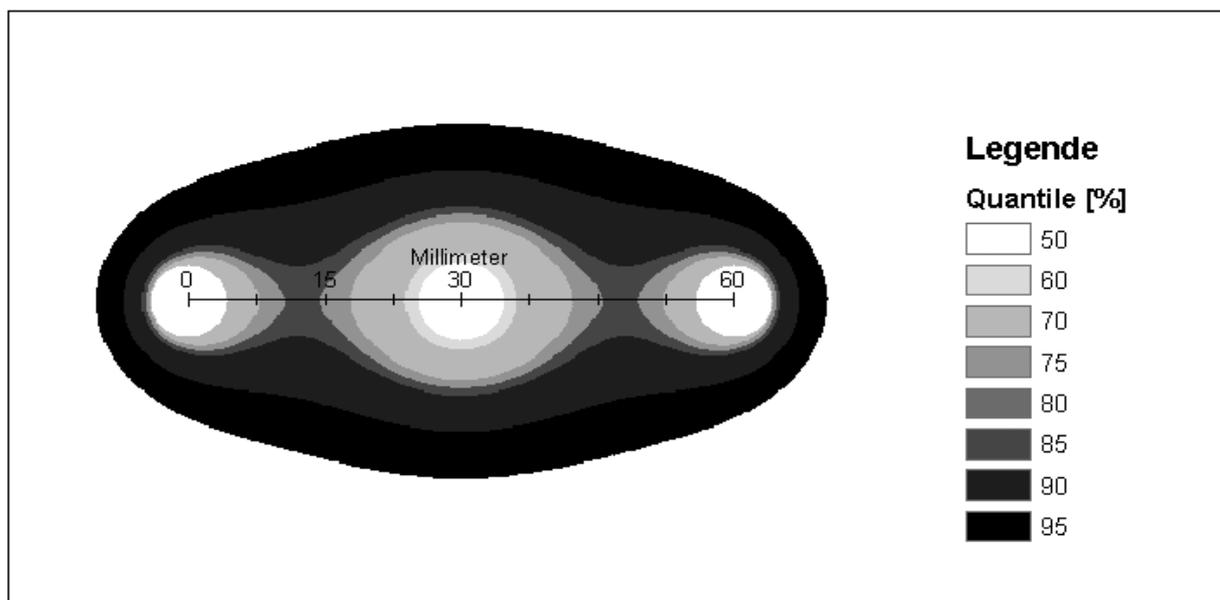
Die Simulationen zeigen einen räumlich eng gebundenen Sensitivitätsbereich der Sonde. Bei realistischen Bodenfeuchten zwischen 28 Vol% und 45 Vol% liegt der Sensitivitätsbereich zwischen 25.1 cm<sup>2</sup> bzw. 19.9 cm<sup>2</sup>. Bei einer Sondenlänge von 60 cm umfasst somit das Messvolumen 1.5 l bzw. 1.2 l. Die Konzentration der Feldenergiedichte auf den Bereich zwischen den Edelmetalleitern zeigt sich auch in der Betrachtung unterschiedlicher Quantile (**Tabelle 12**). Der Sensitivitätsbereich der Sonde liegt beim 50 %-Quantil lediglich bei 0.9 cm<sup>2</sup> und beschränkt sich bis zum 80 %-Quantil (8.7 cm<sup>2</sup>) auf den Bereich zwischen den Sondenstäben. Der von Knight (1992) beschriebene Skin-Effekt, einer hohen Energiedichte um die Stäbe, ist hier also ebenfalls gegeben.



**Abbildung 59:** Ausbreitung des elektrischen Felds (95 %-Quantil) bei unterschiedlichen Dielektrizitätszahlen

**Tabelle 11:** Ausbreitung des Feldenergiedichte (95 %-Quantil) bei unterschiedlichen Dielektrizitätszahlen bzw. Bodenfeuchten in cm<sup>2</sup>

DZ	1	5	10	15	20	25	30	35	40	81
Bodenfeuchte Vol% (Topp)	Luft	8	19	28	35	40	45	48	51	Wasser
Größe der Feldenergiedichte (95 % Quantil, cm <sup>2</sup> )	33.6	30.6	27.6	25.1	23.3	21.7	19.9	19.0	17.8	11.5



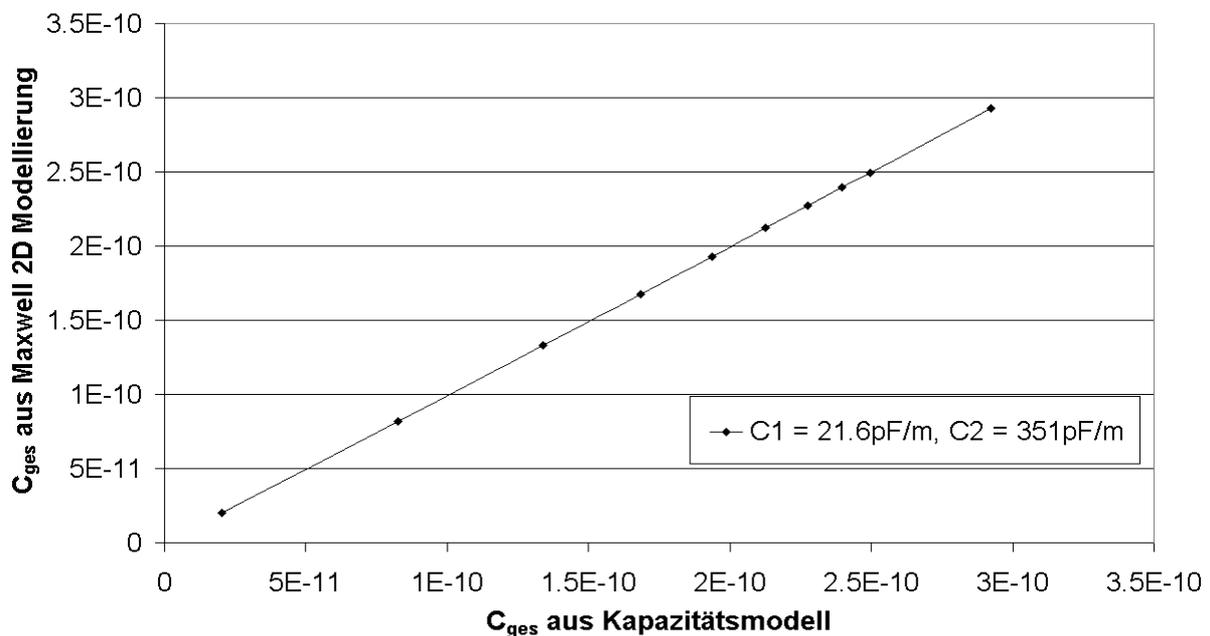
**Abbildung 60:** Quantile der elektrischen Feldenergie bei der DZ von 15

**Tabelle 12:** Ausbreitung der Feldenergiedichte bei unterschiedlichen Quantilen (DZ=15)

Quantile	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
Größe der Feldenergiedichte (DZ = 15, cm <sup>2</sup> )	0.1	0.2	0.3	0.5	0.9	2.1	4.6	8.7	16.0	25.1

Die Energiegleichung (Gl. 45) ermöglicht die Berechnung der Gesamtkapazität  $C'(\epsilon)$  für verschiedene Dielektrizitäten und damit die Überprüfung der Sondenparameter  $C_1$  und  $C_2$ . Die Anpassung der Parameter liefert für  $C_1=21.6$  pF/m und für  $C_2= 351$  pF/m (Abbildung 61).

$$W = \frac{C'(\epsilon) \cdot U^2}{2} = \int \vec{D} \cdot \vec{E} dV \tag{Gl. 45}$$



**Abbildung 61:** Überprüfung des Kapazitätsmodells und Bestimmung des  $C_1$  und  $C_2$ -Werts

### 5.1.1.3 Kalibration

Umfangreiche Untersuchungen mit dem Ziel, alle elektrischen Parameter der Dreistabsonde SUSU03 aus Messungen zu bestimmen, finden sich in Becker (2004). Eine Zusammenstellung der Parameter zeigt **Tabelle 13**.

Die dabei ermittelten Werte für  $C'_1$  und  $C'_2$  wurden aus zwei Laufzeitmessungen bestimmt, einer Laufzeitmessung in Luft und einer in Wasser.

**Tabelle 13:** Parameter der Dreistabsonde SUSU03 (nach Becker, 2004, verändert)

Parameter	Wert	Absoluter Fehler [%]	Einheit	Relativer Fehler [%]	Anmerkung
$v_a$	$3 \cdot 10^8$	$-0.03 \cdot 10^8$	m/s	-1.0	Lineare Regr.
$v_w$	$0.774 \cdot 10^8$	$\pm 0.02 \cdot 10^8$	m/s	$\pm 3.0$	Lineare Regr.
$t_h$	354	$\pm 11$	ps	$\pm 3.0$	Lineare Regr.
$l'$	60.4	$\pm 0.6$	cm	$\pm 1.0$	Lineare Regr.
$C'_{RG213}$	100	-	pF/m	-	Kabelspez.
$L'_{RG213}$	250	-	nH/m	-	Kabelspez.
$Z_0(RG213)$	50	$\pm 1.5$	$\Omega$	$\pm 3.0$	
$R_{12}(\epsilon_a)$	0.55	$\pm 0.01$	-	$\pm 2.0$	
$L'$	575	$\pm 23$	nH/m	$\pm 4.0$	
$C'_1$	20.5	$\pm 0.9$	pF/m	$\pm 4.5$	
$C'_2$	356	$\pm 30$	pF/m	$\pm 8.4$	

#### 5.1.1.4 Überprüfung der Sondenspezifikationen

Um vergleichbare Messungen zu erhalten, müssen die Komponenten der Dreistabsonde (Sondenstäbe und Sondenkopf) auf ihre Fehler bezüglich der Herstellung und der elektrischen Eigenschaften überprüft werden. Die Quantifizierung des Fehlers erfolgt durch Überprüfung der Abmessungen, durch eine Luft- und Wassermessung von verschiedenen Stabkombinationen mit einem Sondenkopf und durch eine Luft- und Wassermessung verschiedener Sondenköpfe mit den gleichen Stäben. Als Luftmessung wird dabei die Messung der Sonde in Luft bezeichnet, bei der Wassermessung befinden sich die Sondenstäbe im Wasser mit dem Sondenkopf oberhalb der Wasseroberfläche. Die Untersuchung wurde in einem mit Wasser gefüllten PVC-Fass von 0.5 m Durchmesser durchgeführt.

#### Überprüfung der Abmessungen

Die Abmessungen der Stäbe werden mit Schieblehre an vier Stäben und jeweils 8 Punkten mit einer Genauigkeit von 0.05 mm für die druck- und zugummantelten Stäbe gemessen. Die Verteilung der Abmessungen zeigt **Tabelle 14**.

**Tabelle 14:** Abmessungen der Sondenstäbe

Verfahren\ Durchmesser	8.25	8.30	8.35	8.40	8.45	8.50	8.55
Druckummantelung	0	2	4	25	1	0	0
Zugummantelung	1	3	7	10	6	4	1

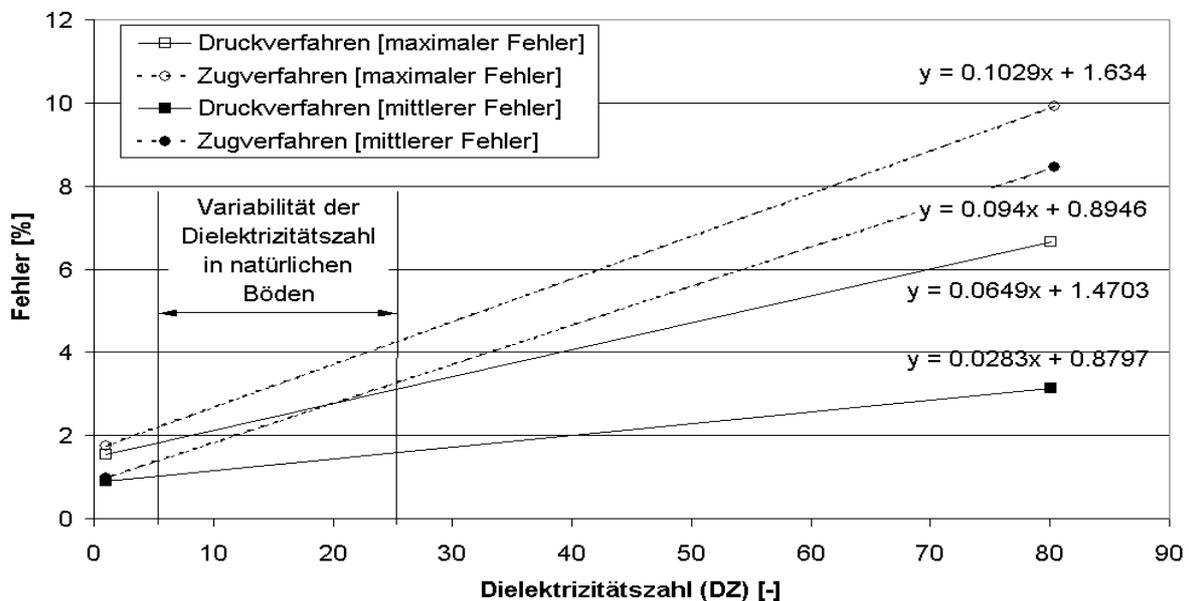
#### Überprüfung der Sondenstäbe

Die Produktionsfehler werden durch die ausschließliche Verwendung von Stäben, die nach dem Druck- bzw. Zugverfahren hergestellt sind, getrennt ermittelt. Der Fehler beim Druckverfahren wurde aus 16 Stabkombinationen, die aus 11 Stäben erzeugt werden, ermittelt. 12 Stabkombinationen mit 10 verschiedenen Stäben dienen als Grundlage zur Berechnung des Fehlers des Zugverfahrens.

Aus den Einzelmessungen in Luft und Wasser wird über das Tangentenverfahren die Laufzeit bestimmt und nach Abzug der Laufzeit im Sondenkopf  $t_h = 354 \text{ ps}$  (Becker, 2004), die Signallaufzeit entlang der Stäbe ermittelt. Die Umrechnung der Signallaufzeit in die Gesamtkapazität erfolgte nach Gl. 17. Die Anpassung der nach Becker (2004) ermittelten Sondenparameter (**Tabelle 13**) an das Kapazitätsmodell erbrachte die in **Tabelle 15** aufgelisteten Werte der Einzelkapazitäten.

**Tabelle 15** Angepasste Einzelkapazitäten der Dreistabsonde mit Fehler durch Sondenstabdifferenzen

	Nach Becker (2004)	Zugverfahren	Druckverfahren	Einheit
C'1	$20.5 \pm 0.9$	$22.9 \pm 0.2$	$22.9 \pm 0.3$	pF/m
C'2	$356 \pm 30$	$338 \pm 2$	$329 \pm 6$	pF/m



**Abbildung 62:** Interpolierter Fehler aus produktionsbedingten Sondenstabdifferenzen

Die Anpassung von C'1 und C'2 erfolgte durch die Angleichung der Luftmessung an die DZ von Luft (DZ=1) und der Wassermessung an die DZ von Wasser (DZ=80 bei 20° C). Der angegebene Fehler entspricht der Standardabweichung. Die ermittelten Abweichungen von diesen DZs zeigt **Abbildung 62** als mittleren bzw. maximalen Fehler für beide Produktionsverfahren.

Die Variabilität der DZ eines natürlichen Bodens ist begrenzt auf einen Bereich zwischen DZ=5 und DZ=25. Der durch die Messungen in Luft und Wasser ermittelte Fehler muss somit auf diesen Bereich übertragen werden, was durch lineare Interpolation zwischen den Fehlerwerten erfolgt.

Um die Bedeutung der Fehler in der Bestimmung der DZs zu veranschaulichen, erfolgt die Umrechnung in den volumetrischen Wassergehalt eines Bodens nach der empirischen Beziehung von Topp. Eine Zusammenstellung der zu erwartenden Fehler zeigt **Tabelle 16**.

**Tabelle 16:** Bodenfeuchtefehler aus produktionsbedingten Sondenstabdifferenzen (Umrechnung nach Topp)

		$\Delta DZ(DZ=5)$	$\Delta DZ(DZ=25)$	$\Delta \Theta(\Theta=8 \text{ \%Vol})$	$\Delta \Theta(\Theta=40 \text{ \%Vol})$
		[%]	[%]	[%]	[%]
Druck- verfahren	Mittlerer Fehler	1.02	1.59	1.53	0.98
	Maximaler Fehler	1.79	3.09	2.69	1.92
Zug- verfahren	Mittlerer Fehler	1.36	3.24	2.05	2.02
	Maximaler Fehler	2.15	4.20	3.23	2.63

Es ergibt sich ein mittlerer absoluter Messfehler von 0.12 %Vol bei 8 %Vol, bzw. 0.39 %Vol bei 40 %Vol für das Druckverfahren und 0.16 %Vol bei 8 %Vol, bzw. 0.81 %Vol bei 40 %Vol für das Zugverfahren, der sich aus den Sondenstabdifferenzen erklären lässt. Von der weiteren Verwendung der nach dem Zugverfahren hergestellten Stäbe wird aufgrund des mehr als doppelt so großen Fehlers abgesehen.

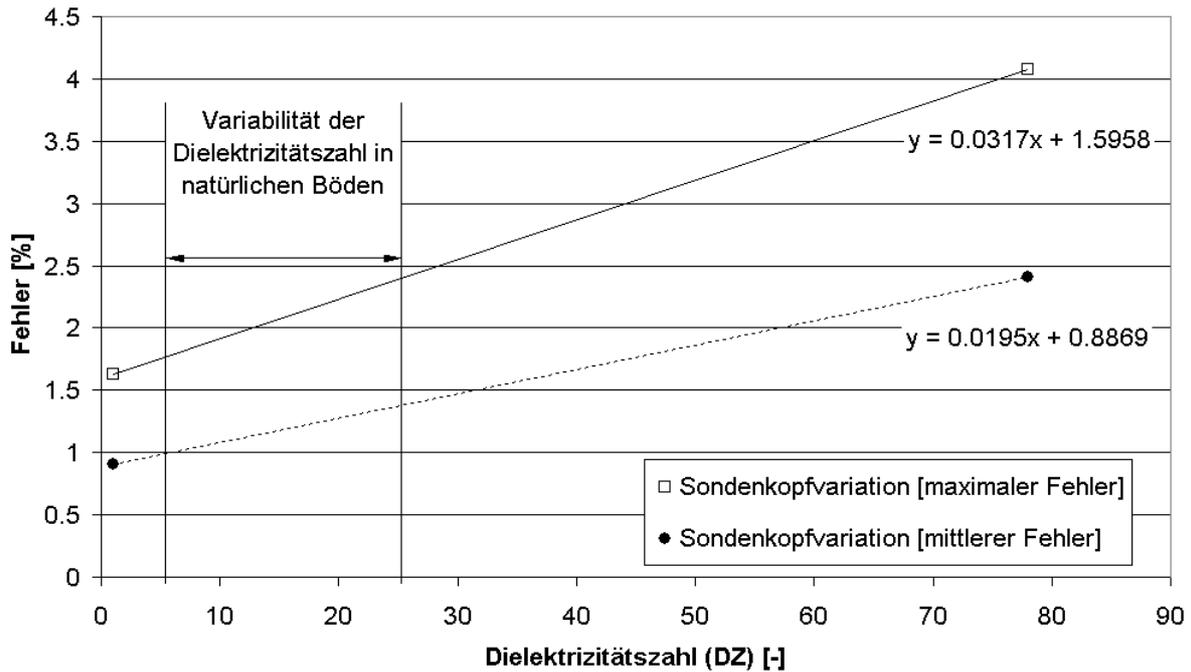
### Überprüfung der Sondenköpfe

Der Fehler, der aus Fertigungsdifferenzen der Sondenköpfe resultiert, wurde stichprobenartig aus 13 Messungen ermittelt. Dazu wurden die Sondenköpfe mit denselben nach dem Druckverfahren ummantelten Stäben bestückt und eine Luft- und Wassermessung durchgeführt. Unter Verwendung der in **Tabelle 13** angegebenen Sondenparameter fand die Anpassung von C'1 und C'2 durch die Angleichung der Luftmessung an die DZ von Luft (DZ=1) und der Wassermessung an die DZ von Wasser (DZ=80 bei 20° C) statt (**Tabelle 17**). Der angegebene Fehler entspricht der Standardabweichung.

**Tabelle 17:** Angepasste Einzelkapazitäten der Dreistabsonde mit Fehler durch Sondenkopfdifferenzen

	Nach Becker (2004)	Sondenkopf variation	Einheit
C'1	20.5 ± 0.9	22.8 ± 0.21	pF/m
C'2	356 ± 30	330 ± 2.8	pF/m

Die Beschränkung auf den in natürliche Böden vorkommenden DZ-Bereich führt zu den in **Abbildung 63** dargestellten linearen Interpolationen.



**Abbildung 63:** Interpolierter Fehler aus produktionsbedingten Sondenkopfdifferenzen

Daraus ergeben sich die in **Tabelle 18** zusammengestellten relativen Fehler. Der mittlere absolute Messfehler beträgt somit 0.12 %Vol bei 8 %Vol, bzw. 0.34 %Vol bei 40 %Vol, der sich aus den Sondenkopfdifferenzen erklären lässt.

Aufgrund der geringen absoluten Fehler, die aus den Sondenkopfdifferenzen und den Sondenstabdifferenzen resultieren, ist die sondenspezifische Kalibrierung nicht notwendig, es kann mit einheitlichen Sondenparametern gearbeitet werden. Die Sondenparameter ergeben sich aus den Parameteranpassungen der vorangegangenen Untersuchungen (**Tabelle 15, Tabelle 17**).

Der Klarheit halber sind die bei der Kalibration bestimmten Sondenparameter in **Tabelle 19** nochmals zusammengefasst.

**Tabelle 18:** Bodenfeuchtefehler aus produktionsbedingten Sondenkopfdifferenzen (Umrechnung nach Topp)

		$\Delta DZ(DZ=5)$	$\Delta DZ(DZ=25)$	$\Delta \Theta(\Theta=8 \text{ %Vol})$	$\Delta \Theta(\Theta=40 \text{ %Vol})$
		[%]	[%]	[%]	[%]
Sonden- kopf- variation	Mittlerer Fehler	0.98	1.37	1.48	0.85
	Maximaler Fehler	1.76	2.39	2.64	1.48

**Tabelle 19:** Zusammenstellung aller relevanten Sondenparameter

		Einheit
Laufzeit Sondenkopf (Becker, 2004)	$354 \pm 11$	ps
Längsinduktivität der Stäbe (Becker, 2004)	575	nH/m
Effektive Stablänge (Becker, 2004)	$0.604 \pm 0.006$	m
C'1	$22.9 \pm 0.3$	pF/m
C'2	$329 \pm 6$	pF/m

### 5.1.1.5 Überprüfung der Funktionsfähigkeit der TDR-Dreistabsonden (Lysimeter-versuch)

Um die beschriebenen TDR-Sonden auf ihre Tauglichkeit zu testen und die Übertragbarkeit des Rekonstruktionsalgorithmus auf einseitig angeschlossene Dreistabsonden zu demonstrieren, werden im Labor Beregnungsversuche in einem würfelförmiger Behälter (Lysimeter) durchgeführt.

#### Versuchsdurchführung

Vor Beginn des Beregnungsversuchs stand das Lysimeter ungestört über mehrere Wochen. Die Bodenoberfläche war ausgetrocknet und damit extrem hart, so dass Wassertropfen nicht infiltrierten, sondern entlang der Oberfläche liefen. Deshalb wurde die obere Schicht von etwa 5-10 cm geharkt.

Die Beregnung fand intervallweise, nach dem in **Tabelle 20** angegebenen Schema statt. Der Beginn der Beregnung definiert den Zeitpunkt 0. Das aufgebrachte Wasservolumen betrug 140 l (140 mm). Die ungleichförmige Beregnung resultiert aus der fehlenden Erfahrung für die Infiltrationscharakteristik des verwendeten Bodens. Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit wurde anfangs überschätzt, sodass sowohl die Intervalldauer als auch die Intensität der Beregnung herabgesetzt werden musste, um Überstau zu vermeiden. Dennoch trat Überstau ca. 40 min lang auf. Feines Bodenmaterial versiegelte die Oberfläche um Sonde S1, sodass oberflächige Wasserumlagerung zur Sonde S3 hin stattfand und sich dort ein Überstau von einigen Millimetern ergab.

**Tabelle 20:** Beregnungsintervalle

Intervall	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Startzeitpunkt [min]	0	10	30	60	85	110	140	170	200	233	265	296	330
Dauer [min]	5	10	10	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Intensität [mm/min]	2	2	2	1.5	1.5	1.5	1.5	2	2	2	2	2	2

Das Ende des letzten Beregnungsintervalls war nach 335 Minuten.

Die Messungen wurden in Zyklen an allen Sonden alle 10 Minuten wiederholt. Der letzte zu dieser Auswertung betrachtete Messzyklus fand nach 480 Minuten statt.

Die Dauer eines TDR-Messzyklus (SUSU03, Flachbandkabel) mit dem Tektronix 1502B lag bei 6:40 min. Die Fenstereinstellungen des Tektronix 1502B sind, bei einer Amplitudenverstärkung von 12 dB, auf 140-170 ns gesetzt,.

Die Rekonstruktion des Kapazitätsprofils fand mit den von Becker (2004) ermittelten Sondenparametern statt, die in **Tabelle 13** zusammengefasst sind. Da keine zufriedenstellende Mischungsregel die dielektrischen Eigenschaften einer Mischung aus Bodenmatrix,

Luft und Wasser beschreibt, werden die besten Ergebnisse mit einer empirisch bestimmten Funktion, die aus der DZ der Mischung auf den Wassergehalt schließt, erzielt. Die empirische Beziehung zwischen der DZ ( $\varepsilon$ ) und dem volumetrischen Wassergehalt  $\theta$  wird experimentell bestimmt und hat die Form:

$$\theta(\varepsilon) = (-41.1 + 30.1\varepsilon^{0.31})$$

GI. 46

Die Messungen der Trime-Sonden wurden automatisch durch einen Windows-PC gestartet und gespeichert. Die Messwerte der SISOMOP wurden manuell durch Ablesen des Zählwerts am Steuerelement aufgezeichnet.

Jede Messung hat zwei Zeitstempel, den Zeitstempel des Messzyklus und den Zeitstempel der tatsächlichen Messung. Die dargestellten Kurven beziehen sich auf den Zeitstempel des Messzyklus.

Die Menge des abfließenden Wassers wird nicht gemessen.

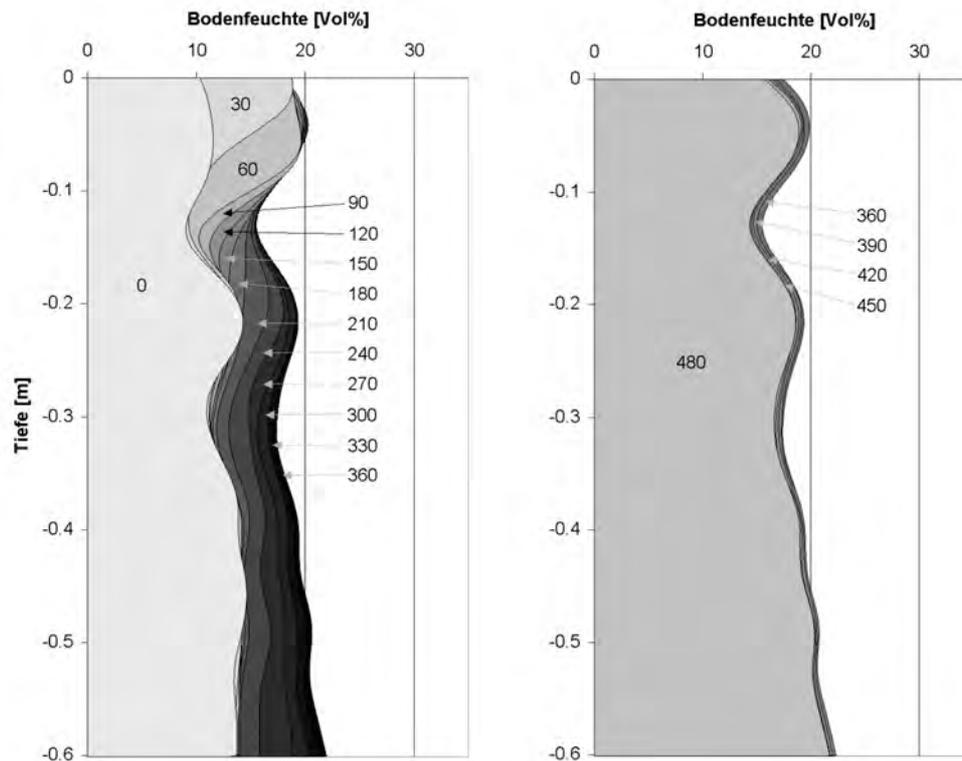
### Versuchsauswertung der Dreistabsonde (SUSU03)

Die unterschiedlichen TDR-Signale der Messungen machen eine Aufspaltung in eine Phase der Aufsättigung und eine Phase der Austrocknung notwendig. Da der Wassergehalt noch über das Ende der Beregnung hinaus ca. 25 Minuten ansteigt, wird der Zeitbereich der ersten Phase von 0-360 min gewählt. Der Zeitbereich der Austrocknungsphase beginnt somit bei 360 min und endet mit dem Ende der Betrachtung bei 480 min.

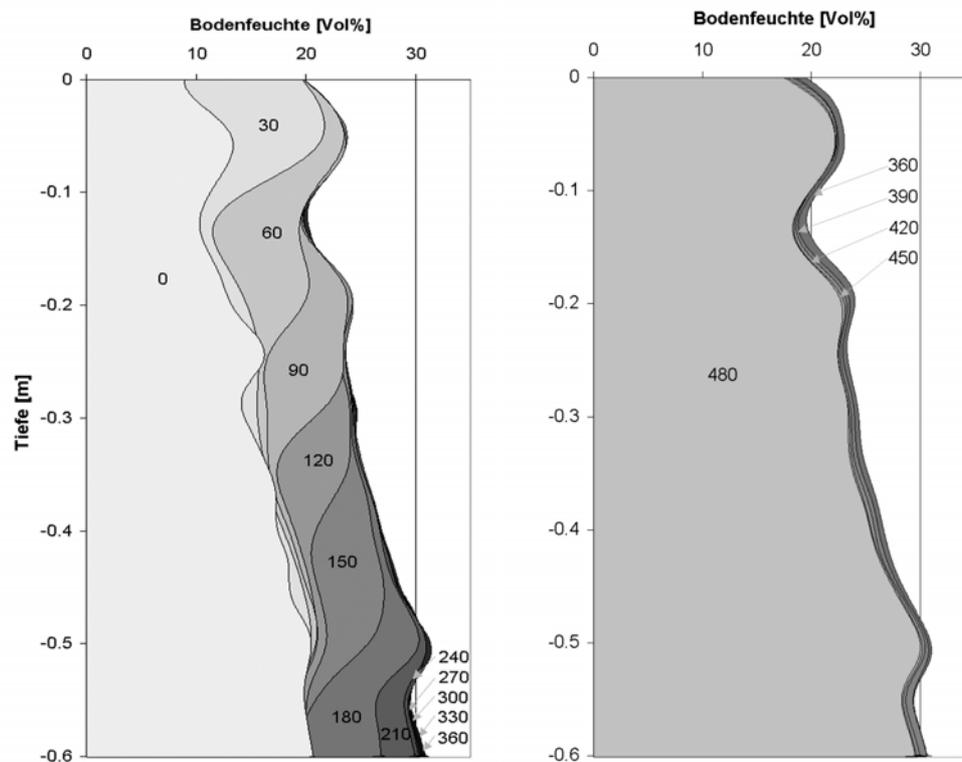
Die folgenden Abbildungen (**Abbildung 64 - Abbildung 67**) zeigen die absoluten Bodenfeuchten als Profilinformaton an den vier Dreistabsonden als Flächendiagramme zu unterschiedlichen Zeitpunkten. Die Zeitpunkte sind als Zahlenwerte in Minuten angegeben. Vor der Beregnung wurden an den vier Sonden mehrere Nullmessungen durchgeführt. Die Auswertung ergab für jede Sonde ein unterschiedliches Anfangsbodenfeuchteprofil. Die Absolutwerte der Bodenfeuchte schwanken dabei an der Bodenoberfläche zwischen 7 Vol% und 10 Vol%. Mit der Tiefe nehmen die Bodenfeuchten aller Sonden zu und erreichen einen Wert zwischen 17 Vol% und 24 Vol%. Die mehrmalige Wiederholung der Messungen vor Beginn der Beregnung bei konstantem Anfangszustand ergab annähernd die selben Anfangsbodenfeuchteprofile.

Die Aufsättigung (**Abbildung 64 - Abbildung 67**) differiert deutlich zwischen den Sonden S1 bis S4, dennoch kann eine ähnliche Struktur der Veränderungen beobachtet werden. Die gemessenen Änderungen der Feuchteprofile durch die Beregnung werden aufgrund der Gleichförmigkeit an Sonde S2 (**Abbildung 65**) beschrieben:

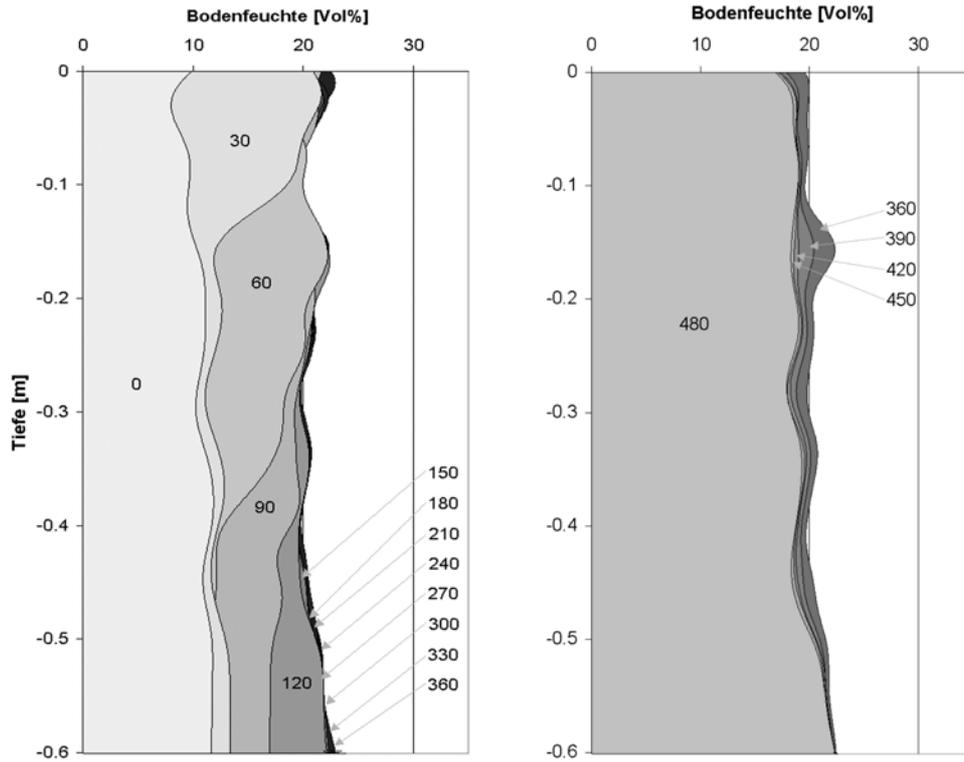
Nach Beginn der Beregnung steigt der Wassergehalt über das gesamte Profil nicht zeitgleich an. Die Änderung des Wassergehalts findet zuerst in den oberflächennahen Bereichen statt und pflanzt sich dann mit zunehmender Versuchsdauer nach unten hin fort. Nach Erreichen hoher Bodenfeuchte bleibt der Wert während der Aufsättigungsphase annähernd konstant.



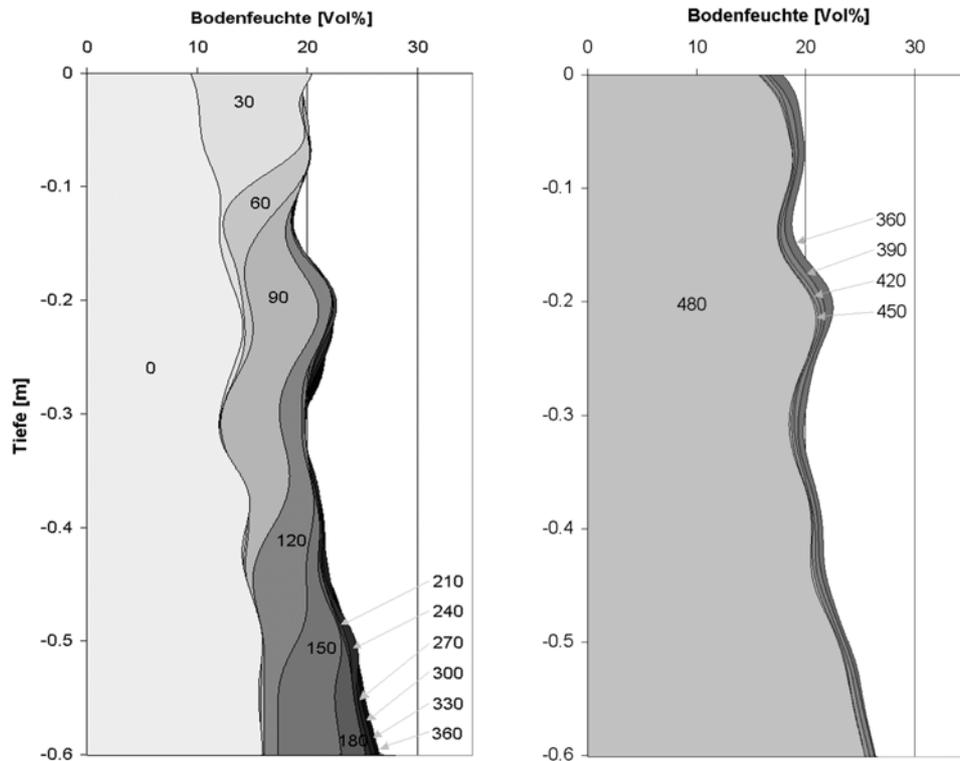
**Abbildung 64:** Beobachtete Bodenfeuchteverteilungen an Sonde S1 während der Aufsättigungs- (links) und Austrocknungsphase (rechts) mit Angabe der Minuten seit Beregnungsbeginn



**Abbildung 65:** Beobachtete Bodenfeuchteverteilungen an Sonde S2 während der Aufsättigungs- (links) und Austrocknungsphase (rechts) mit Angabe der Minuten seit Beregnungsbeginn



**Abbildung 66:** Beobachtete Bodenfeuchteverteilungen an Sonde S3 während der Aufsättigungs- (links) und Austrocknungsphase (rechts) mit Angabe der Minuten seit Beregnungsbeginn



**Abbildung 67:** Beobachtete Bodenfeuchteverteilungen an Sonde S4 während der Aufsättigungs- (links) und Austrocknungsphase (rechts) mit Angabe der Minuten seit Beregnungsbeginn

Das gleiche Verhalten zeigt die Sonde S3 (**Abbildung 66**) mit einem schnelleren und S4 (**Abbildung 67**) mit einem unregelmäßigeren Erreichen hoher Bodenfeuchtwerte. Sonde S1 (**Abbildung 64**) zeigt zu Beginn ein deutlich verzögertes Verhalten. Mit zunehmender Versuchsdauer beginnt an Sonde S1 eine annähernd gleichmäßige Aufsättigung über das gesamte Profil.

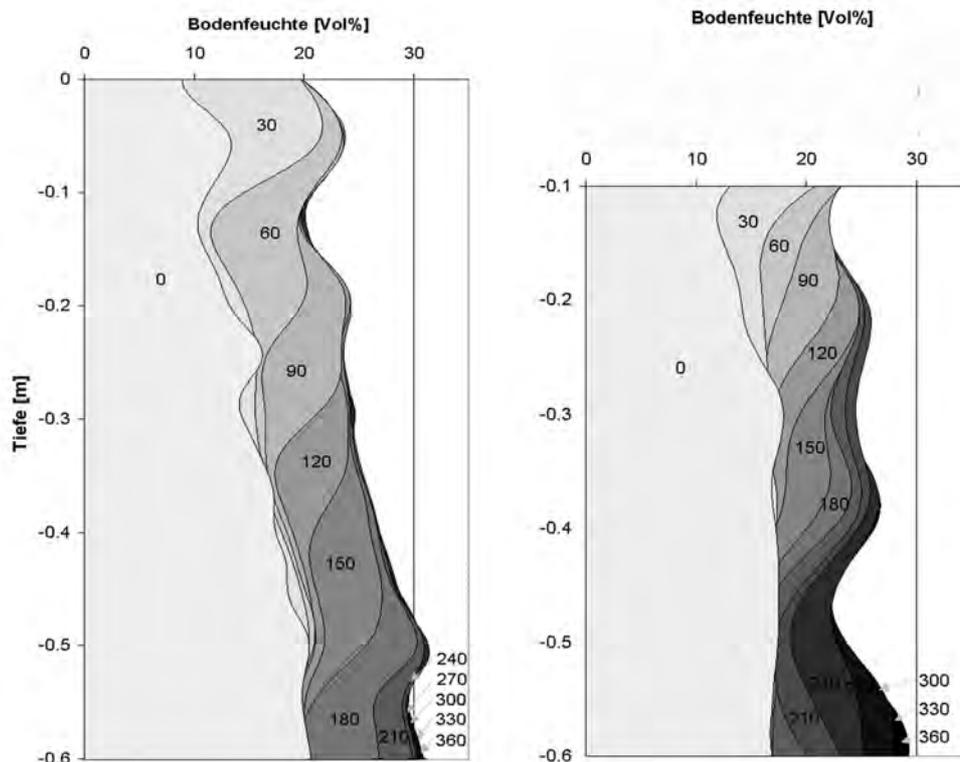
Die Austrocknungsphase zeigt an allen Sonden den gleichmäßigen, verlangsamten Rückgang der Bodenfeuchten über das gesamte Profil.

### Vergleich mit anderen Sonden

Da sowohl die Dreistabsonde SUSU03 als auch das Flachbandkabel die profilaufgelöste Messung ermöglichen, erfolgt der Vergleich entlang der gesamten gemessenen Bodensäule für alle Zeitschritte. Zum visuellen Vergleich werden die rekonstruierten Bodenfeuchteprofile der Sonde S2 (Dreistabsonde SUSU03) und Sonde S5 (Flachbandkabel) nebeneinander dargestellt (Abbildung 68). Die Darstellung des Flachbandkabels wird auf die Länge von 50 cm reduziert, die oberen 10 cm werden aufgrund von Schwierigkeiten bei der Rekonstruktion nicht dargestellt.

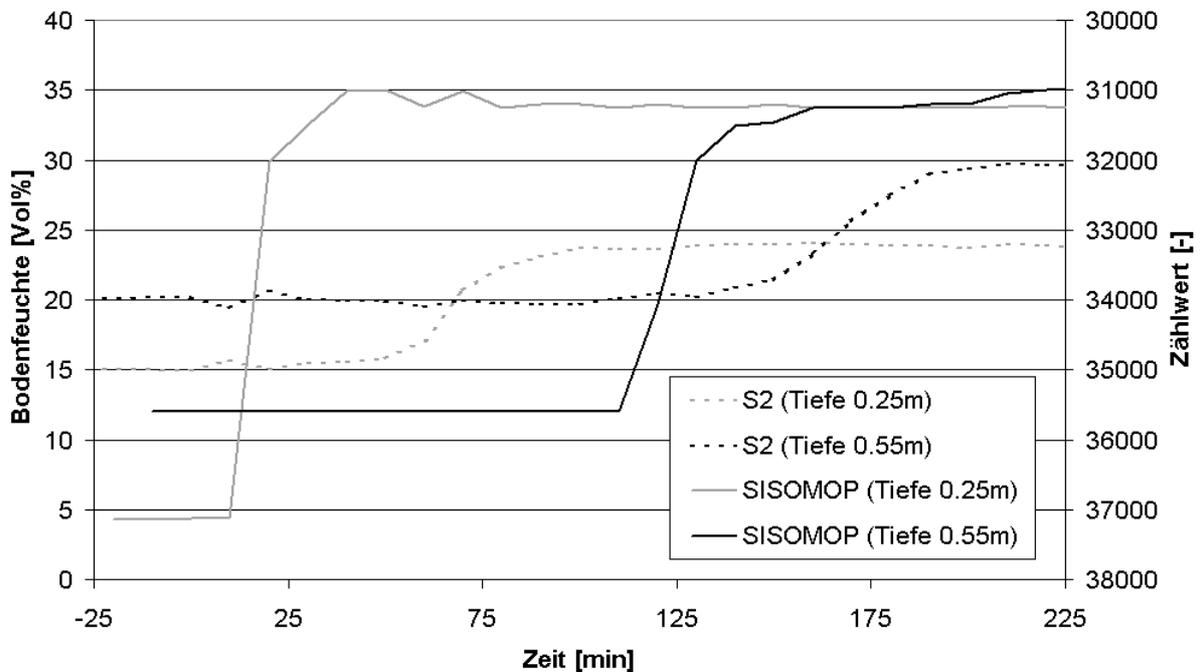
Es zeigt sich ein ähnlicher Verlauf der Aufsättigung zwischen den Sonden S2 und S5. Die Unterschiede sind mit den Unterschieden unter den Dreistabsonden S1-S4 vergleichbar.

Für den Vergleich der integral messenden Sonden SISOMOP und Trime (Imko) werden Mittelwerte aus Abschnitten der Bodenfeuchteprofile der Dreistabsonde SUSU03 bestimmt. Die Abschnitte sind jeweils 10 cm lang, 5 cm befinden sich oberhalb und 5 cm unterhalb der jeweiligen Einbautiefe der Vergleichssonden.



**Abbildung 68:** Vergleich der Aufsättigungsphasen an Sonde S2 und Sonde S5 mit Angabe der Minuten seit Beregnungsbeginn

**Abbildung 69** zeigt den Vergleich zwischen SUSU03 (S2) und SISOMOP. Dargestellt ist der zeitliche Signalverlauf als rekonstruierte volumetrische Bodenfeuchte für die SUSU03-Sonden, bzw. als frequenzabhängiger, unkalibrierter Zählwert für die SISOMOP-Sonden. Ein direkter Vergleich der Messwerte ist nicht möglich. Eine qualitative Aussage erfolgt aus dem Vergleich der Signalverläufe. Der Zeitpunkt 0 fällt mit dem Beginn des Beregnungsversuchs zusammen.



**Abbildung 69:** Vergleich zwischen SUSU03 und SISOMOP

Auffällig ist die schlagartige Veränderung des Zählwerts innerhalb von zwei Ablesungen (20 min) und das daran anschließende annähernd unveränderliche Plateau der SISOMOP-Sonden, sowohl in der Tiefe 0.25 m, als auch in der Tiefe 0.55 m.

Trotz der Mittelwertbildung steigt die volumetrische Bodenfeuchte der SUSU03 innerhalb von 30 min auf beiden Abschnitten an und erreicht bei knapp 23.5 Vol% bzw. über 29.5 Vol% ein gleichbleibendes Plateau, das mit zunehmender Versuchsdauer langsam abfällt (nicht dargestellt). In beiden Fällen reagiert die SUSU03 langsamer auf die Beregnung, was in der Tiefe 0.25 m einen Zeitversatz von über 50 min, in der Tiefe 0.55 m immer noch einen Zeitversatz von 40 min ausmacht. Bei beiden Sondentypen ist die Erhöhung der Bodenfeuchte zuerst oberflächennah und zeitverzögert in größerer Tiefe festzustellen.

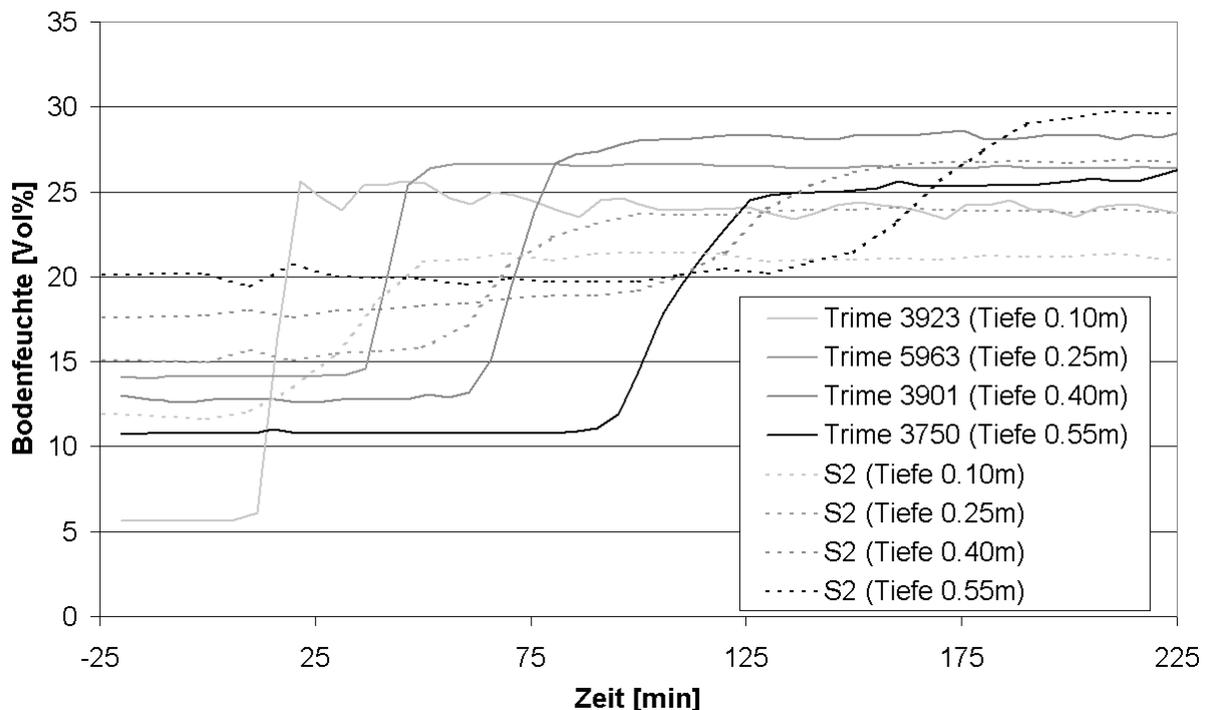
**Abbildung 70** zeigt den Vergleich zwischen vier Abschnitten der SUSU03 (S2) und den vier Trime-Sonden (Imko). Dargestellt ist der zeitliche Verlauf der Bodenfeuchte als rekonstruierte volumetrische Bodenfeuchte für die SUSU03-Sonden, bzw. als Messwert der Trime-Sonden. Der Zeitpunkt 0 stimmt mit dem Beginn des Beregnungsversuchs überein.

Die Anfangswerte der Bodenfeuchte der Trime-Sonden differieren stark. Von der oberen Sonde (Tiefe 0.10) bis zur unteren Sonde (Tiefe 0.55) ergeben sich Werte von 5.5 Vol%, 14.5 Vol%, 13.0 Vol% und 10.5 Vol% und damit kein einheitlicher Verlauf. Im Gegensatz dazu zeigt die Sonde SUSU03 mit Werten von 12.0 Vol%, 15.0 Vol%, 17.5 Vol% und 20.0 Vol% eine mit der Tiefe zunehmende Bodenfeuchte.

Die Trime-Sonden reagieren mit zunehmender Tiefe verzögert. Während oberflächennah eine Veränderung der Bodenfeuchte vom Anfangswert auf ein Bodenfeuchteplateau innerhalb von 20 min feststellbar ist, verlängert sich die Anstiegszeit um 20 min auf 40 min für die unterste Trime-Sonde (Tiefe 0.55 m). Das erreichte Bodenfeuchteplateau ist für jede Trime-Sonde annähernd konstant, mit Werten von 24.0 Vol%, 26.5 Vol%, 28.5 Vol% und

26 Vol% wie der Anfangszustand ebenfalls uneinheitlich. Die Plateaus fallen mit zunehmender Versuchsdauer langsam ab (nicht dargestellt).

Die Bodenfeuchteänderung findet für den oberflächennahen Abschnitt der SUSU03 innerhalb von 30 min statt und verlängert sich mit zunehmender Tiefe auf 50 min für den untersten Abschnitt (Tiefe 0.55 m). Das erreichte Bodenfeuchteplateau der Abschnitte der SUSU03-Sonde ist annähernd konstant mit Werten von 21.0 Vol%, 23.5 Vol%, 26.5 Vol% und 29.5 Vol% und damit mit der Tiefe hin zunehmend. Die Plateaus fallen mit zunehmender Versuchsdauer langsam ab (nicht dargestellt).



**Abbildung 70:** Vergleich zwischen SUSU03 und Trime (Imko)

Die Differenzen der Absolutwerte zwischen der Sonde SUSU03 und der Trime-Sonde sind für den Anfangszustand im Mittel bei 5.3 Vol% und schwanken zwischen 0.5 Vol% in der Tiefe 0.25 m bis 9.5 Vol% in der Tiefe 0.55 m. Ein Trend lässt sich dabei nicht feststellen. Der Vergleich der Bodenfeuchteplateaus führt zu deutlich geringeren Differenzen, im Mittel 2.9 Vol%, zwischen 2.0 Vol% in der Tiefe 0.4 m und 3.5 Vol% in der Tiefe 0.55 m.

Einheitlich reagiert die SUSU03 langsamer auf die Beregnung, was in der Tiefe 0.10 m einen Zeitversatz von über 10 min, in der Tiefe 0.55 m einen Zeitversatz von 60 min ausmacht. Bei beiden Sondentypen ist die Erhöhung der Bodenfeuchte zunächst oberflächennah und später sukzessive in größerer Tiefe festzustellen.

### Diskussion

Die Wiederholung der Nullmessung vor Beginn der Beregnung führt zu annähernd gleichen Bodenfeuchteprofilen an den jeweiligen Sonden. Bei annähernd gleichen Randbedingungen ist die Reproduzierbarkeit sowohl der Messung als auch der Rekonstruktion gegeben.

Trotz der mehrere Wochen andauernden Ruhephase des Lysimeters variieren die gemessenen Anfangsbedingungen zwischen den Sonden stark. Die erhöhte Austrocknung an der Lysimeteroberfläche durch den Wasseraustausch mit der Umgebungsluft wird durch den linearen Anstieg des Absolutwerts mit der Tiefe an allen Sonden erfasst.

Während der Beregnungszeit (0-360 min) steigt die Bodenfeuchte stetig an und nimmt erst nach Beendigung der Beregnung wieder ab.

Die Struktur des Bodenfeuchteprofils ist stark wellig, dabei jedoch gleichbleibend. Ursprünglich trockenere Schichten verbleiben während des gesamten Beregnungsversuchs trockener. Die wellige Struktur kann ihre Ursache in der Bodenverdichtung haben. Verschieden verdichtete Schichten nehmen aufgrund des unterschiedlichen Porenanteils differierende Wasseranteile auf.

Die Bodenfeuchtedynamik variiert stark zwischen den Sonden. Der Dynamikbereich ist durch eine obere und untere Einhüllende eingeschränkt, die aus dem Anfangszustand und einem maximalen stationären Feuchtezustand gebildet werden. Auch Anfangs- und stationärer Feuchtezustand unterscheiden sich von Sonde zu Sonde.

Die Veränderung der Bodenfeuchteprofile lässt insbesondere bei den Sonden S2 bis S4 auf das Eindringen einer Infiltrationsfront aufgrund der Beregnung schließen. Die Geschwindigkeit, mit der die Infiltrationsfront in den Bodenkörper eindringt, ist dabei sehr unterschiedlich und steigt von Sonde S1, S2, S4 nach Sonde S3 an. Diese Geschwindigkeitsverteilung lässt sich mit dem zur Sonde S3 gerichteten Gefälle begründen, das während der Beregnung zu einer oberflächigen Wasserumlagerung und zu einem Überstau an Sonde S3 führt. Sonde S2 und S4 reagieren langsamer und mit ähnlicher Geschwindigkeit der Infiltrationsfront. Sonde S1 zeigt eine deutlich langsamere Infiltrationsfront, die sich in der Tiefe von ca. 0.15 m nur stark verlangsamt fortsetzt. Statt dessen wird durch Umverteilung Wasser seitlich zugeführt, was zu einer zeitgleichen Erhöhung der Bodenfeuchte über das weitere Profil hinweg führt. Diffusionsprozesse, die über die Bodenmatrix aus entfernten vertikalen Makroporen Wasser zuführen, können dafür verantwortlich sein. Im Bereich der Sondenköpfe, die den darunterliegenden Boden vor der Beregnung abschirmen, ist ebenfalls mit Diffusion zu rechnen. Abschirmungseffekte der Sondenköpfe konnten in dem gewählten Zeitschritt von 10 min nicht nachgewiesen werden. Erhöhte kapillare Saugkräfte durch die starke Austrocknung in den obersten Bodenschichten führen hier zu einer beschleunigten Angleichung der Bodenfeuchte.

Die Austrocknungsphase (360-480 min) zeigt einen weitgehend homogenen Rückgang der Bodenfeuchtwerte über das gesamte Profil. Lokale Erhöhungen, die auf einen erhöhten Porenanteil schließen lassen, entwässern wegen der geringeren kapillaren Haltekräfte schneller (**Abbildung 66**).

Der visuelle Vergleich zwischen Sonde S2 (Dreistabsonde) und Sonde S5 (Flachbandkabel) zeigt einen ähnlichen Verlauf der Aufsättigung. Die Anfangsfeuchteverteilung mit trockenem Oberboden, der mit zunehmender Tiefe wesentlich feuchter wird, wird von der Sonde S5 nicht bestätigt. Ein quantitativer Vergleich zwischen den Sonden S5 und S2 ist aufgrund der Lage mit gleichem Abstand zu den vier Dreistabsonden und deren unterschiedlichem Aufsättigungsverhalten nicht sinnvoll.

Der Vergleich der Sonde S2 mit den mittelwertbildenden Sonden zeigt, dass auch dort die Infiltrationsfronten durch die zeitversetzte Erhöhung der Bodenfeuchtwerte festgestellt werden können. Sowohl die SISOMOP-Sonden als auch der Trime-Sonden (Imko) reagieren schneller im Vergleich zur Sonde S2. Der Einbau der Sonden nahe der Lysimeterwand lässt präferentielle Fließwege vermuten, die zu einer vorzeitigen Erhöhung der Bodenfeuchte führen.

Die Absolutwerte zwischen den Messungen der SUSU03 und der Trime-Sonde differieren deutlich, werden aber mit zunehmender Feuchte geringer. Schwierigkeiten der Trime-Sonden bei der Kalibration, die mit dem Alter der Sonden begründet sein können, können Auslöser dieses Fehlers sein. Diese Ergebnisse bekräftigen die Verwendung der Bodenfeuchteänderung zur weiteren Interpretation (Kapitel 4.1.6.7). Von einem definierten Ausgangszustand werden die Änderungen der Bodenfeuchte betrachtet. Der Ausgangszustand ist zeitlich variabel und kann bei Veränderungen der Sonde oder des Bodens nachgeführt werden um so die Vergleichbarkeit der Messungen in Bezug auf die Abflussbildung zu erhalten.

Die Ergebnisse des Spatial-TDRs sind vielversprechend. Die Bodenfeuchtedynamik von Sättigungsflächen kann durch diese neuartige Technik mit einer hohen räumlichen und

zeitlichen Auflösung gemessen werden. Das Lysimeterexperiment zeigt, wie viel Information über die kleinskalige Feuchtevariabilität in den rekonstruierten Verteilungen enthalten ist. Schichten, die durch ihren Feuchtegehalt oder ihre hydraulische Leitfähigkeit eine lokale Barriere darstellen, spielen eine wichtige Rolle für lokale Sättigungen in geschichteten natürlichen oder ackerbaulich genutzten Böden. Lokale Sättigung als ein Effekt dieser Barrieren kann durch Spatial-TDR lokalisiert werden, was die Abschätzung der effektiven Wasserspeicherkapazität erheblich verbessert.

### 5.1.2 Weiterentwicklung des Multiplexers (Schaltmodul)

Der Multiplexer dient als Bindeglied zwischen kostenintensivem Samplingoszilloskop und Sonde. Durch die Aufspaltung in mehrere schaltbare Ausgänge ist der Anschluss mehrerer Sonden an ein Samplingoszilloskop möglich. Eingesetzt wird der Multiplexer vom Typ SNAPMUX, eine Eigenentwicklung der Soil Moisture Group (SMG). Dabei handelt es sich um einen 8-Kanal Multiplexer mit der Impedanz von 50  $\Omega$ . Seine Steuerung erfolgt mit dem bidirektionalen scaleable node address protocol (SNAP) über einen seriellen RS485 Bus bei 9600 baud.

Der SNAPMUX verwendet den Atmel Mega 8 Chip als Microcontroller. Dieser RISC (Reduced Instruction Set Chip) Prozessor ermöglicht die Vergabe von Adressen, die Kommunikation mit dem Netzwerk, die Durchführung von Funktionsprüfung und die Überprüfung auf korrekte Schaltung der Kanäle. Die Stromversorgung erfolgt mittels einer 12 Volt Spannung, die in den seriellen Bus mit eingeschleift wird. Der Chip verfügt über eingebauten ROM-Speicher, so dass er auch ohne externe Stromversorgung bestimmte Informationen speichert. In der aktuellen Software-Version sind dies Adresse und Versionsnummer. Dank der gewählten Baudrate und der Vergabe von Adressen können mehrere Multiplexer hintereinander getrennt angesprochen und geschaltet werden, sodass der Aufbau einer Baumstruktur mit Leitungslängen über mehrere 100 Meter möglich ist.

Die Besonderheit des SNAPMUX im Vergleich zu handelsüblichen Multiplexern ist, dass die eingebaute Fehlererkennung physikalisch überprüft, ob der gewählte Kanal dem geschalteten entspricht, um defekte Relais zu detektieren. Auf jeden Hochfrequenzausgang des Multiplexers kann eine Testspannung gegeben werden. Mittels des Analog-Digital Wandlers des Chips wird der Wert der anliegenden Spannung auf der Softwareseite verarbeitet. Überschreitet die gemessene Spannung eine gewisse Schwelle, so gilt der Ausgang als geschaltet. Der Wert der Schwelle kann aufgrund baubedingter Leiteigenschaften nicht auf den Wert 0 gesetzt werden.

Zur Steuerung des Multiplexers dient das kommandozeilenorientierte Programm „snapmux“. Alle Eingaben erfolgen mit Optionsschaltern, so dass eine automatisierte Befehlsabfolge leicht aufgesetzt werden kann. Mögliche Optionen sind: Wahl der Schnittstelle, Angaben für die Datenbytes, Wahl der Zieladresse, Wahl des Multiplexerkanals und Einstellungen zur Ausgabe des Programms.

Das benutzte SNAPprotokoll verwendet 5 Bytes Headeroffset. Diese enthalten ein Synchronisationsbyte, 2 Flag-Bytes, in denen verschiedene Einstellungen mitgesendet werden, sowie Zieladresse und Empfängeradresse. Danach folgen sechzehn Datenbytes und am Ende stehen 2 Bytes mit der Prüfsummenberechnung, die eine Überprüfung auf korrekte Übertragung sicherstellt.

Die Kommunikation in diesem Protokoll läuft folgendermaßen ab: Der Steuerrechner schickt über das Programm „snapmux“ mittels der Adresse ein Paket an einen bestimmten Multiplexer. Der Multiplexer antwortet, in dem er das Paket an den Steuerrechner zurückschickt, was als Empfangsbestätigung dient. Hierbei können die Datenbytes durch den Multiplexer verändert werden, so dass eine Kommunikation mit dem Steuerrechner stattfindet. Den Multiplexern ist es verboten, von sich aus unaufgefordert Pakete zu schicken. Im Broadcast-Modus (Adresse=0) werden alle angeschlossenen Multiplexer angesprochen ohne dass ein Antwortpaket zurückgesendet wird. Der Selbsttest sämtlicher Multiplexer lässt

sich so gleichzeitig starten. Das Ergebnis kann sukzessive an den einzelnen Multiplexern abgefragt werden.

### 5.1.3 Steuerung des Sampling Oszilloskops (Tektronix Kabeltester 1502B)

Das Tektronix 1502B Sampling-Oszilloskop verfügt über eine serielle RS232 Schnittstelle, so dass eine bidirektionale Kommunikation mit einem PC eingerichtet werden kann. Des Weiteren interpretiert das Gerät eine Reihe von Befehlen, die von der reinen Daten- und Konfigurationsabfrage bis hin zur kompletten Fernsteuerung reichen. So ist es möglich, das Gerät in einem voll automatisierten Messsystem einzusetzen.

Die kommandozeilenorientierte Software baut zum Programmstart eine Kommunikationsverbindung mit dem Tektronix auf und konfiguriert diese. Zur Kontrolle werden die Verbindungsparameter im Anschluss ausgelesen und gespeichert. Nach der Umschaltung in den Remote-Modus (Fernsteuermodus) wird das Sampling-Oszilloskop mit Messparametern, die durch die Software übermittelt werden, eingestellt. Danach beginnt der eigentliche Messvorgang, zu dessen Ende die Messdaten zusammen mit einem Header in einer Datei gespeichert werden. Dieser Header enthält alle Konfigurationswerte des Messgeräts, aufgeteilt in Blöcke, sowie die Eingabedaten der Software. Danach folgen zeilenweise die Messwerte aufgeteilt in Messzeitpunkt und Reflexionswert. Der Messwertblock umfasst bei einer vollständigen Messung 251 Zeilen, was der maximalen Auflösung des Geräts entspricht. Wird die Messung unvollständig abgebrochen, erfolgt die sofortige Wiederholung der Messung. Der Messzyklus, der aus mehreren Einzelmessungen besteht, ist somit zu jedem Messzeitpunkt vollständig. Nach dem Ende eines Messzyklus schaltet die Software das Gerät in die ursprüngliche Konfiguration und beendet den Remote-Modus.

### 5.1.4 Aufbau des Steuercomputers und Entwicklung der Computersteuerung

Der Arcom Viper ist ein Kleinst-PC optimiert auf viele Schnittstellen bei sparsamem Strombedarf. Er baut auf dem Intel 400 MHz PXA225 XScale Prozessor auf und verwendet ein Embedded Linux als Betriebssystem. Der Viper verfügt über eine Reihe von Schnittstellen: 5x Serielle RS232, 2x USB, 1x 10/100 Ethernet, Audio Line In und Out, Audio Microphon, Speaker, einem TFT/STN Flachbildschirmanschluss, einer Einsteckmöglichkeit für eine CompactFlashkarte sowie Anschlüsse für Stromversorgung aus dem 220 V-Netz bzw. einer Batterie. Zusätzlich befindet sich auf dem Motherboard eine PC/104-Steckverbindung, die die Erweiterungen mit anderen Modulen ermöglicht.

Das Betriebssystem, das speziell für die verwendete Hardware entworfen und zusammengestellt wurde, verfügt über eine Reihe von Stromsparmöglichkeiten. Die Stromversorgung jeder einzelnen Peripheriekomponente kann getrennt ein- bzw. ausgeschaltet werden. Im Gegensatz zu einem herkömmlichen Betriebssystem (OS) fehlt einem Embedded OS die Kompatibilität zu verschiedener Hardware. Die Größe des benötigten Speichers kann so reduziert werden, dass ein nichtmechanisches Speichermedium (Intel-Strata-Flash) ausreicht. Stromintensive Zugriffe auf eine mechanische Festplatte werden so vermieden. Als Wechselspeichermedium dient eine nichtmechanische CompactFlashkarte.

Der Viper verfügt über einen so genannten Watchdog Timer. Dieser ermöglicht es, Software die sich in einem fehlerhaften Modus (Deadlock) verfangen hat, zu schließen und neu zu starten.

Die Steuerung des Messclusters erfolgt über angepasste shell-Skripte, die in Schleifen die auf Kommandozeilenbasis erstellten Steuerprogramme des Sampling-Oszilloskops und des Multiplexers abarbeiten.

Das Messcluster ist fernabfragbar über GPRS-Modem zu erreichen und damit unabhängig vom Telefonnetz. Eine RS232-Schnittstelle ermöglicht auch im Feld die Kontrolle des Steuercomputers über ein Laptop.

### 5.1.5 Entwicklung der Spannungskontrolle

Die Entwicklung der Spannungskontrolle dient dem Ziel, den Versorgungszustand des Messclusters online zu kontrollieren. Dabei werden die einzelnen Komponenten getrennt auf ihren Stromverbrauch bzw. die Stromeinspeisung getestet. Manipulationen des Clusters, wie Veränderungen am Solarpanel bzw. der Versorgungsbatterie, lassen sich damit identifizieren. Zudem können Querempfindlichkeiten zwischen Hochfrequenzsignal und Spannung detektiert werden.

Die Spannungskontrolle besitzt vier Eingänge, die mit dem Solarpanel, der Batterie, der externen Stromverbraucher wie Tektronix und Multiplexer und dem Steuerrechner belegt sind.

### 5.1.6 Operationelle Datenbank

Bei der routinemäßigen Messung von Feuchteprofilen entstehen innerhalb kurzer Zeit eine große Menge an Daten (50 Sonden \* 12 Messungen/Tag \* 250 Einzelwerte/Messung/Sonde=150000 Einzelwerte/Tag). Diese Daten müssen archiviert und zur Rekonstruktion zusammen mit sondenspezifischen Rekonstruktionsparametern weitergeleitet werden. Zudem ist ein schneller, gefilterter Zugriff auf die Daten zu gewährleisten. Um diesen Anforderungen zu genügen, ist der Aufbau einer projektspezifischen Datenbankstruktur unumgänglich, die mittels eines Datenbankmanagementsystems realisiert wird. Ein Datenbankmanagementsystem hat gegenüber anderen Methoden der Datenverwaltung wesentliche Vorteile:

1. Der in der Datenbank zentral gesammelte Datenbestand stellt eine vereinheitlichte Basis für alle Anwendungen und Benutzer dar.
2. Es gibt einen gültigen, konsistenten Datenbestand für alle Benutzer. Lokale Kopien durch Benutzer sind im Gegensatz zur dateibasierten Datenhaltung nicht möglich.
3. Beim Zugriff mehrerer Benutzer auf denselben Datensatz sorgt das Transaktionsmanagement der Datenbank für Konsistenz, der Datensatz bleibt somit in sich schlüssig.
4. Die Daten werden schon bei der Eingabe auf Korrektheit und Integrität überprüft. Bodenfeuchtwerte können ausschließlich positive Werte annehmen (Korrektheit) und nur von Sonden stammen, deren Existenz datenbankintern definiert ist (Integrität).
5. Das Datenbankmanagementsystem erlaubt einen sehr schnellen Zugriff auf große Datenmengen.
6. Das Datenbankmanagementsystem trennt die Daten von den Programmen, die über standardisierte Schnittstellen auf die Daten zugreifen.
7. Die Zugriffe der Datenbank können individuell geregelt werden. Rechte zum Lesen, Schreiben, Ändern oder Löschen von Daten werden benutzerspezifisch erteilt.
8. Die Speicherung und Wiederherstellung von Daten wird zentral koordiniert.

Zum Aufbau einer Datenbank muss die Struktur der Daten analysiert werden, um ein daran angepasstes Datenmodell bzw. Datenbankmanagementsystem zu wählen.

#### 5.1.6.1 Datenmodell / Datenbankmanagementsystem

Beim Aufbau der Datenbank muss der relevante Ausschnitt der „Realwelt“ identifiziert und modelliert werden. Die Realität wird dazu in Einzelobjekte (Entitäten) zerlegt und deren Eigenschaften und Beziehungen untereinander definiert. Der Typ der Einzelobjekte bestimmt als wichtigstes Unterscheidungsmerkmal das Datenmodell. Es lassen sich „relationale“, „objektrelationale“ und „objektorientierte“ Datenbankmanagementsysteme unterscheiden, die die unterschiedlichen Datenmodelle abbilden.

Das Datenmodell des relationalen Datenbankmanagementsystems (RDBMS) besteht aus Entitäten und ihren Beziehungen, die im mathematischen Sinn durch Relationen ausgedrückt werden. Diese Relationen werden in der Datenbank durch Tabellen repräsentiert. Der größte Nachteil der RDBMS ist das flache Datenmodell, das Attribute von Entitäten nur durch simple Datentypen wie Zahlen oder Zeichenketten ausdrückt.

Die Erweiterung der relationalen Systeme zu objektrationalen Datenbankmanagementsystemen (ORDBMS) erlaubt die Verwendung von benutzerspezifischen Datentypen. Geometrische Elemente wie Linien oder Polygone lassen sich so in einer Datenbank abbilden. Die Objektorientierung ist bei ORDBMS nicht vollständig umgesetzt, da wesentliche Teile objektorientierter Programmiersprachen wie die „Vererbung“ nicht unterstützt werden.

Das Datenmodell der objektorientierten Datenbankmanagementsysteme (OODB) ist von objektorientierten Programmiersprachen abgeleitet. Objekte besitzen hier Attribute beliebiger Komplexität und können Attribute und Methoden an andere Objekte weitervererben.

Um das Datenmodell aufzubauen, das den unterschiedlichen Anforderungen der räumlich aufgelösten Feuchtemessungen ebenso entspricht wie Messdaten des Niederschlags oder Abflusses, war die Formulierung aller Anforderungen notwendig. Daraus wurde ein Kernsatz entwickelt, der Grundlage zur Entscheidung für das RDBMS war. Als RDBMS wurde das Open-source-Produkt „PostgreSQL“ benutzt, das mit dem Programm „pgAdmin III“ administriert wurde.

#### 5.1.6.2 SER-Modell

Zum Aufbau eines Datenbankservers ist die Modellierung der Daten unerlässlich. Mit Hilfe von „Entity-Relationship-Modellen“ (ER-Modellen) lassen sich die Entitäten des betrachteten Ausschnitts der Realwelt und ihre Beziehungen untereinander graphisch in „Entity-Relationship-Diagrammen“ (ER-Diagrammen) darstellen. Es existieren kanonische Übersetzungsregeln, um aus einem ER-Modell die für das konzeptuelle Schema der Datenbank notwendigen Tabellen abzuleiten.

Mängel in der Modellierung der Existenzabhängigkeiten von Entitäten, die bei der Verwendung der ersten ER-Modelle auftraten, führten zum verbesserten „Strukturierten Entity Relationship Modell“ (SER-Modell, Frestl, 1993), das hier verwendet wird. Die Existenzabhängigkeit der Diagramm-Elemente ist durch ihre Position beschrieben: Steht im SER-Diagramm ein Element B bei existierender Beziehung rechts von Element A, kann B ohne A nicht existieren. Das Element „cluster“ (Messcluster, **Abbildung 71**) ist eine eigenständige Entität, im SER-Jargon ein „E-Typ“ (durch ein einfaches Rechteck dargestellt). Das Element „location“ (Sondenstandort) ist ein sogenannter „ER-Typ“, das dem schwachen Entitätstyp des ER-Modells entspricht (durch Rechteck mit Pfeil dargestellt). Das bedeutet, eine „location“ ist keine für sich allein existierende Entität, sondern von der Entität „cluster“ abhängig: Ein Messstandort von dem nicht klar ist an welchem Messcluster er sich befindet ist unbrauchbar.

Zwischen den Elementen „cluster“ und „location“ besteht eine Beziehung. Der einfache Strich zeigt an, dass Messcluster auch ohne Sondenstandorte existieren dürfen. Der Punkt an dem Sondenstandort zugewandten Ende bedeutet, dass ein Messcluster mit mehreren Sondenstandorten in Beziehung stehen darf (0-∞-Beziehung), während ein Sondenstandort genau einem Messcluster zugewiesen sein muss (1-1-Beziehung). Die Zuweisungen weiterer Beziehungstypen sind (**Abbildung 71**) angegeben.

**Abbildung 71** zeigt das vollständige Datenmodell der Projektdatenbank als SER-Diagramm.

Die sorgfältige Modellierung des Datenbestands mit Methoden wie die SER-Modellierung ist die wichtigste Aufgabe beim Aufbau einer Datenbank. Sie hilft, die für das Projekt relevanten Entitäten zu identifizieren und ihre Zusammenhänge zu erkennen. Häufig wird erst mit der intensiven Auseinandersetzung und Strukturierung der Daten richtig klar, welche Informationen abgeleitet werden können.

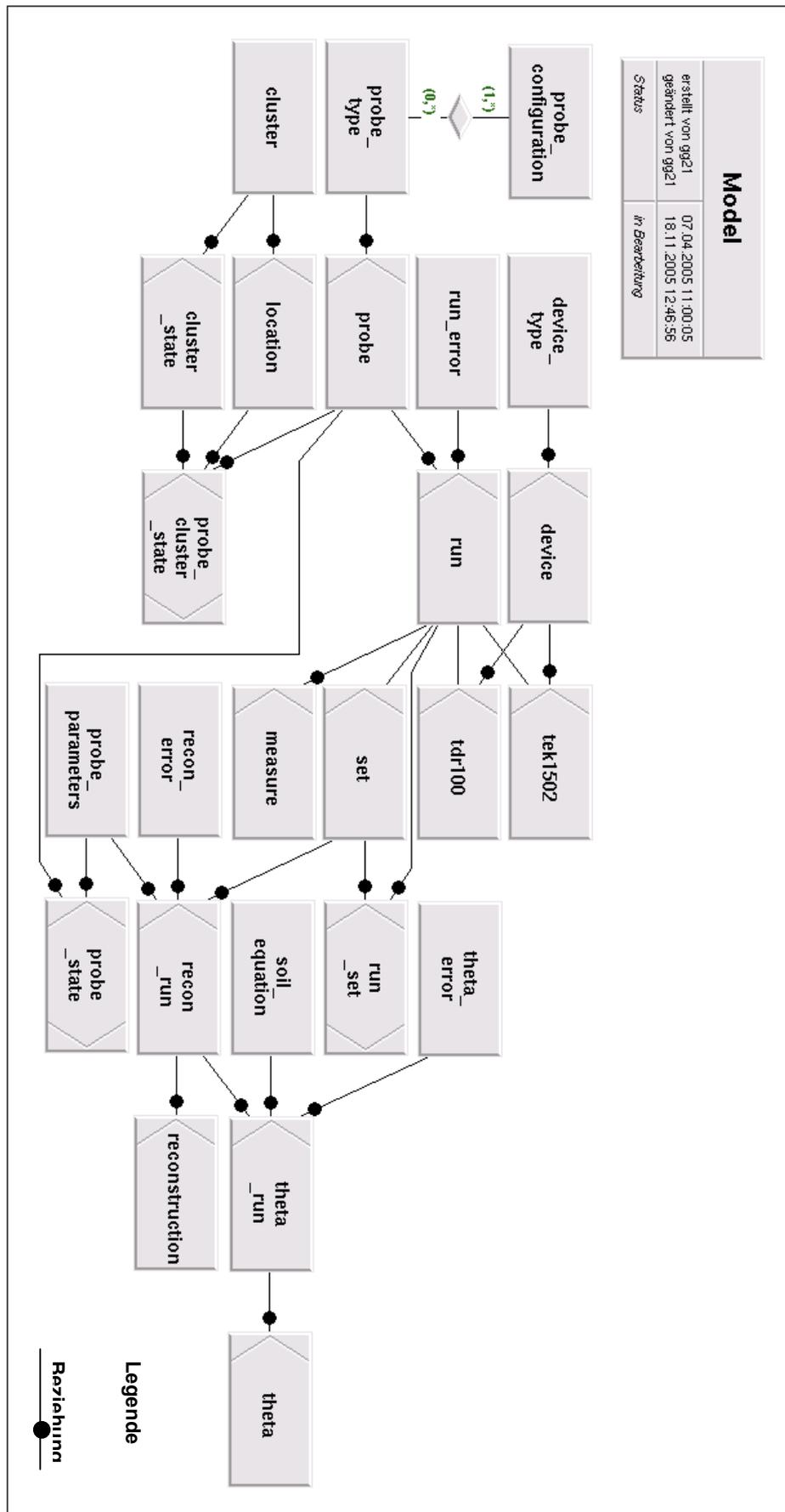
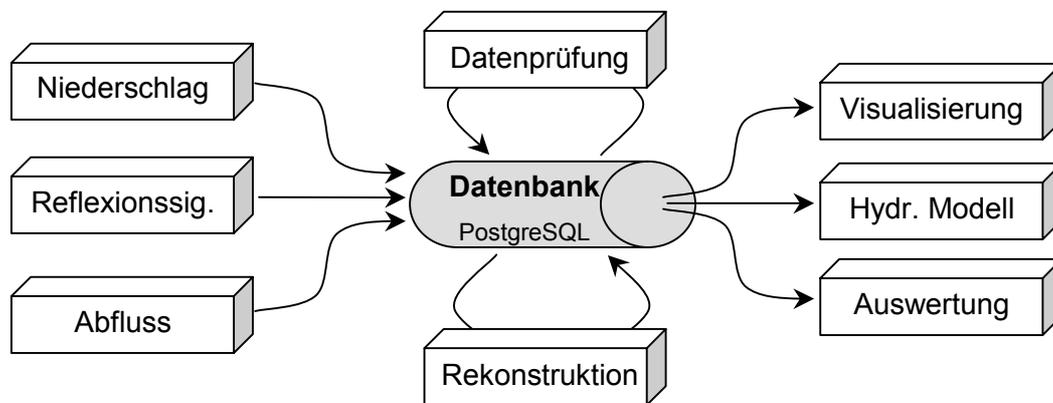


Abbildung 71: SER-Modell für TDR-Mess-, Rekonstruktions- und Feuchtwerte

### 5.1.6.3 Schnittstellen

Die Datenbank dient als Kern für die Datenhaltung auf verschiedenen Bearbeitungsständen. Die in Dateien abgelegten Reflexionssignale der TDR-Sonden, sowie Messwerte des Niederschlags und des Abflusses liefern kontinuierliche Eingaben in die Datenbank. Die Dateien der Reflexionssignale beinhalten neben den Messwerten noch Zusatzinformationen (Headerinformationen), wie den Namen der gemessenen Sonde (Sonden-ID), die Anzahl der aufgezeichneten Messpunkte und die räumliche Auflösung, die bei der Rekonstruktion bzw. Fehlerfindung helfen und als Zusatzinformation in der Datenbank abgelegt werden.

Die Rekonstruktion vom Rohsignal über das rekonstruierte Kapazitätsprofil bis zum räumlich aufgelösten Bodenfeuchteprofil wird in Schritte zerlegt. Jedem dieser Schritte folgt eine automatisierte Datenprüfung, die in Kapitel 5.1.6.4 getrennt beschrieben wird. Diese Datenprüfung benötigt gleichfalls einen gefilterten Datenzugriff. Die Ausgaben zur Visualisierung, für die Verwendung in hydrologischen Modellen oder zu anderen Auswertungen, können in beliebigem Format gefiltert bereitgestellt werden. (**Abbildung 72**).



**Abbildung 72:** Datenhaltung mit Schnittstellen

Die Ein- und Ausgabe wird über diverse Schnittstellen realisiert. Die Schnittstellen sind im einzelnen:

1. Import-Schnittstelle der Messdaten
2. Export-Schnittstelle für die Rekonstruktion
3. Import-Schnittstelle der rekonstruierten Kapazitätsprofile
4. Export-Schnittstelle für die Berechnung des Wassergehalts
5. Import-Schnittstelle der Wassergehaltsprofile
6. Export-Schnittstellen zur Visualisierung, Auswertung und zur hydrologischen Modellierung

Die in Java und Perl geschriebenen Schnittstellensoftware greift in allen Fällen mittels der Programmiersprache SQL auf die Datenbank zu. Im Fall der Export-Schnittstellen ist so ein gefilterter Zugriff möglich. Die Übergabe der Filterdefinitionen geschieht mit Hilfe von Eigenschaftsdateien, wobei mit Schlüsselwörtern auf die einzelnen Parameter zurückgegriffen wird.

### 5.1.6.4 Messwertfehlererkennung und Behandlung

Die Messwertfehlererkennung ist für den Einsatz in der Hochwasserfrühwarnung äusserst wichtig. Während ausgefallene Messungen keine Interpretation erlauben und somit auch die weiterführenden Schritte der Hochwasserfrühwarnung nicht umgesetzt werden, führen nicht erkannte Fehlmessungen zu Interpretationen, die unter Umständen nicht zutreffend sind.

Unangemessene, weiterführende Schritte der Hochwasserfrühwarnung sind in diesem Fall nicht auszuschließen, was das Vertrauen in die Warnung schwächt und bei mehrmaligen Wiederholungen die Hochwasserfrühwarnung vollständig in Frage stellt. Aus diesem Grund ist die Identifikation von Fehlmessungen ein wesentlicher Bestandteil der Hochwasserfrühwarnung und wird in jeder Phase von der Messung über die Rekonstruktion bis hin zur Bestimmung der Bodenfeuchte durchgeführt.

Die Prüfung der Messdaten findet im direkten Anschluss an die Messung statt. Die Anzahl der im Header aufgeführten Punkte eines Messsignals wird mit der Zeilenanzahl des Messwertblocks verglichen. Entsprechen die Zahlenwerte sich nicht, wird die Messung unverzüglich wiederholt.

Die Prüfung der Eingangsdaten findet automatisiert vor dem Eintrag in die Datenbank statt. Als erste Prüfung erfolgt die Auswertung des den Messwerten vorangestellten Headers der Messwertdateien. Der Header beinhaltet Informationen über die Seriennummer der Sonde, deren Konfiguration und Anschlussart und einen Zeitstempel. Mit diesen Informationen ist ein eindeutiger Bezug der Messwerte herstellbar. Messdateien deren Sondenidentifikation nicht einer Sondendefinition der Datenbank entspricht, erzeugen einen Fehlerseintrag ( $error\_id \neq 0$ ), ebenso wie unvollständige Messungen oder Messungen ohne zugewiesene Referenzmessung. Die automatisierte Weitergabe zur Rekonstruktion kann durch Angabe des zugelassenen Fehlers ( $error\_id=?$ ) eingeschränkt werden.

Die Prüfung der zur Rekonstruktion exportierten Daten erfolgt wiederum über die Anzahl der Punkte eines Messsignals. Die in der Datenbank abgespeicherte Anzahl an Punkten eines Messsignals wird beim Export der Daten für die Rekonstruktion mit der tatsächlichen Anzahl der Datenreihen erneut verglichen. Unterschiede führen zum Abbruch der Rekonstruktion.

Die Prüfung der rekonstruierten Kapazitätsprofile auf ihre Plausibilität erfolgt vor dem Zurückschreiben in die Datenbank. Diese Kontrolle erfolgt modular in fünf Teilschritten:

1. In der Datenbank wird zu jedem Sondenstandort eine Ober- und Untergrenze des Kapazitätswerts angegeben. Das rekonstruierte Kapazitätsprofil wird auf den so definierten Wertebereich getestet. Kapazitätswerte ausserhalb des Wertebereichs erzeugen einen Fehlercode ( $recon\_error\_id = 1$ ).
2. Zu einem Zeitstempel werden innerhalb eines Messclusters die Messdaten auf Ausreisser kontrolliert. Aus den rekonstruierten mittleren Kapazitäten des aktuellen Zeitstempels wird der Mittelwert aller Sonden eines Messclusters gebildet. 30 % Abweichung von diesem Mittelwert ergeben einen Fehlerseintrag ( $recon\_error\_id = 2$ ).
3. Die Beobachtung der Messwerte einer Sonde über den Zeitverlauf ermöglicht die Ermittlung von unplausiblen Sprüngen in der Zeitreihe. Dazu wird der Mittelwert der Kapazitätsbestimmung mit dem Mittelwert der letztrekonstruierten fehlerfreien Kapazitätsbestimmung verglichen. Die Differenz darf einen standortspezifischen Grenzwert nicht überschreiten. Der Grenzwert differiert zwischen steigenden und fallenden Kapazitäten. Somit wird den oftmals unterschiedlichen Aufsättigungs- und Entleerungsprozessen des Bodens bereits bei der Kapazitätsbetrachtung Rechnung getragen. Beim Überschreiten des Grenzwerts wird ein Fehlercode ( $recon\_error\_id = 3$ ) generiert. Als fehlerfreie Kapazitätsbestimmung wird hierbei eine Rekonstruktion bezeichnet, die keinen Fehler liefert ( $recon\_error\_id = 0$ ).
4. Das aktuelle Kapazitätsprofil wird mit dem letztgemessenen fehlerfreien Kapazitätsprofil verglichen und die Differenz mittels der Methode kleinster Fehlerquadrate bestimmt. Wenn die Abweichung einen standortspezifischen Grenzwert überschreitet, wird ein Fehlercode erzeugt ( $recon\_error\_id = 4$ ).
5. Der Kapazitätsmittelwert jeder Sonde wird über die Kapazitätsmittelwerte der anderen Sonden desselben Messclusters teilweise erklärt. Eine Korrelationsmatrix gibt die Güte dieser Beziehung an. Die Fehlerprüfung erzeugt eine Korrelationsmatrix, die kontinuierlich aktualisiert wird und auf mindestens 100 vorangegangenen Messungen basiert. Zur Identifizierung eines Fehlers muss die

betreffende Messung mit Messungen desselben Zeitstempels an drei anderen Sonden erklärt werden, deren Korrelationskoeffizient 0.85 überschreitet und deren Kapazitätsbestimmung keinen Fehler erzeugt (`recon_error_id = 0`). Aus den drei Messungen werden die beiden Messungen ausgewählt deren Differenz zueinander minimal ist. Der Vergleich mit einem nicht identifizierter Ausreisser wird so unterbunden. Der Mittelwert der beiden verbleibenden Messungen wird mit dem Messwert verglichen, wobei die Differenz beider Werte einen definierten Schwellenwert von 2 Vol% nicht überschreiten darf. Unterschreiten die Korrelationskoeffizienten den Wert 0.85 ist eine Überprüfung nicht möglich.

Die Prüfung der bestimmten Bodenfeuchten erfolgt durch eine bodenspezifisch definierte Ober- und Untergrenze des Wassergehalts. Das rekonstruierte Feuchteprofil wird auf den dadurch definierten Wertebereich getestet, Feuchtwerte ausserhalb des Wertebereichs erzeugen einen Fehlercode (`theta_error_id=1`).

Die dargestellten Fehlercodes (`error_ids`) entsprechen Eintragungen in der Datenbank, die die Plausibilisierung rekonstruierter Daten erleichtert und Mess- bzw. Rekonstruktionsfehler leichter auffindbar macht. Die Speicherung der rekonstruierten Daten findet unabhängig vom ermittelten Fehlercode statt.

### 5.1.7 Automatisierung der Rekonstruktion

Die Anzahl der zeitnah zu rekonstruierenden Messsignale steht in Abhängigkeit der ausgebrachten Sonden. Da eine Einparameterrekonstruktion, wie sie die Dreistabsonde erfordert, ca. 1.5 Minuten benötigt, wächst aufgrund der Vielzahl der Messungen der benötigte Zeitraum für die Rekonstruktion aller Sonden eines Zeitstempels schnell. Die Verteilung der Rekonstruktionsaufgaben auf mehrere Computer (Client-Server Applikationen) ermöglicht die zeitgleiche schnelle Abarbeitung und Bereitstellung der Ergebnisse zur weiteren Interpretation.

Um den Anpassungsaufwand an verschiedene Betriebssysteme gering zu halten, wird Java als Programmiersprache gewählt. Client-Server Applikationen werden hier über das Remote-Methode-Interface ermöglicht.

Das Programm ist in einen Client und mehrere Server aufgeteilt. Wobei die Aufgabe des Clients darin besteht, die Anzahl der Server zu ermitteln, diese mit Berechnungsaufträgen zu versehen und fertige Berechnungen einzusammeln. Es dient als Schnittstelle für die Rekonstruktionsberechnung. Der Server wiederum hat die Aufgabe, das eigentliche Berechnungsprogramm mit dem vom Client erhaltenen Berechnungsauftrag zu starten und zu überwachen. Die Überwachung prüft hierbei kontinuierlich, ob die Rekonstruktion noch Fortschritte erzielt. Sollte dies nicht mehr der Fall sein, wird der Fehler protokolliert und der Vorgang neu gestartet. Wird nach einer vorzugebenen Anzahl von Neustarts kein Endergebnis erreicht, gilt der Vorgang als fehlerhaft und wird so an den Client zurückgemeldet.

Die Vorteile des Verfahrens sind:

- Jeder Rechner, der über eine Java Virtual Maschine und einen Netzwerkanschluss verfügt, kann als Server herangezogen werden.
- Die Programmierung in RMI benötigt weniger Overhead und Spezialkenntnisse als zum Beispiel das Message Passing Interface, welches als Bibliothek zur Clusterprogrammierung eingesetzt wird.
- Durch den Verzicht auf eine Clusterung der Rechner fällt kein zusätzlicher Aufwand für die Vernetzung der PCs an.

Aufgrund der Trennung von Berechnungsprogramm und Client-Server können beide getrennt von einander entwickelt werden.

### 5.1.8 Weiterentwicklung des operativen Messsystems

Das operative Messsystem steht unter ständiger Entwicklung und Verbesserung hinsichtlich der Robustheit, der Messgenauigkeit, der Geschwindigkeit in Messung und Rekonstruktion und der Handhabbarkeit. In die Entwicklung fließen Erfahrungen, die aus diversen Anwendungen mit ähnlichen Fragestellungen herrühren (Schuhmann, 2002, Scheuermann, 2002; Rings, 2005). An der **Abbildung 73** und **Abbildung 74**, die die Weiterentwicklung des Messsystems zeigen, wird dies deutlich. Das in **Abbildung 73** dargestellte Messsystem (Stand 2002) ist in eine Kunststoffkiste eingebaut.

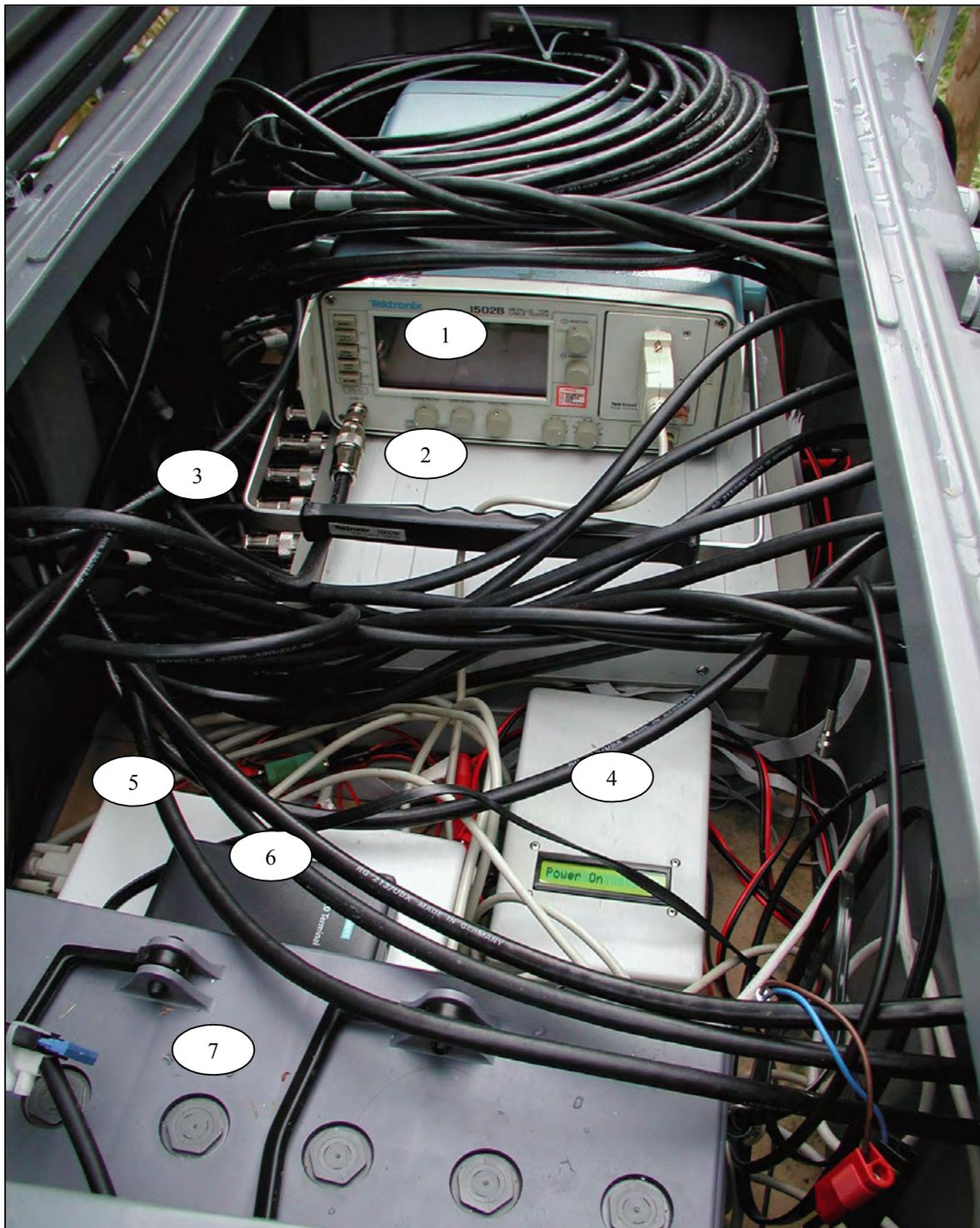
Die verwendeten Komponenten sind im einzelnen:

1. Tektronix Kabeltester 1502B
2. 47-Kanal Multiplexer
3. Zuleitungen der Zweistabsonden
4. Schnittstellenbox
5. Steuercomputer (SSV PC/104 Single Board Computer)
6. GSM-Modem (Siemens M20)
7. Stromversorgung Solar 12 V

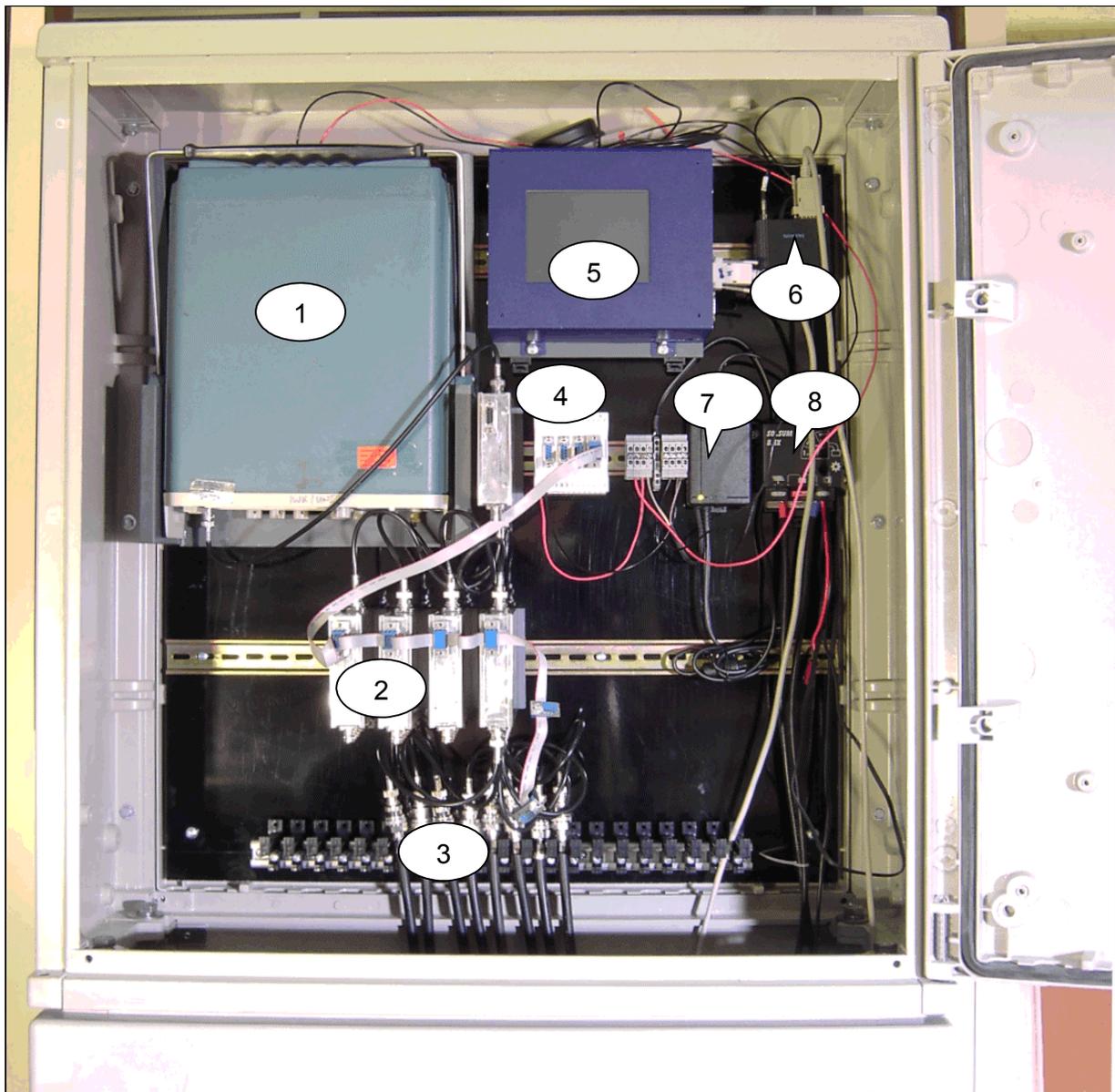
Die in **Abbildung 74** dargestellten Komponenten (Stand 2005) sind in einem Gehwegverteilerschrank auf Hutschienen montiert und lassen sich somit leicht austauschen. Die Komponenten sind im einzelnen:

1. Tektronix Kabeltester 1502B
2. 8-Kanal Multiplexer (hier 5 Stück)
3. Zuleitungen der Dreistabsonden
4. Schnittstellenbox
5. Steuercomputer (Arcom Viper)
6. GSM-Modem
7. Stromversorgung 220 V (optional)
8. Stromversorgung Solar 12 V (optional)

Der modulare Aufbau dieses Messsystems macht die Weiterentwicklung einzelner Komponenten jederzeit möglich. Softwarerevisionen können durch Anbindung des Systems an das GSM-Modem sowohl auf dem Steuercomputer als auch auf den Multiplexern ferngesteuert installiert werden.



**Abbildung 73:** Messkiste des operativen Messsystems (Stand 2002)



**Abbildung 74:** Messschrank des operativen Messsystems (Stand 2005)

## 5.2 Feldmaßstäbliche Vorversuche zur Überprüfung der Messtechnik

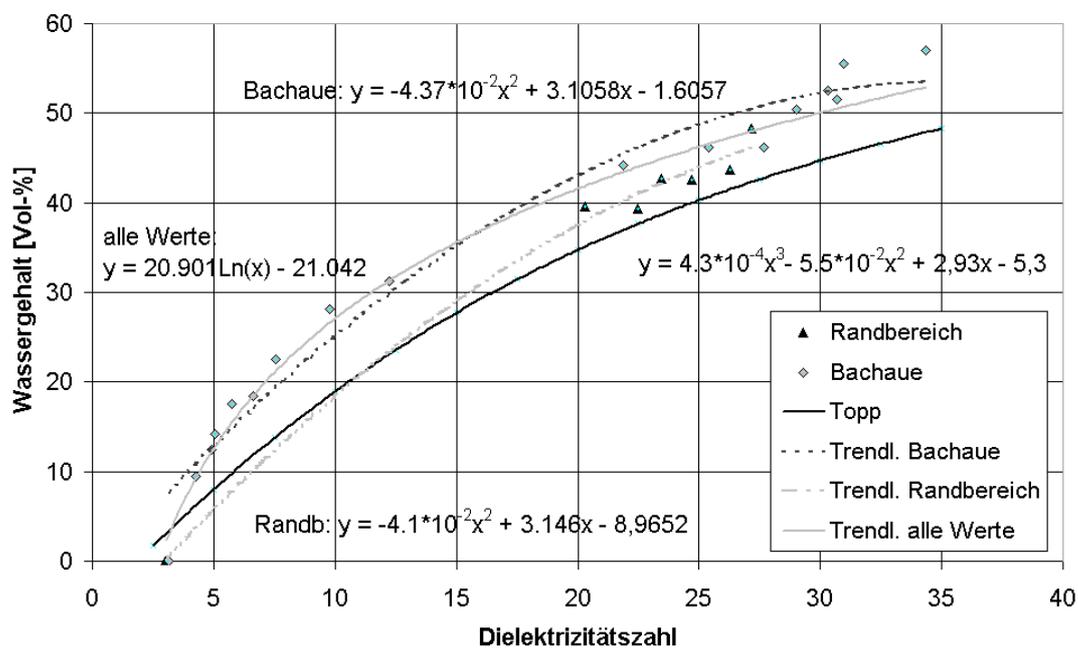
Um die Feldtauglichkeit des Messsystems unter Beweis zu stellen und vertiefte Erkenntnisse der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Bodenfeuchte zu erhalten, wurde im Einzugsgebiet des Goldersbachs (Tübingen) ein Freilandversuch durchgeführt. Die in dieser Voruntersuchung verwendete Messtechnik entsprach in einigen Teilen nicht der in den vorangestellten Kapiteln beschriebenen. Daran lässt sich die Dynamik ablesen, die derzeit hinter der Entwicklung von profilaufgelöster Bodenfeuchtemesstechnik steht.

### 5.2.1 Versuchsdurchführung

Die TDR-Messungen wurden im Zeitraum von 17.07.2002 bis 15.11.2002 durchgeführt. Der zeitliche Abstand zwischen zwei Messungen betrug 180 min. Die Dauer eines Messzyklus,

bestehend aus 45 Sondenmessungen und einer Referenzmessung, lag bei 14 min. Während des Messzeitraums fanden über 19000 Einzelmessungen statt. Die Anzahl der Messungen an jeder Sonde schwankt zwischen 355 und 579. Diese Differenzen ergeben sich aus unvollständigen Messzyklen. Die Ursache hierfür lag an Schäden der hochfrequenten Sondenzuleitungen durch Wühltriebfall, an mechanischen Schäden der Sonden, an Problemen des Multiplexers, an Problemen der Spannungsversorgung oder an Softwareausfällen. Zusätzlich musste die Fernabfrage des Clusters während dieser Zeit mehrmals überprüft und neu gestartet werden, was zu Ausfällen von mehreren Messungen über einen längeren Messzeitraum führte.

Die empirische Beziehung zwischen Dielektrizitätszahl und Wassergehalt nach Topp (Gl. 9) wurde für das vorhandene Bodenmaterial der Bachauen und des Randbereichs getrennt überprüft. Dazu wurden jeweils Bodenproben entnommen und im Trockenschrank bei 105°C getrocknet, mit einer definierten Menge an Wasser wiederbewässert und die Dielektrizitätszahl gemessen. Die bestimmten Wertepaare zeigt **Abbildung 75**.

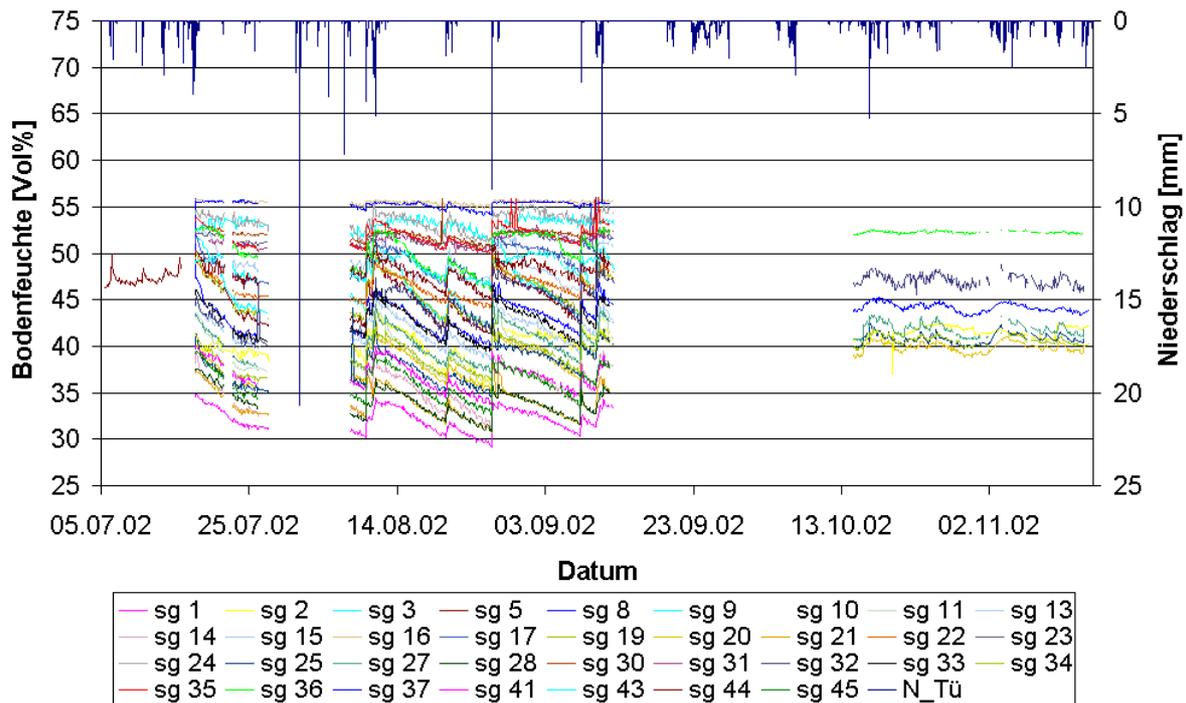


**Abbildung 75:** Vergleich des empirischen Topp-Ansatzes mit den Dielektrizitäts-Wassergehalts-Messungen der untersuchten Böden

Die erreichten Bestimmtheitsmaße liegen für die Beziehung nach Topp bei 0.97, für die eigene Auswertung bei 0.98. Aufgrund der geringen Anzahl an eigenen Messwerten erfolgt die Auswertung mit dem Ansatz nach Topp.

## 5.2.2 Versuchsauswertung

Einen eingeschränkten Überblick über die gewonnenen Messdaten zeigt Abbildung 76. Dargestellt sind neben den aus den profilaufgelösten Bodenfeuchtwerten generierten Mittelwerten an 34 Standorten auch der aufgezeichnete Niederschlag am Standort Mauterswiese.



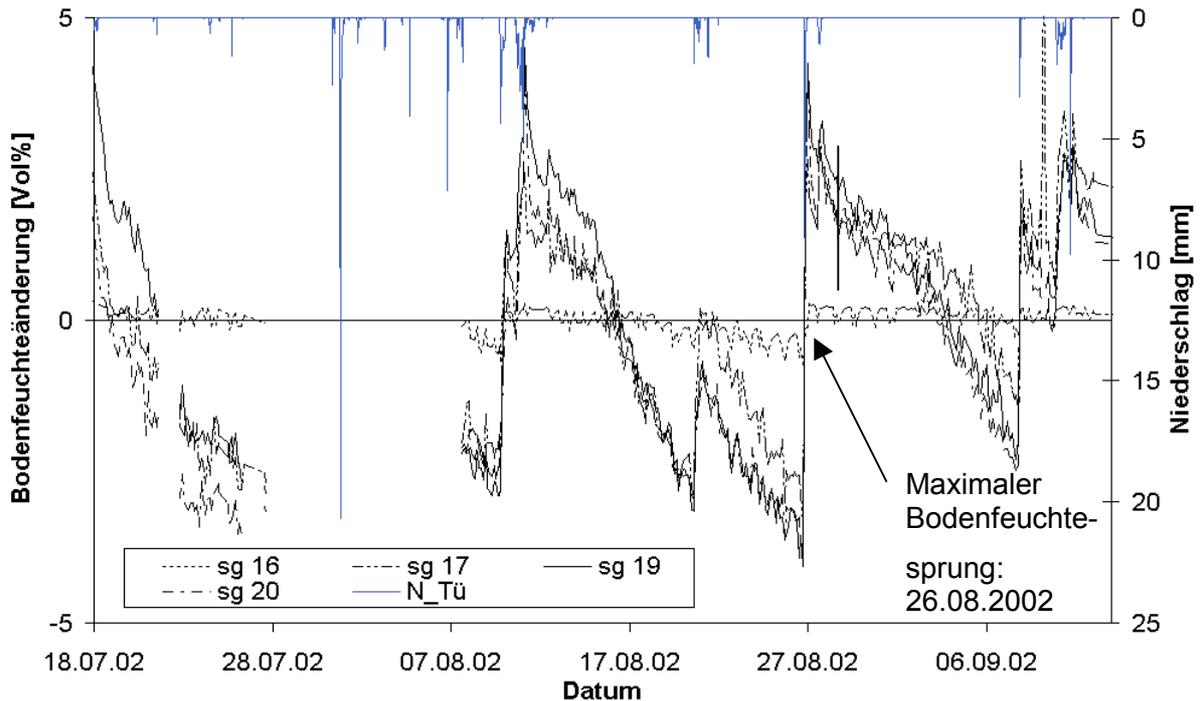
**Abbildung 76: Bodenfeuchtezeitreihen an 34 Standorten als Mittelwert, Niederschlagszeitreihe am Standort Mauterswiese**

Die Darstellung der Bodenfeuchteänderung an ausgewählten Standorten zeigt **Abbildung 77**. Die aus den profilaufgelösten Bodenfeuchtwerten generierten Mittelwerte werden zusätzlich über die Zeit gemittelt. Der so berechnete Mittelwert der Bodenfeuchtemittelwerte dient als Bezugsniveau. Zusätzlich ist der Niederschlag dargestellt, der an der Station Mauterswiese aufgezeichnet wurde.

Erkennbar ist die unterschiedliche Bodenfeuchtedynamik zwischen der Bachaue und dem Randbereich. Während die Bachaue (sg16) bei annähernder Sättigung nur unwesentliche Schwankungen der Bodenfeuchte (zwischen 55-56 Vol%) aufweist, verlaufen die Kurven des Randbereichs bei starken Schwankungen qualitativ gleich (sg17 46-55 Vol%, sg19 42-50 Vol%, sg20 35-43 Vol%). Der effektive mittlere Schwankungsbereich aller Sonden beschränkt sich auf 7 Vol%. Die Absolutwerte der Bodenfeuchte nehmen von Auenbereich zum Randbereich kontinuierlich ab. Während der Mittelwert der Sonde in der Bachaue (sg16) bei 56 Vol% liegt, verringert sich der Wert über die Sonde sg17 mit 49 Vol% und Sonde sg19 mit 46 Vol% auf einen Wert von 38 Vol% bei der von der Bachaue weitest entfernten Sonde sg20. Die Sprünge der Bodenfeuchtezeitreihen korrelieren mit den Niederschlagsereignissen der aufgezeichneten Niederschlagszeitreihe.

Insbesondere die Sonde sg16 zeigt mit dem Tagesverlauf periodische Schwankungen. Diese erreichen ihr Maximum bei 0.35 Vol% und sind auf die Temperaturabhängigkeit des Messverfahrens zurückzuführen. Mittels Temperaturkompensation ist dieser Fehler korrigierbar, was jedoch die Messung der Temperatur voraussetzt.

Die Fülle der Daten macht eine Auswahl erforderlich. Exemplarisch wird die Profillinformation der Bodenfeuchte für zwei Zeitpunkte gewählt, zwischen denen sich die Änderung der Bodenfeuchte maximiert (**Abbildung 77**). Als Zeitpunkte werden die Messungen vom 26.08.2002 14:46 und 26.08.2002 23:16 gewählt.



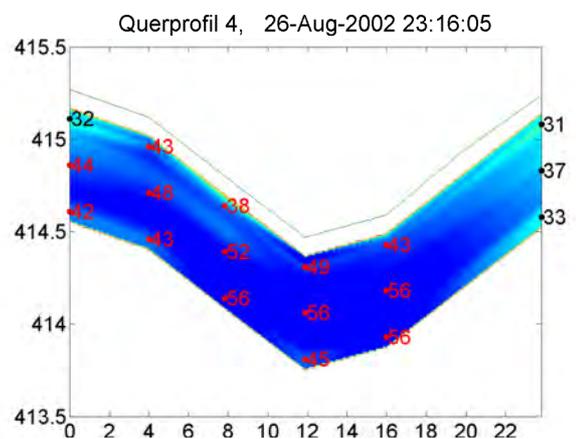
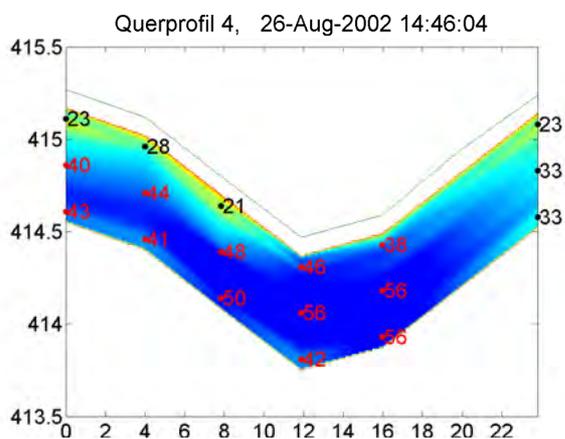
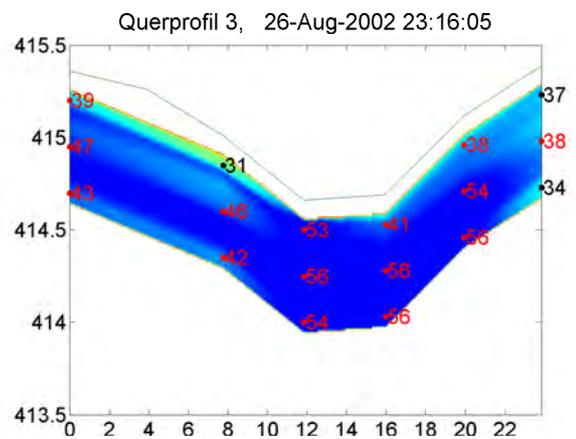
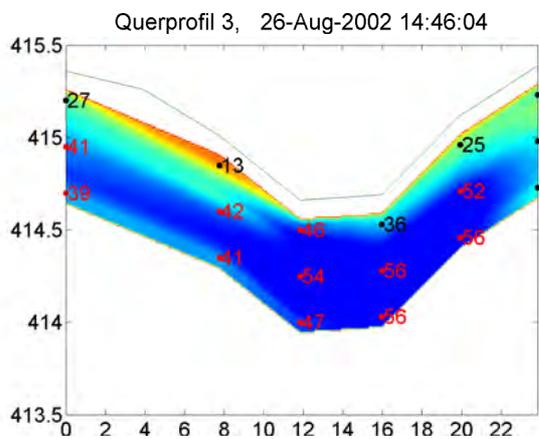
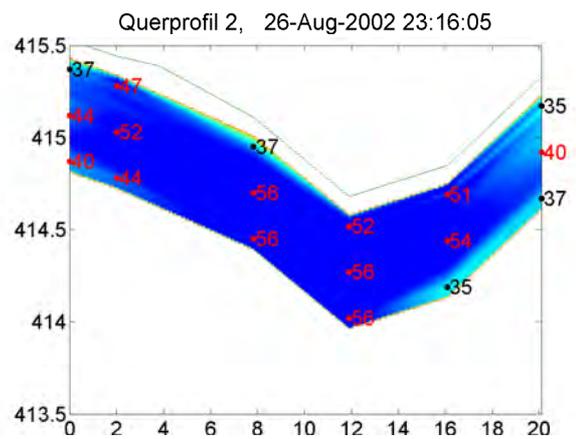
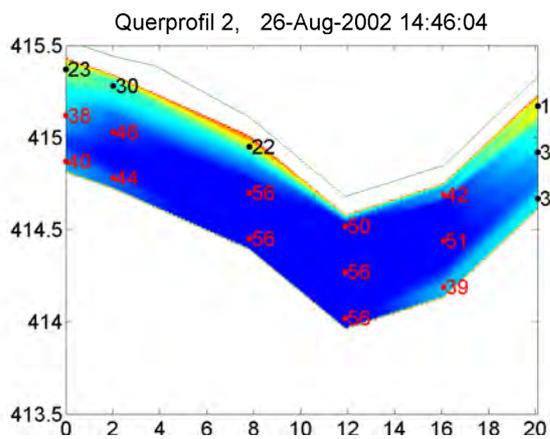
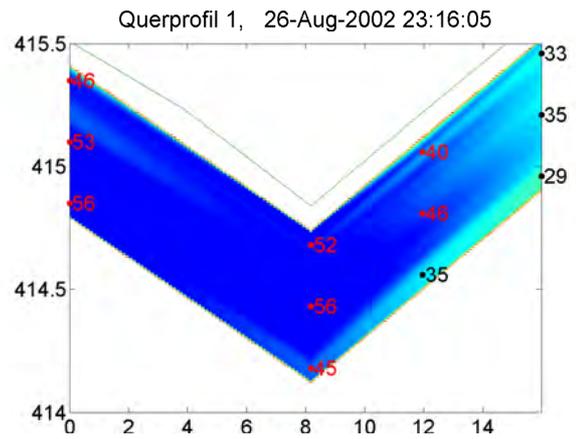
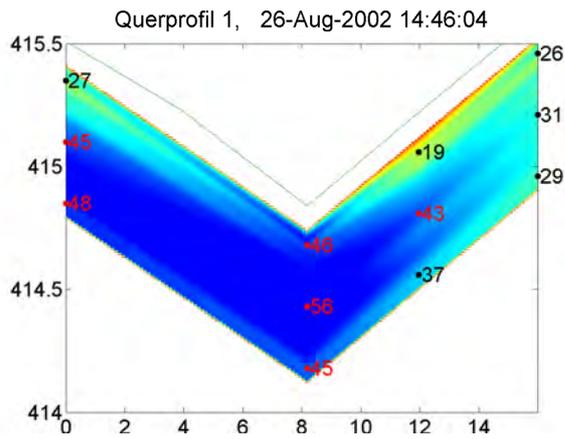
**Abbildung 77:** Bodenfeuchteänderung im Bereich der Bachaue (sg16) und im Übergangsbereich (sg17, sg19, sg20), Niederschlagszeitreihe am Standort Mauterswiese

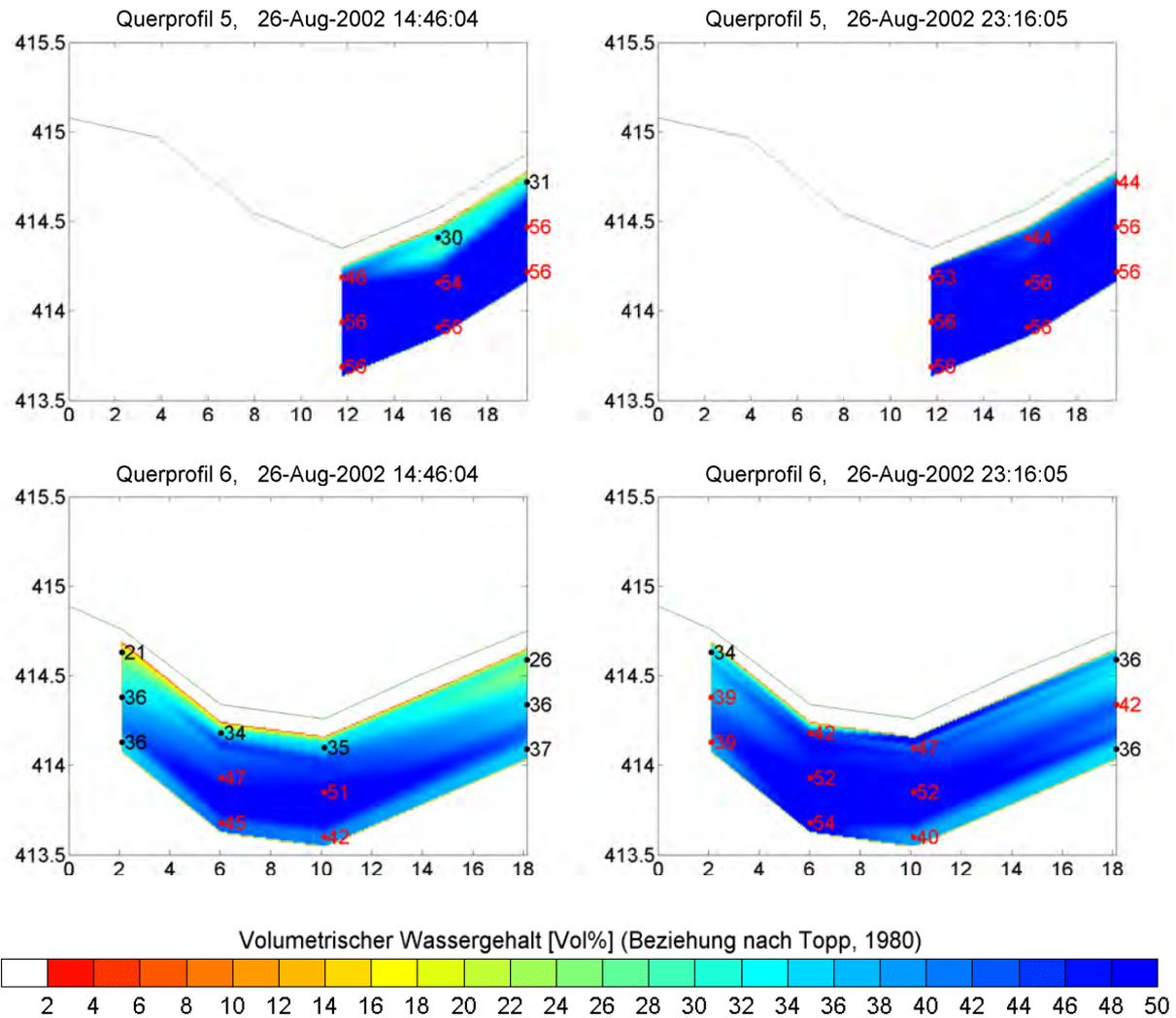
Die Änderung resultiert aus einem Niederschlag von 15 mm Höhe. Die Rekonstruktion der aufgezeichneten TDR-Signale erfolgt mit einer vertikalen Auflösung von 5 mm, die Umrechnung in die Bodenfeuchte erfolgt nach dem Topp-Ansatz. Die ermittelten Werte dienen als Stützstellen einer Interpolation, die die zweidimensionale Darstellung ermöglicht. Der quasi dreidimensionale Bodenfeuchteraum wird zu Darstellungszwecken in vertikale und horizontale Schnitte zerlegt.

### 5.2.2.1 Vertikale Schnitte

Die der Auswertung dienende Sonden sind im Querprofil 1 die Sonden sg01, sg02, sg03 und sg05. Das Querprofil 2 besteht aus den Sonden sg14, sg15, sg16, sg17, sg19 und sg20. Die Sonden sg21, sg22, sg23, sg24, sg25 und sg27 bilden das Querprofil 3 und im Querprofil 4 befinden sich die Sonden sg28, sg30, sg31, sg32, sg33 und sg34. Die drei Sonden sg35 bis sg37 zählen zum Querprofil 5. Das Querprofil 6 beinhaltet die Sonden sg41, sg43, sg44 und sg45. Die Blickrichtung auf die zweidimensionale Bodenfeuchteverteilung geschieht von Ost, niedrigere Sondennummern werden in den folgenden Abbildungen somit weiter rechts abgebildet. Die Abbildungen zeigen die durch die Vermessung ermittelte Höhe der Sonden auf der vertikalen Achse. Die Geländeoberkante wird 10 cm oberhalb der Sondenköpfe dargestellt, was der Realität insbesondere im Bereich des Bachlaufes nicht entspricht. Der Abstand zwischen den Sonden ist der Vermessung entnommen. Neben der Farbdarstellung zeigen konkrete Werte, die als Mittelwerte aus einem 10 cm breiten Bereich gebildet werden, die Bodenfeuchte in **Abbildung 78** an.

Für jedes Querprofil sind die beiden Zustände vom 26.08.2002 14:46 und 26.08.2002 23:16 nebeneinander dargestellt.





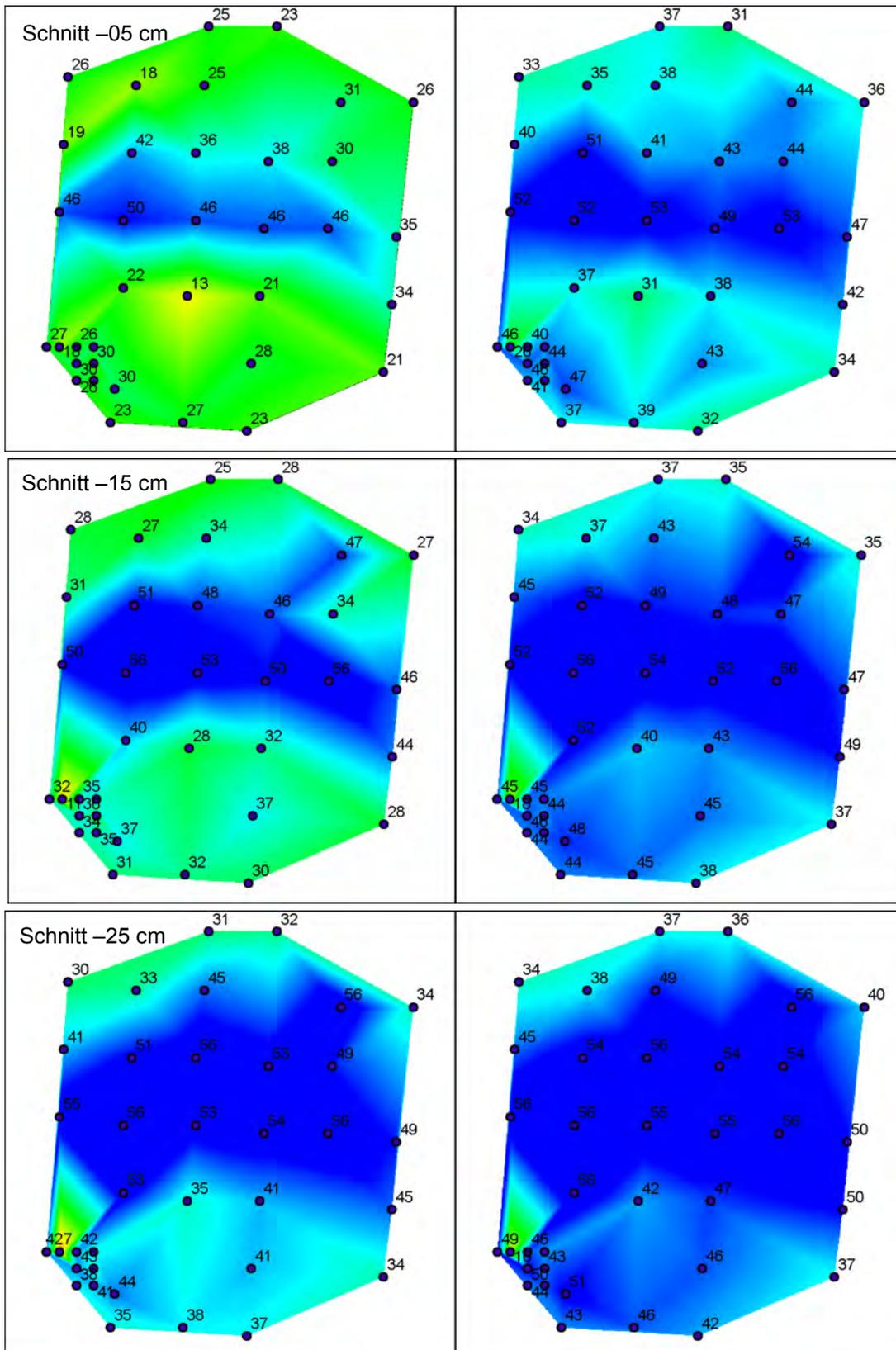
**Abbildung 78:** Vertikale Schnitte (Querprofile) des quasi dreidimensionalen Bodenfeuchteraums für einen trockenen (26.08.2002, 14:46) und einen feuchten (26.08.2002, 23:16) Zustand mit gemittelten Bodenfeuchteangaben aus 10 cm Profilabschnitten

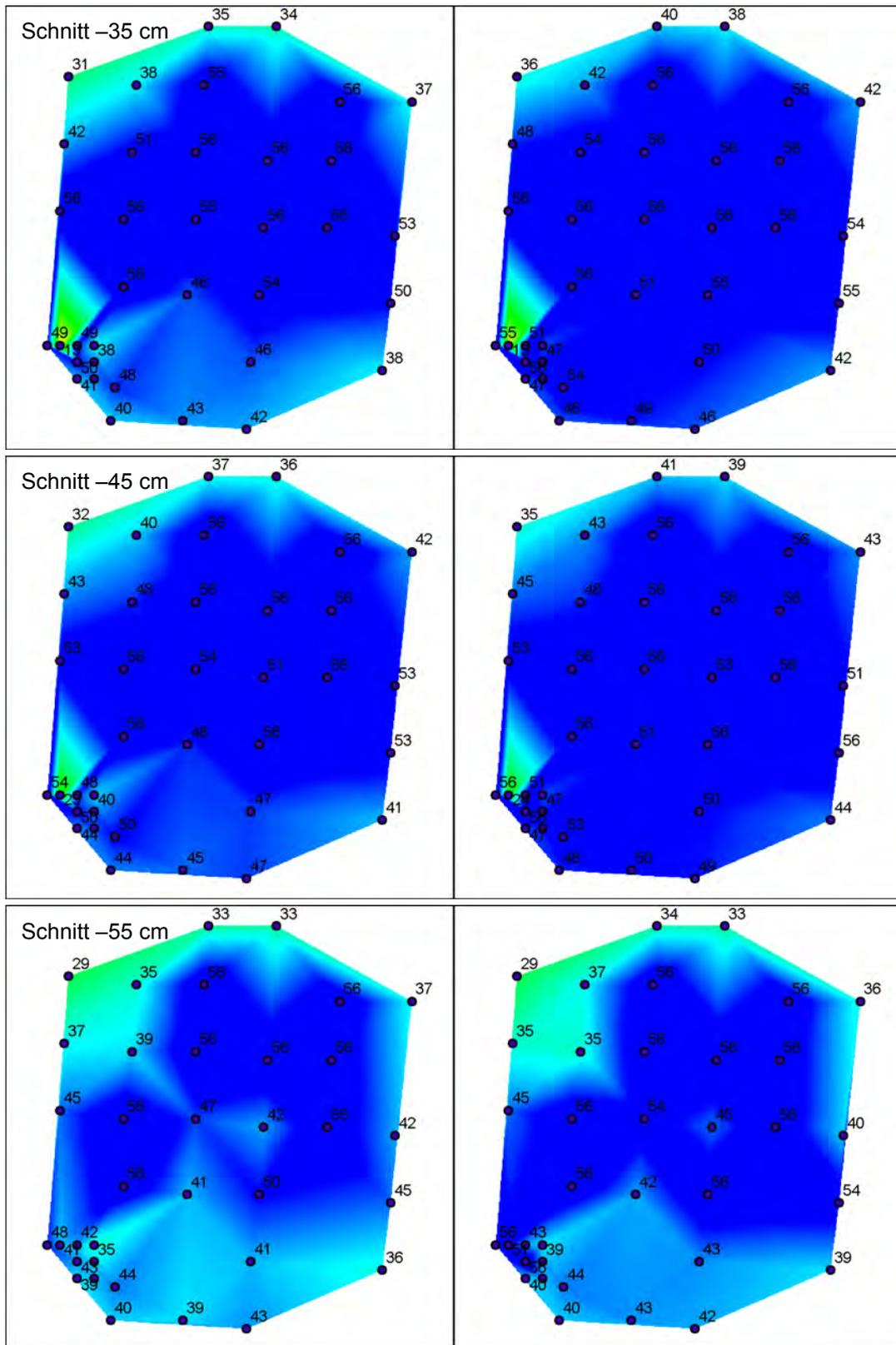
Oberflächennah sind deutliche Veränderungen der Bodenfeuchte insbesondere im Randbereich außerhalb der Bachaue feststellbar. Durchgängig hohe Werte liefern Messungen in der Bachaue. Hohe Bodenfeuchtwerte ergeben sich auch in tieferen Sondenabschnitten, die zusätzlich nur eine geringe Änderung zwischen den beiden Zuständen aufweisen

**5.2.2.2 Horizontale Schnitte**

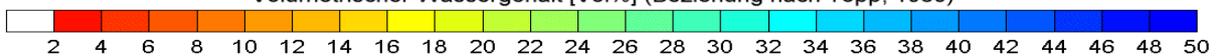
Die horizontalen Schnitte erfolgen in 10 cm Schritten vom Sondenkopf aus gemessen. Sowohl die konkreten Werte als auch die Farbverteilung stellt den Mittelwert aus einem 10 cm breiten Bereich um die angegebene Tiefe des Schnitts dar. Als Sonden dienen die bereits für die Querschnitte verwendeten Sonden. Zusätzlich werden mit den Sonden sg06, sg08, sg09, sg10, sg11, sg12 und sg13 der Bodenfeuchteraum verfeinert.

Die Abbildungen zeigen die durch die Vermessung ermittelten Sondenpositionen. Für jeden horizontalen Schnitt sind die beiden Zustände vom 26.08.2002 14:46 und 26.08.2002 23:16 nebeneinander dargestellt.





Volumetrischer Wassergehalt [Vol%] (Beziehung nach Topp, 1980)



**Abbildung 79:** Horizontale Schnitte des quasi dreidimensionalen Bodenfeuchteraums für einen trockenen (26.08.2002, 14:46) und einen feuchten (26.08.2002, 23:16) Zustand mit gemittelten Bodenfeuchteangaben aus 10 cm Profilabschnitten

Die bei den vertikalen Schnitten gemachten Beobachtungen treten hier deutlich auf. Mit zunehmender Tiefe vergrößert sich der Bereich hoher Bodenfeuchte hin zu den Randbereichen. Die Dynamik zwischen den Zuständen nimmt dabei in gleicher Weise ab. Lediglich der Schnitt –55 cm stellt sich gegen den Trend und weist deutlich geringere Bodenfeuchten auf, als der darüber liegende Schnitt –45 cm.

### 5.2.2.3 Bodenfeuchteänderung

Analog zu den horizontalen Schnitten ist die Bodenfeuchteänderung ebenfalls in 6 Schnitten dargestellt (**Abbildung 80**). Um die Änderungen sichtbar zu machen, werden die Feuchteverteilungen zum Zeitpunkt 26.08.2002 14:46 von den Verteilungen am 26.08.2002 23:16 subtrahiert.

Es zeigen sich wesentliche Bodenfeuchteänderungen in den oberen Schnitten (Schnitt –5 cm, Schnitt –10 cm) die bis zu dem Wert von 21 Vol% ansteigen. Der mittlere und untere Bereich reagieren weniger dynamisch. Im unteren Bereich (Schnitt –45 cm, Schnitt –55 cm) ist eine Abnahme der Bodenfeuchte um 4 Vol% festzustellen.

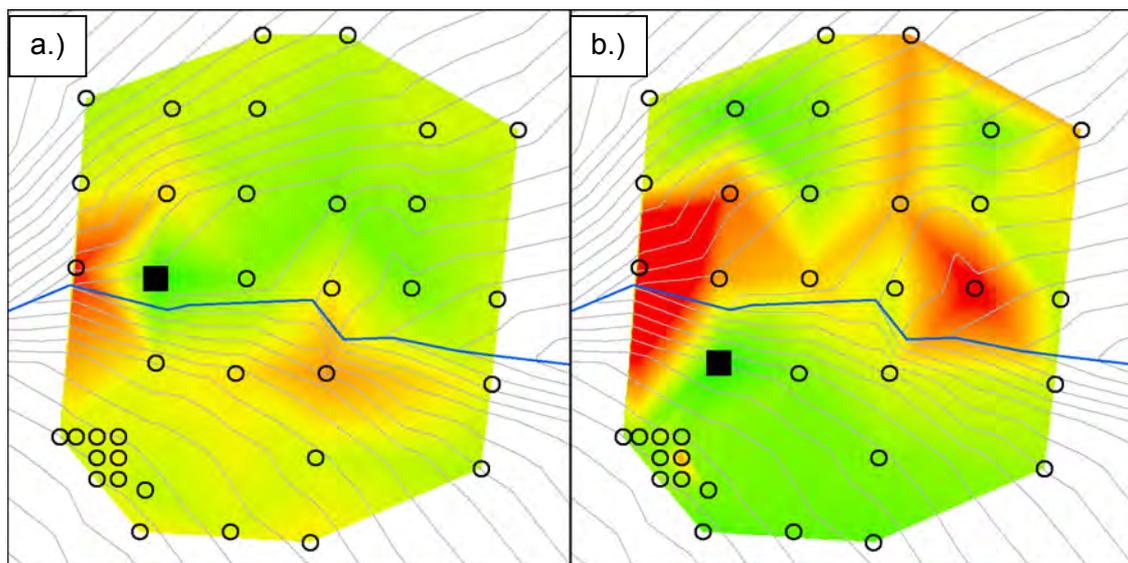


### 5.2.2.4 Korrelationsbetrachtungen

Für den Zeitbereich 5 Stunden vor und 15 Stunden nach allen erfassten Niederschlagsereignissen, aufgezeichnet am Niederschlagschreiber Mauterswiese, werden die Bodenfeuchten als Mittelwert für eine Korrelationsbetrachtung herangezogen. Damit wird ausschließlich der relevante Zeitbereich, in dem die größten Veränderungen der Bodenfeuchte zu erwarten sind, betrachtet. Hohe Korrelationen, die aufgrund von statischem Verhalten des Systems hervorgerufen werden, sind somit ausgeschlossen. Für alle Sonden wird die Korrelation zu sämtlichen anderen Sonden bestimmt und eine Korrelationsmatrix aufgebaut. Die in **Abbildung 81** dargestellten Verteilungen der Korrelationskoeffizienten beziehen sich auf Referenzsonden, deren Korrelationskoeffizient folglich 1 ist. Aufgrund der in **Abbildung 77** dargestellten Besonderheiten in der Charakteristik werden die Sonden sg16 für den Auenbereich und sg17 für den Randbereich als Referenzsonden gewählt. Zwischen den Korrelationskoeffizienten erfolgt eine lineare Interpolation.

Die bachnahe Referenzsonde sg16 zeigt Korrelationen im oberen, nördlichen Bildbereich außerhalb des Auenbereichs, die den Wert 0.85 erreichen. Andere, ebenfalls bachnahe Sonden (sg03, sg31) zeigen hingegen nur eine geringe Korrelation zwischen 0.4 und 0.6 (**Abbildung 81a.**)).

Für den höherliegenden Randbereich zeigt die Verteilung der Korrelationskoeffizienten, dass Messungen mit vergleichbarer Höhendifferenz zum Vorfluter ähnlich ausfallen. Insbesondere im unteren, südlichen Bildbereich zeigen sich Korrelationskoeffizienten, die, ausgenommen der Sonde sg12, durchgehend 0.9 überschreiten. Messungen im vorfluternahen Bereich sind hingegen fast durchweg schwach korreliert (sg03, sg16, sg24, sg31, sg37, **Abbildung 81b.**)).



Legende



**Abbildung 81:** Korrelationskoeffizienten der Referenzsonden zu Sonde sg16(a.) bzw. Sonde sg17 (b.) visualisiert als räumliche Interpolation

### 5.2.2.5 Diskussion

Im Zeitverlauf sind sowohl in den vertikalen als auch in den horizontalen Schnitten deutlich verschiedene Ausdehnungen des Sättigungsbereichs erkennbar, die aufgrund eines Niederschlagsereignisses am 26.08.2002 hervorgerufen wurden. Die Zone der hohen Feuchtwerte erstreckt sich dabei entlang des Baches und verwischt zu den Außenbereichen hin. Ein Kapillarsaum ist als Übergang zwischen den stark feuchten, tieferliegenden und den schwach feuchten, höherliegenden Bereichen insbesondere für den trockenen Zustand (26.08.2002 14:46) erkennbar. Die ausgedehntere Sättigungsfläche im feuchten Zustand (26.08.2002 23:16) lässt auf erhöhte Abflussbereitschaft schließen, was sich mit den Messungen des Abflusses am Pegel Kirnbach (26.08.2002 14:46: 0.03 m<sup>3</sup>/s, 26.08.2002 23:16: 5.04 m<sup>3</sup>/s) deckt.

Die Bodenfeuchte am unteren Rand der Zweistabsonden wird systematisch unterschätzt, dies führt zu einem trockeneren Band an den Sondenspitzen. Sowohl am Übergang zwischen Koaxialkabel und Sondenstäben als auch bei der Totalreflektion an den Sondenspitzen zeigen sich die Probleme der Zweistabsonde. Zum einen werden diese auf den Symmetriebruch im Sondenkopf zurückgeführt, zum anderen auf den großen Stababstand der Zweistabsonde von 6 cm, der das langsame Aussterben höherer elektromagnetischer Moden bei sprungartigen Veränderungen des elektromagnetischen Felds bewirkt (Heimovaara, 1993). Die weitere Verwendung von Zweistabsonden wurde nach diesem Versuch zugunsten der bereits beschriebenen Dreistabsonden eingestellt. Der Symmetriebruch der Dreistabsonden fällt im Bereich des Übergangs zwischen Koaxialkabel und Stäben im Sondenkopf deutlich geringer aus, der Stababstand ist mit 3 cm halbiert.

Trotz der Charakteristik einer Sättigungsfläche zeigt die Betrachtung der Bodenfeuchteänderung nur wesentliche Veränderungen in den oberen 20 cm des Bodens (**Abbildung 80**, Schnitt -5 cm und Schnitt -15 cm), während in den unteren Bodenbereichen keine wesentliche Veränderung des Wassergehalts stattfindet. Die mittlere Feuchte aller Sonden liegt in diesem Bereich bereits vor Beginn des Niederschlags zwischen 42 Vol% und 48 Vol% und damit deutlich höher als im oberen Bereich mit 29 Vol% bzw. 36 Vol%. Ein Sättigungszustand ist in einer Tiefe von 20-60 cm schneller erreicht, womit die geringen Änderungen der Bodenfeuchte erklärbar und dennoch Sättigungsflächenabfluss als dominierender Abflussbildungsprozess beibehalten werden kann.

Die Vergleich der Sonden zeigt teilweise starke Korrelationen. Insbesondere im Randbereich liegt die Vermutung nahe, dass die Niederschlagsbelastungen nicht ausreichend waren um eine Bodenfeuchtereaktion auslösen zu können. Dem widersprechen zum einen die in **Abbildung 76** und **Abbildung 77** dargestellten Bodenfeuchtereaktionen an allen Sonden, zum anderen das dargestellte Ereignis der **Abbildung 78** und **Abbildung 79** mit der Ausweitung des gesättigten Bereichs bis in den Randbereich. Die Korrelationsmatrix ermöglicht Aussagen über den betriebenen Messaufwand. Insbesondere die gute Korrelation der Sonden des Randbereichs macht eine Beschränkung des Messaufwandes auf zwei Transekte möglich. Dabei dient der zweite Transekt der Plausibilisierung der Messungen des ersten.

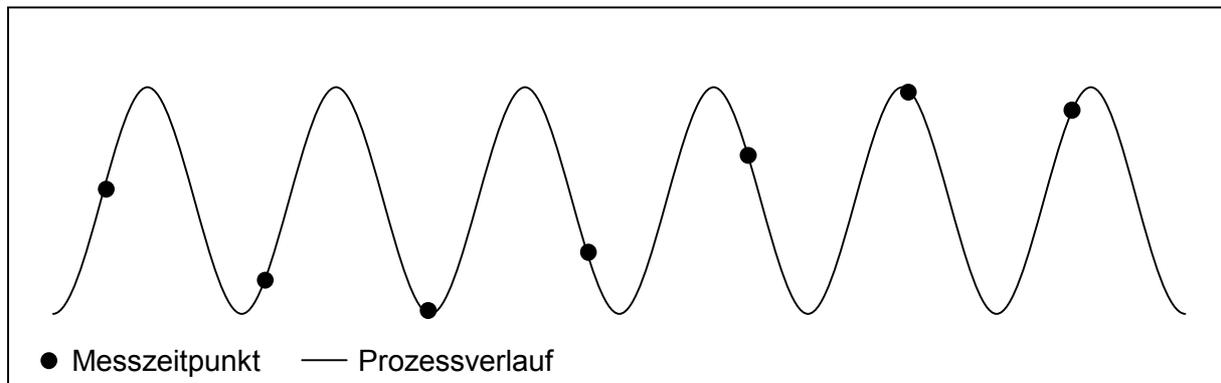
Bachnahe Bereiche, die durch Oberflächenabfluss zum Einstau der Sonde führen können, sind von der Beprobung auszuschließen. Lediglich eine Austrocknung des Auenbereichs führt hier zu einer Erhöhung der Bodenfeuchtevariabilität, was für eine Hochwasserfrühwarnung einen unkritischen Zustand darstellt.

Die Messergebnisse zeigen, dass das neu entwickelte Bodenfeuchtemesssystem auch unter natürlichen Bedingungen plausible Ergebnisse liefert.

## 5.3 Zeitliche Auflösung der Bodenfeuchtemessungen

Die Skalenabhängigkeit hydrologischer Prozesse wird von räumlicher als auch zeitlicher Variabilität geprägt (Peschke, 1998). Diverse Untersuchungen (Anderson, 1977, 1978; Dunne 1980; Chorley, 1982; Moore, 1988; Wood, 1990; Kirkby, 1993; Barling, 1994)

beschränken diese Variabilität auf die obere Bodenzone. Meteorologische Prozesse treiben die zeitliche Variabilität an, Eigenschaften der Subsysteme eines Einzugsgebiets wirken dämpfend. Um unterschiedliche Prozesszustände abbilden zu können, ist die Angleichung der zeitlichen Auflösung an die Prozessdynamik vorzunehmen. Am Beispiel des in **Abbildung 82** dargestellten periodischen Prozesses wird deutlich, dass der Prozessverlauf nicht adäquat widergespiegelt wird, wenn das Zeitintervall der Messung zu groß ist.

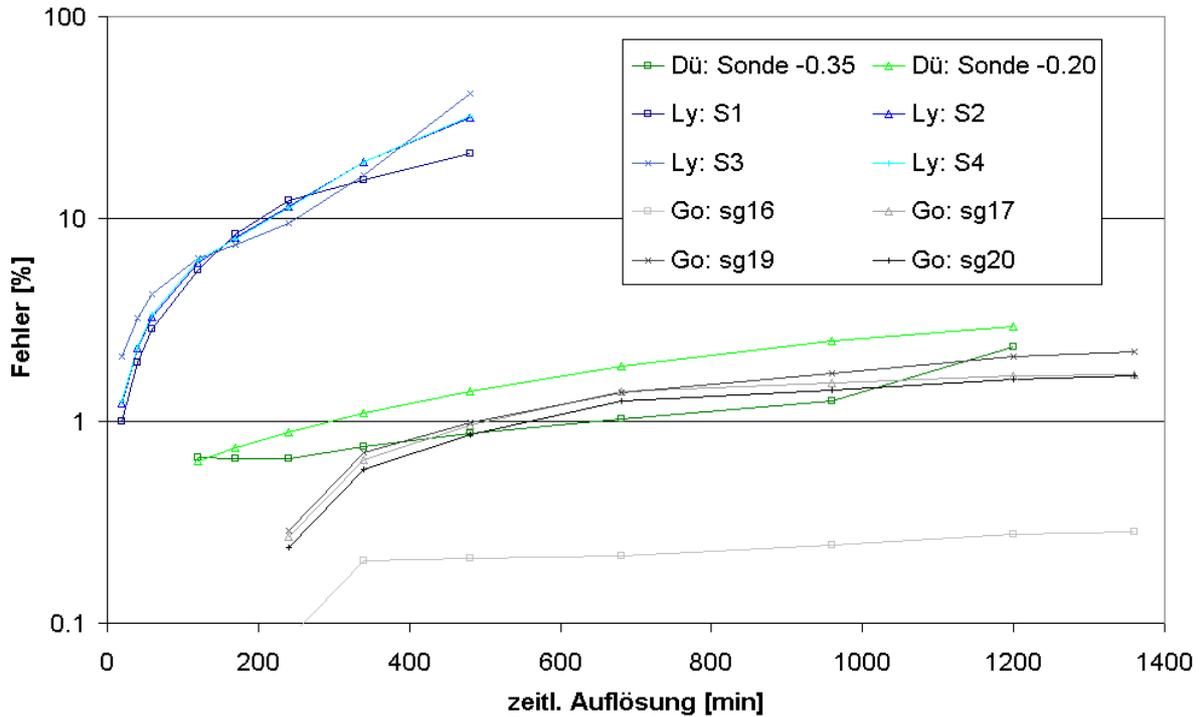


**Abbildung 82:** Periodischer Prozess wird als Schwankung identifiziert (nach Blöschl, 1996)

Eine Periodizität der Bodenfeuchte ist nicht zu erwarten, zur Abbildung der relevanten Prozesse ist die Wahl der zeitlichen Auflösung dennoch von Relevanz. Dabei ist sie nur mit Hilfe einer großen Anzahl an Messungen auf kleiner Skala zu beurteilen. Die Gründe hierfür liegen in der Bodenfeuchtedynamik, die eine boden- und standortspezifische Eigenschaft darstellt. Die Heterogenität des Bodens bezüglich des Ausgangsmaterials, der Schichtung und Porosität sowie Topographie, Klima und Vegetation lassen die Beurteilung der zeitlichen Auflösung aus Messungen an einzelnen Standorten nicht zu. Sperl (1997) erzeugt mit GPR (Ground Penetrating Radar) - einem hochfrequenten elektromagnetischen Verfahren - räumlich aufgelöste dreidimensionale Bodenfeuchteräume und schafft damit die Grundlage einer umfassenden Beurteilung der Bodenfeuchtedynamik, die sehr grobe zeitliche Auflösung lässt eine Beurteilung der zeitlichen Auflösung hier nicht zu. Jackson (1999) stellt für eine Parabraunerde wesentliche Veränderungen der Bodenfeuchte nur im oberen Bodenbereich zwischen von 0 bis 40 cm fest. Während die Aufsättigung in Abhängigkeit der Vegetation und Niederschlagsintensität mit 0.1 mm/h bis 9.3 mm/h angegeben wird, verläuft die Austrocknungsrate mit 0.1 mm/h bis 1.7 mm/h deutlich langsamer.

Ausgehend von den Bodenfeuchtemessungen in den beschriebenen Testgebieten Dürreychbachtal, Goldersbach und dem Lysimeterversuch wird der Fehler aufgrund der zeitlichen Auflösung abgeschätzt um damit allgemeine Anhaltspunkte der zeitlichen Auflösung von Bodenfeuchtemessungen zu erhalten. Die geringe Anzahl von Messungen im Bereich des Testgebiets Dürreychbachtal sowie die kurze Messreihe des Lysimeterversuchs bilden eine unausgewogene Datengrundlage.

Für den Zeitbereich 5 Stunden vor und 15 Stunden nach einem Niederschlagsereignis werden die Bodenfeuchten an allen Sonden als Mittelwert herangezogen. Somit kommt ausschließlich der relevante Zeitbereich, in dem die größten Veränderungen der Bodenfeuchte zu erwarten sind, in Betrachtung. Ausgehend von der tatsächlichen zeitlichen Auflösung der Messdaten werden die Zeitreihen ausgedünnt. Die entfallenen Messwerte werden mit dem letztgemessenen Wert aufgefüllt und mit dem tatsächlichen Messwert verglichen. Die Differenz der Werte wird in einen prozentualen Fehler umgerechnet. Der Mittelwert aller prozentualer Fehler einer Sonde ergibt den in **Abbildung 83** dargestellten Fehlerverlauf für ausgewählte Sonden.

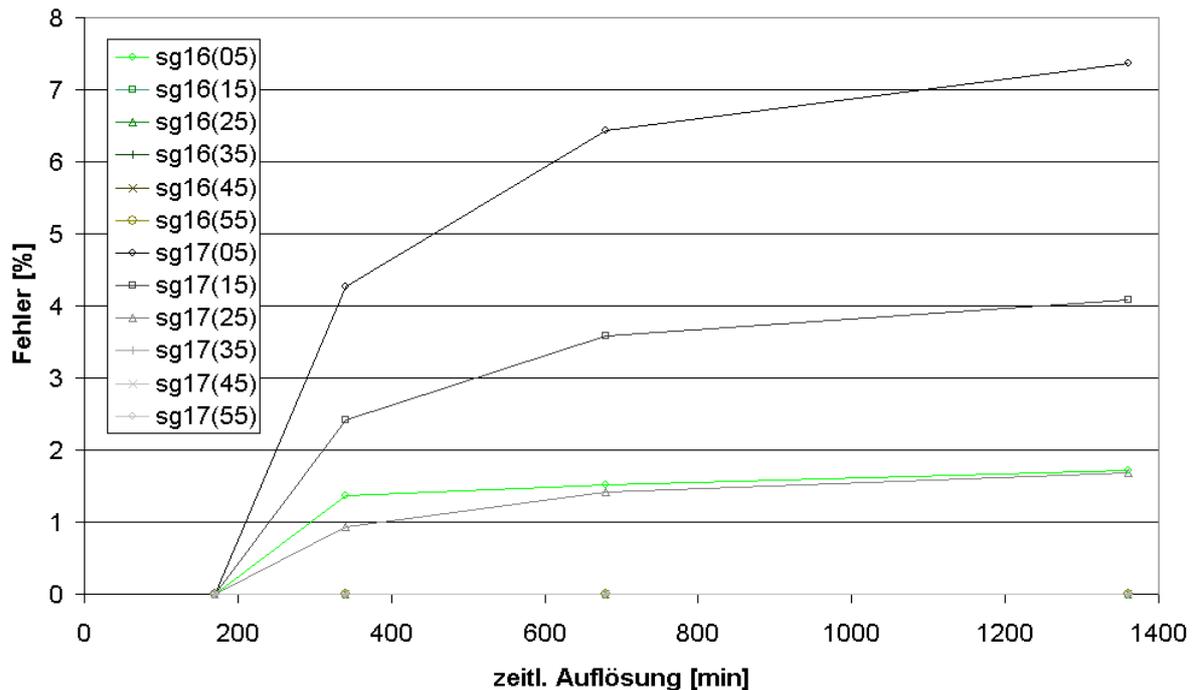


**Abbildung 83:** Prozentualer Fehler in Abhängigkeit der zeitlichen Auflösung an 10 Standorten als Mittelwert

Die Messungen im Golderbacheinzugsgebiet und am Lysimeter zeigen einen logarithmischen Verlauf. Die Sonden im Testgebiet Dürreychbachtal zeigen hingegen einen linearen Anstieg. Während sich der Fehler der Dürreychbachsonden und der Goldersbachsonden im Prozentbereich abspielt, liegen die Werte des Lysimeters deutlich darüber und erreichen über 40 %. Dieser hohe Fehler ist zurückzuführen auf das Bodenmaterial, die Vorbedingungen, die Niederschlagsintensität und die kurze Messreihe:

Der schluffige Sand hat eine deutlich höhere hydraulische Leitfähigkeit. Änderungen des Wassergehalts finden daher schneller als in pseudovergleyter Parabraunerde (Goldersbach) bzw. Podsol (Dürreychbachtal) statt. Die Vorbedingungen des Bodens sind beim Lysimeterversuch durch mehrere Wochen Standzeit sehr trocken, wodurch eine extreme Bodenfeuchteänderung möglich ist. Die aufgebrachte Niederschlagssumme bzw. -intensität des Einzelereignisses am Lysimeter von 140 mm in 335 min überschreitet alle gemessenen Ereignisse der beiden Testgebiete. Die Beschränkung der Messreihe auf das extreme Beregnungsereignis führt zu einer Überschätzung des Fehlers.

Die profilauflösenden Sonden im Testgebiet Goldersbach werden in Teilbereiche untergliedert. Dabei wird der Mittelwert der Sonden über Abschnitte von 10 cm gebildet. Die bereits betrachteten Sonden sg16 und sg17, die wesentliche Unterschiede in ihrer Bodenfeuchtecharakteristik aufweisen, werden in **Abbildung 84** hinsichtlich ihrer zeitlichen Auflösung untersucht.



**Abbildung 84:** Prozentualer Fehler in Abhängigkeit der zeitlichen Auflösung an 2 Standorten in 6 Profilhöhen (05 = 0 cm- -10 cm, 15 = -10 cm- -20 cm, 25 = -20 cm- -30 cm, 35 = -30 cm- -40 cm, 45 = -40 cm- -50 cm, 55 = -50 cm- -60 cm)

Nur im obersten Bereich von 0 bis 10 cm zeigt die Sonde sg16 einen Fehler von unter 2 %, die tieferliegenden Bereiche sind aufgrund der stetigen Vollsättigung mit keinem Fehler belastet (konstanter Wert). Für die Sonde sg17 zeigen sich in den oberen drei Bereichen (0-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm) Fehler, der Bereich 0 bis 10 cm überschreitet einen Fehler von 7 %. Mit der Tiefe ist dieser Fehler abnehmend, was mit dem geringeren Feuchtedefizit bis zur Sättigung erklärt werden kann. Unterhalb der Tiefe von 35 cm zeigt auch Sonde sg17 durchgängig Sättigung an, ein Fehler ist somit ausgeschlossen. Ähnlich der Sondenmittelwerte aus **Abbildung 83** zeigen die Fehlerkurven einen logarithmischen Verlauf.

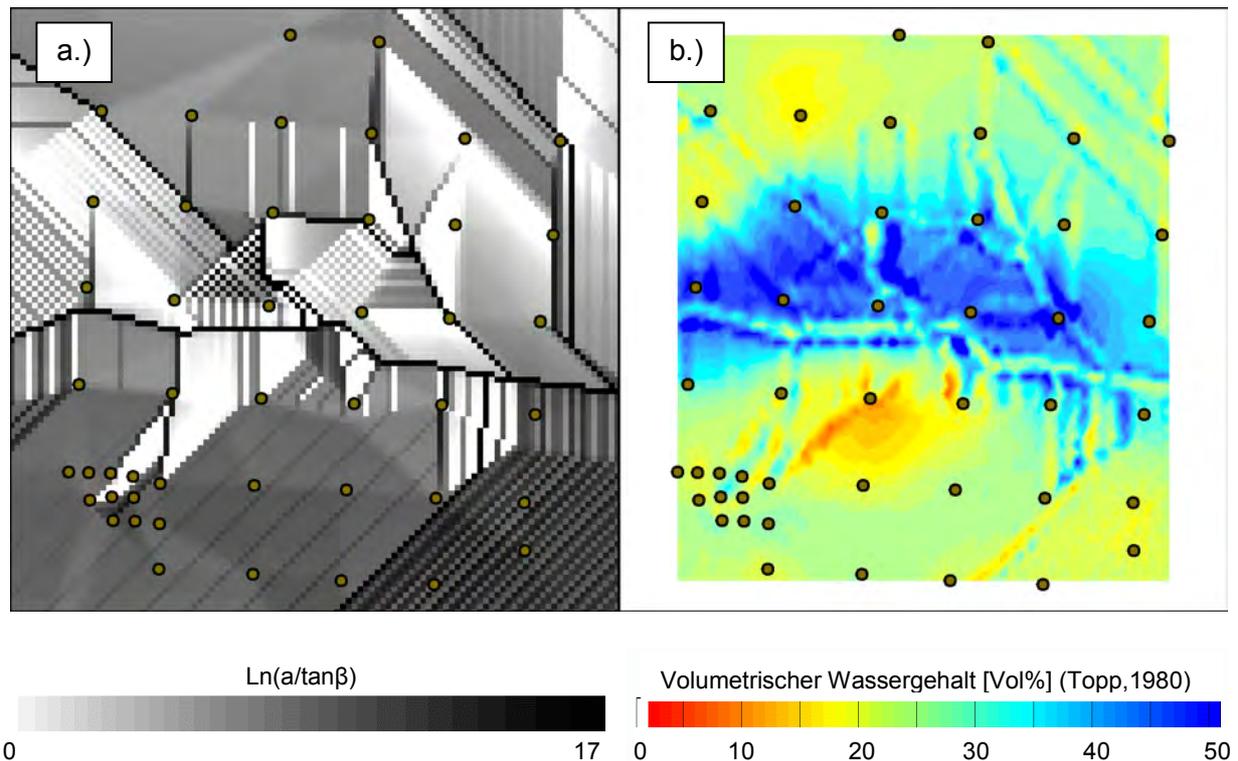
Die zeitliche Auflösung der Bodenfeuchtemessungen kann anhand dieser Untersuchung nur grob abgeschätzt werden. Aus dem Kurvenverlauf abgeleitet, scheint für einen schluffigen Sand die zeitliche Auflösung von 10 Minuten sinnvoll. Böden mit höheren Schluff-, Lehm- und Tonanteilen reagieren wesentlich langsamer. Für Lößlehm über schluffig-tonigem Lehm (pseudovergleyter Parabraunerde) scheint aus der Verlängerung des Kurvenverlaufs eine zeitliche Auflösung von 180 min ausreichend. Der Podsol lässt keine Aussage zu.

## 5.4 Räumliche Auflösung der Bodenfeuchtemessungen

Mit Hilfe des External Drift Krigings wird die räumliche Auflösung im Einzugsgebiet Goldersbach kritisch hinterfragt. Die vorgeschaltete Anpassung des Semivariogramms an gemessene Werte erfolgt visuell und wird durch die Cross-Validation-Methode verifiziert. Für die Anpassung der Semivariogramme bei 3 Tiefenstufen (0-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm) und knapp 400 Zeitschritten wird eine sphärische Verteilung angenommen. Die mittlere Reichweite beträgt ca. 7 m.

Der von Beven (1979) vorgeschlagene topographische Index als Kombination des Hangneigungswinkels  $\beta$  und des lokalen Einzugsgebiets  $a$  dient als Drift-Parameter. Der topographische Index  $\ln(a/\tan\beta)$  ist in **Abbildung 85a.**) dargestellt. Beispielhaft zeigt

Abbildung 85b.) das Ergebnis des External Drift Krigings für die obersten 10 cm am 26.08.02, 14:46

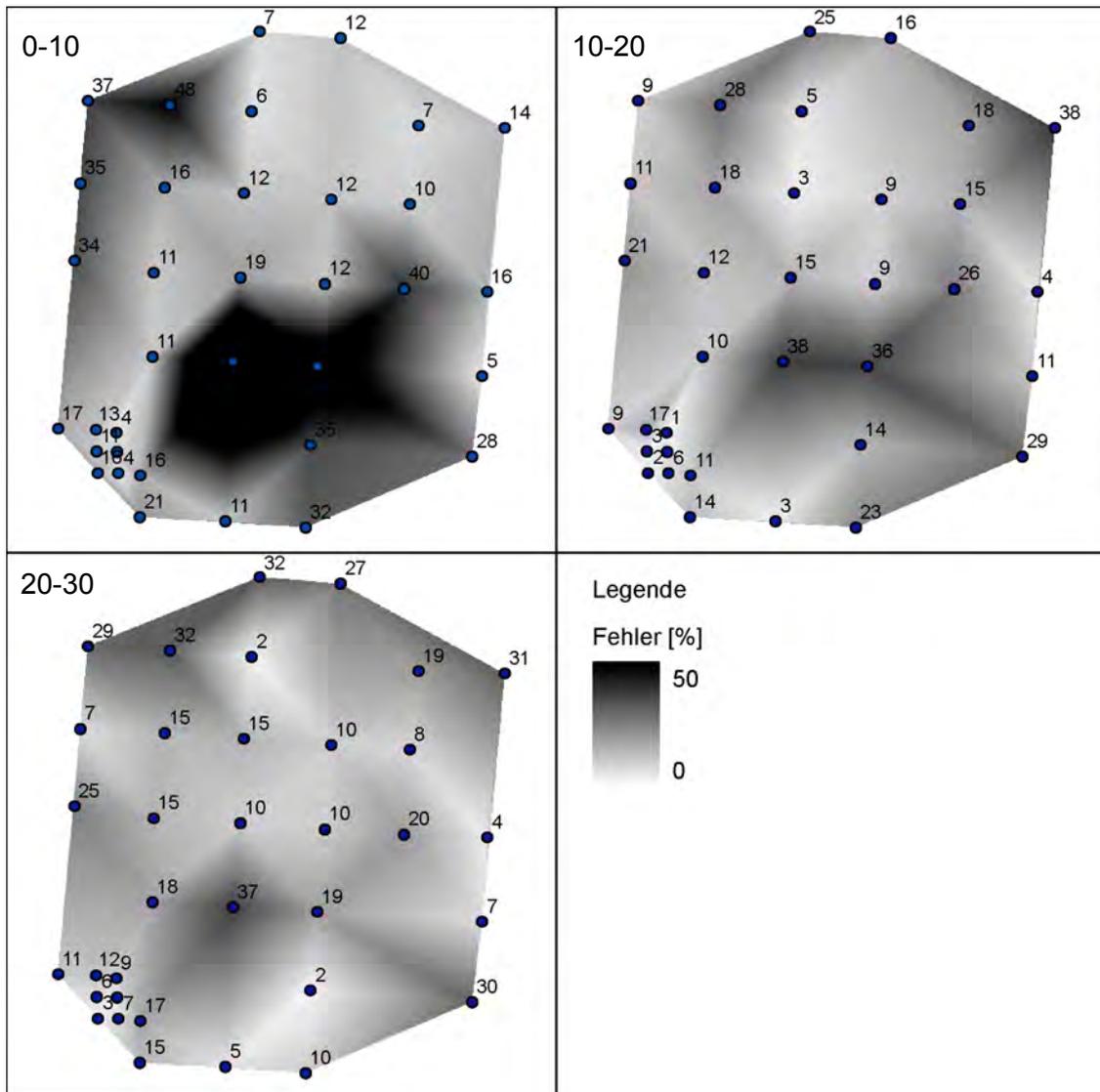


**Abbildung 85:** a.) Räumliche Verteilung der  $\ln(a/\tan\beta)$ , b.) External Drift Kriging aus Mittelwerten der obersten 10 cm der Sonden mit  $\ln(a/\tan\beta)$  als Drift vom 26.08.02 14:46

#### 5.4.1.1 Cross-Validation

Die Cross-Validation-Methode dient der Validierung der räumlichen Interpolation. Von  $n$ -Beobachtungen wird eine nach der anderen ausgesondert. Aus den verbleibenden  $(n-1)$ -Beobachtungen wird mit dem beschriebenen External Drift Kriging der Wert der ausgesonderten Beobachtung abgeschätzt und mit dem Messwert verglichen. Die Güte der Anpassung zeigt sich durch die Berechnung des Fehlers zwischen der Abschätzung und dem Messwert. Die Fehler werden für jeden Zeitschritt und jede Tiefenstufe getrennt ermittelt. Der Mittelwert der Fehler für die Tiefenstufen 0-10 cm, 10-20 cm und 20-30 cm zeigt **Abbildung 86**. Zur Erkennung räumlicher Strukturen werden die Fehler der Punktmessungen linear interpoliert und so auf die Fläche gebracht.

Der Fehler als Mittelwert über alle Sonden liegt in der Tiefenstufe 0-10 bei 21 %, in der Tiefenstufe 10-20 bei 15 % und in der Tiefenstufe 20-30 bei 13 % und zeigt somit, dass die Schätzung mit zunehmender Tiefe besser wird. Die auftretende Varianz liegt mit 356 in der Tiefenstufe 0-10 hoch und nimmt mit Tiefe ab, mit 102 in Tiefenstufe 10-20 und 96 in Tiefenstufe 20-30. Der Minimalwert des mittleren Schätzfehlers liegt mit 4 %, 1 % und 2 % in der gleichen Größenordnung, der Maximalwert nimmt mit zunehmender Tiefe von 98 % über 38 % auf 37 % ab. Die Schätzfehlervarianzen an einzelnen Sonden zeigen sich uneinheitlich zwischen 0.6 und 813. Die besten Schätzungen gelingen an den Sonde sg22 (mittlerer Fehler 4,3 %), sg11 (4.6 %), sg13 (5.6 %), sg27 (6.3 %), sg09 (6.6 %), sg10 (7 %) und sg44 (7.6 %). Die schlechtesten Schätzungen sind an Sonde sg25 (57 %), sg32 (39 %), sg14 (36 %), sg45 (29 %), sg37 (28 %), sg41 (27 %) und sg03 (26 %).



**Abbildung 86:** Mittlere prozentuale Fehler ermittelt in den Tiefen 0-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm mit dem Cross Validation Ansatz

#### 5.4.1.2 Diskussion

Wie aus den vorangegangenen Untersuchungen zu erwarten war, nimmt der Schätzfehler mit zunehmender Tiefe aufgrund der geringeren Variabilität der Messwerte ab. Auffällig ist die Konzentration von guten Schätzergebnissen an den Sonden sg11, sg13, sg09 und sg10 innerhalb der Intensivmessfläche am südwestlichen Rand. Die größten Schätzfehler konzentrieren sich auf den Bachverlauf (sg25, sg32, sg37) und die Außenbereiche (sg03, sg14, sg41, sg45). Während sich die Charakteristik der Messungen am Bachverlauf von den Messungen des Randbereichs unterscheiden, ist der große Schätzfehler an den Außenbereichen verwunderlich, kann jedoch mit der dort nötigen Extrapolation teilweise begründet werden.

Es zeigt sich, dass die räumliche Diskretisierung von 4 m für den vorhandenen Boden sinnvoll ist und etwa der halben Reichweite (7 m) entspricht. Bei lokalen Besonderheiten wie dem Bachlauf ist die Verdichtung des Messnetzes angebracht. Die Relevanz auf das Abflussgeschehen ist hier zu prüfen.

## 6 Wahl repräsentativer Messstandorte im Einzugsgebiet der Sulm

Um ein genaues Bild der Abflussbereitschaft des Gesamteinzugsgebiets der Sulm zu bekommen, müssen unterschiedliche Abflussbildungsprozesse durch geeignete Messstandorte beprobt werden. Die Beprobung von Flächen aller Abflussbildungsprozesse (Kapitel 2) erfordert eine große Anzahl an Messflächen. Die Beschränkung auf hochwasserrelevante Prozesse und die Erfassung mehrerer Abflussbildungsprozesse in Übergangsbereichen durch einen Messstandort ermöglicht die Reduzierung des Messaufwands.

Der Wahl des Messstandorts muss daher ein genaues Studium des Einzugsgebiets und dessen Bodenfeuchtecharakteristik vorangestellt werden. Zur Beurteilung der Bodenfeuchtecharakteristik dient zum einen die Bodenfeuchtedynamik des Gesamteinzugsgebiets, zum anderen die Identifikation von Übergangsbereichen der Abflussbildungsprozesse.

Die räumlich aufgelöste Bodenfeuchtedynamik weist Flächen aus, deren mittlere Verhalten dem des Gesamteinzugsgebiets entsprechen und dennoch eine Varianz aufweisen. Die vollständige, räumliche Erfassung des Einzugsgebiets kann mittels Fernerkundung gewährleistet werden (Kapitel 6.1). Die Fülle der gesammelten Information enthält u.a. die Bodenfeuchte (Crist, 1984). Zudem stehen langjährige Aufzeichnung als Datengrundlage zur Verfügung.

Die Identifikation von Übergangsbereichen wird mit Hilfe eines Expertensystems zur Ausweisung von Flächen gleicher Prozessdominanz (WBS-FLAB, Peschke, 1999) angegangen (Kapitel 6.2) und durch die räumlich verfügbaren Informationen der Hangkrümmung und Landnutzung (Kapitel 6.3) verfeinert.

Die folgenden Untersuchungen wurden im Einzugsgebiet der Sulm durchgeführt.

### 6.1 Fernerkundung

Die Bodenfeuchtedynamik wird durch Auswertung einer Serie von Fernerkundungsaufnahmen generiert. Die Ermittlung der Feuchte erfolgt durch die Tasseled Cap Transformation (TCT). Die Feuchtedynamik wird als rasterzellenbasierte Standardabweichung bestimmt. Datengrundlage ist eine Serie von Landsat-TM Satellitenaufnahmen, deren Wahl in Kapitel 6.1.1 beschrieben wird. Anschließend werden die Ergebnisse der Feuchtedynamik (Kapitel 6.1.2) einer Plausibilisierung unterzogen (Kapitel 6.1.3) und diskutiert (Kapitel 0).

#### 6.1.1 Wahl der Satellitenaufnahmen

Die Wahl der Aufnahmezeitpunkte entscheidet über die Interpretationsmöglichkeit der Satellitenbilder. Neben einer wolkenlosen Aufnahme müssen im Anschluss an die Aufnahme erhöhte Abflussreaktionen beobachtet worden sein. Als Maß hierfür dient die Jährlichkeit, die die Wiederkehrdauer eines Ereignisses angibt. Diese Abflussreaktionen sind Folge einer Niederschlagsbelastung, die nicht zwangsläufig derselben Jährlichkeit entspricht.

Um Satellitenbilder zu erhalten, die bei unterschiedlichen Gebietszuständen aufgenommen wurden, muss eine annähernd gleiche Abflussreaktion bei unterschiedlichen Niederschlagsbelastungen, oder unterschiedliche Abflussreaktionen bei annähernd gleicher Niederschlagsbelastung, auftreten. Zudem müssen die auslösende Niederschlagsbelastung sowie Niederschlagsbelastungen im Vorfeld der Aufnahme einer räumlichen Verteilung über das gesamte Einzugsgebiet genügen (keine konvektiven Niederschlagsereignisse) um lokale Feuchtedynamiken ausschließen zu können.

##### 6.1.1.1 Bewertung der Niederschlagsituation

Im Umkreis des Einzugsgebiets befinden sich die DWD-Niederschlagsstationen Obersulm (3734), Wüstenrot-Finsterrot (5710), Heilbronn (2689) und Öhringen (2684). Der mittlere

Jahresniederschlag wird auf Basis von 20-jährigen Zeitreihen an den Stationen bestimmt. Das Verhältnis von mittlerem Jahresniederschlag an einer Station zu mittlerem Jahresniederschlag aller vier Stationen ergibt Faktoren, die die gewünschte, normierte Niederschlagsverteilung darstellen.

Sowohl die Niederschlagsbelastung im Vorfeld, als auch die Niederschlagsbelastung, die zum Abflussereignis führt, wird mit der normierten Niederschlagsverteilung verglichen und mittels der Methode der kleinsten Fehlerquadrate beurteilt. Aufnahmezeitpunkte, deren zugehörige Niederschlagsbelastungen keine deutlichen Unterschiede zur normierten Niederschlagsverteilung aufweisen, dienen der Auswertung.

Die Jährlichkeit der Niederschlagsereignisse werden durch die Kostra-Niederschlagsstatistik (Kostra, 1997) bestimmt. Die für das Einzugsgebiet der Sulm ermittelten Kostra-Niederschlagshöhen zeigt **Tabelle 21**.

**Tabelle 21:** Niederschlagshöhen [mm] für verschiedene Jährlichkeiten im Einzugsgebiet Sulm (Kostra, 1997)

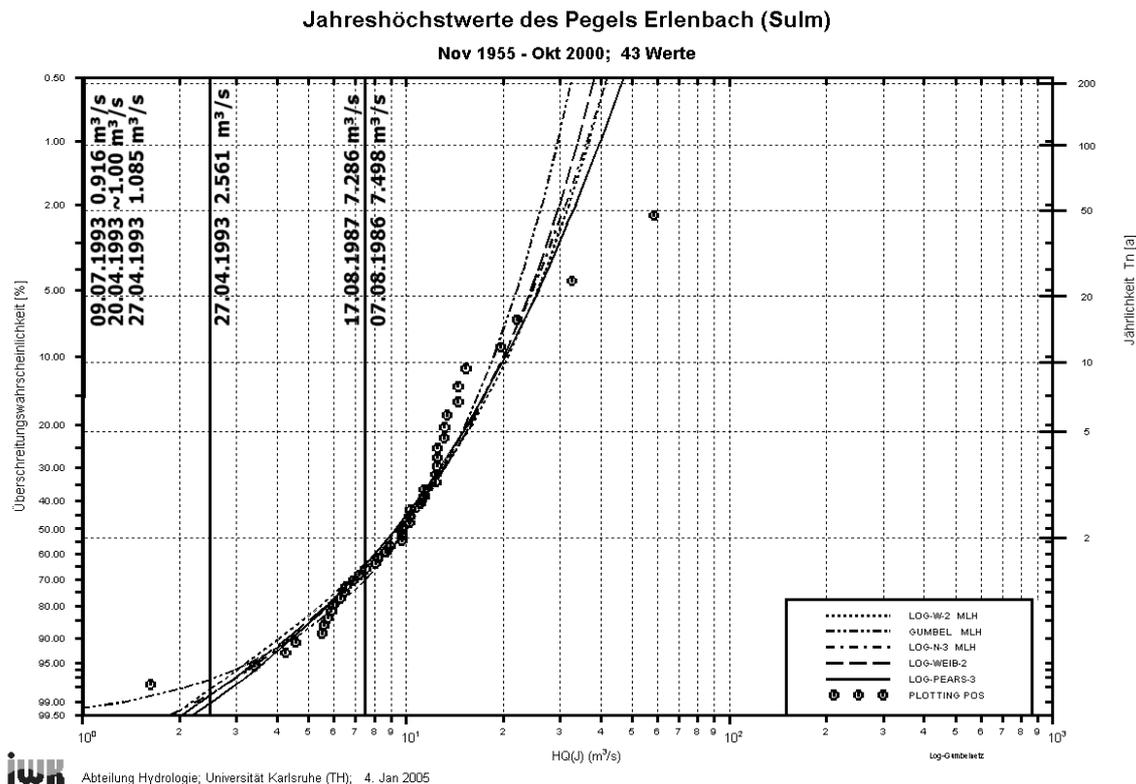
$T_N$ [a] \ $T_D$ [h]	1	2	4	9	12	18	24	48	72
1	16.5	19.3	22.6	27.2	29.0	32.0	35.0	45.0	50.0
5	28.9	33.4	38.6	45.7	48.6	53.1	57.7	71.2	78.0
10	34.2	39.5	45.5	53.7	57.0	62.2	67.5	82.5	90.0
100	52.0	59.6	68.4	80.3	82.5	92.5	100	120	130.0

### 6.1.1.2 Hydrologische Bewertung der Abflusssituation

Eine Extremwertanalyse auf Basis von Jahresserien dient als Grundlage dieser Bewertung. Die Parameter verschiedener analytischer Verteilungsfunktionen werden unter Zuhilfenahme der Momentenmethode oder der Maximum-Likelihood-Methode berechnet. Nach der Anpassung der Verteilungsfunktionen werden für vorgegebene Jährlichkeiten oder Wahrscheinlichkeiten die zugehörigen Quantilwerte berechnet.

Die 45-jährigen Zeitreihe des Pegels Sulm/Erlenbach dient als Basis der in **Abbildung 87** dargestellten Extremwertanalyse. Die im Anschluss an Satellitenaufnahmen aufgetretenen Abflussreaktionen werden anhand ihrer Scheitelwerte bewertet.

Der Basisabfluss am Pegel Erlenbach zum Zeitpunkt der Satellitenaufnahme gibt Anhaltspunkte über den jeweils vorherrschenden Gebietszustand.



**Abbildung 87:** Abflusswahrscheinlichkeiten am Pegel Erlenbach (Sulm) mit Einordnung der Landsat-TM Satellitenszenen

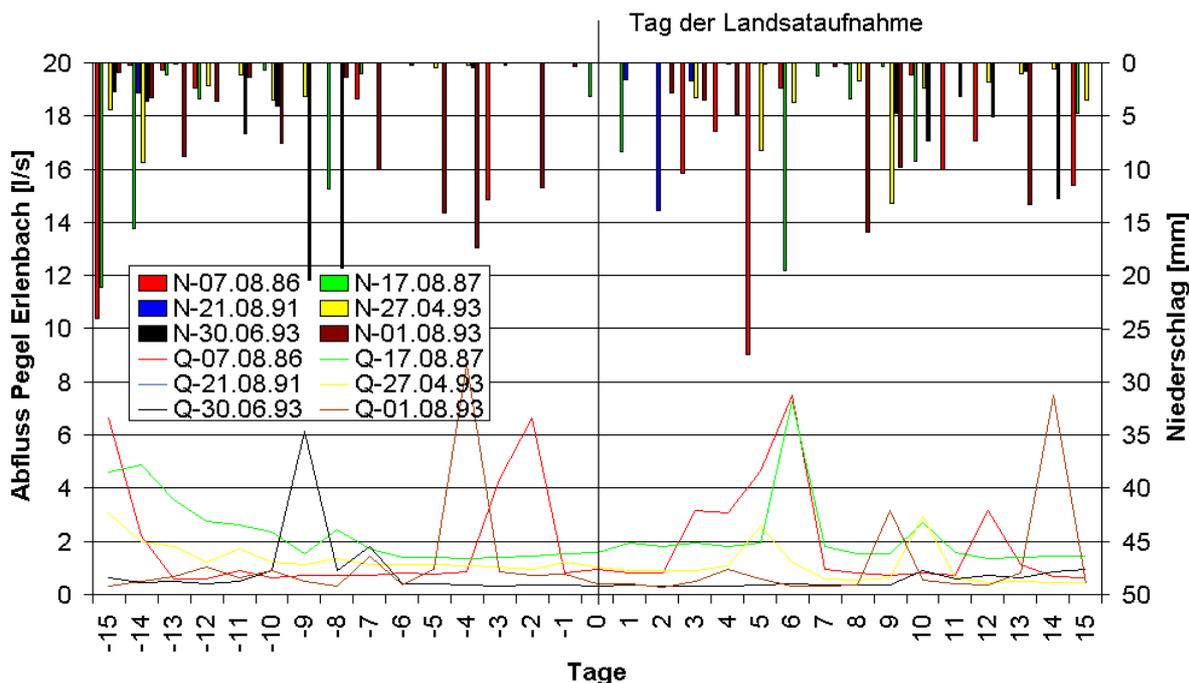
### 6.1.1.3 Kennwerte der Satellitenaufnahmen

Aus den Zeitreihen von Niederschlag, Abfluss und Landsat-TM Aufnahmen werden 6 Satellitenbilder identifiziert, deren Charakteristik eine Auswertung zur Bodenfeuchtedynamik ermöglichen. Die Voraussetzung von wolkenfreien Aufnahmen erweist sich als wesentliche Einschränkung. Eine Zusammenstellung der Kennwerte der Satellitenaufnahmen zeigt **Tabelle 22**.

**Tabelle 22:** Zusammenstellung der Satellitenbilder

Datum Landsat	Abfluss-jährlichkeit [a]	Abfluss [m³/s]	Basisabfluss [m³/s]	Niederschlags-höhe [mm]	Bewölkung
07.08.1986	1.7	7.50	0.77	31.2	Keine
17.08.1987	1.7	7.29	1.47	28.8	Keine
21.08.1991	-	1.09	0.27	19.0	Keine
27.04.1993	1.2	2.56	0.97	14.2	Keine
30.06.1993	-	0.39	0.33	11.0	Keine
01.08.1993	1.25	0.97	0.39	27.8	Keine

Die Niederschlag- und Abflusssituation vor und nach den Landsat-TM-Aufnahmezeitpunkten zeigt **Abbildung 88**.



**Abbildung 88:** Hydrologische Verhältnisse vor und nach den Landsat-Aufnahmezeitpunkten

### 6.1.2 Ergebnisse

Die Aufnahmen sind radiometrisch und geometrisch korrigiert. Mittels des nearest neighbour Verfahrens erfolgt die Projektion und damit die Rektifizierung auf ein gleichmäßiges 30 m Raster im UTM-Koordinatensystem (Universal Transverse Mercator). Die Projektion auf das Gauss-Krüger Koordinatensystem erfolgt manuell, die Anpassung der Georeferenzierung geschieht durch räumlich verteilte Passpunkte.

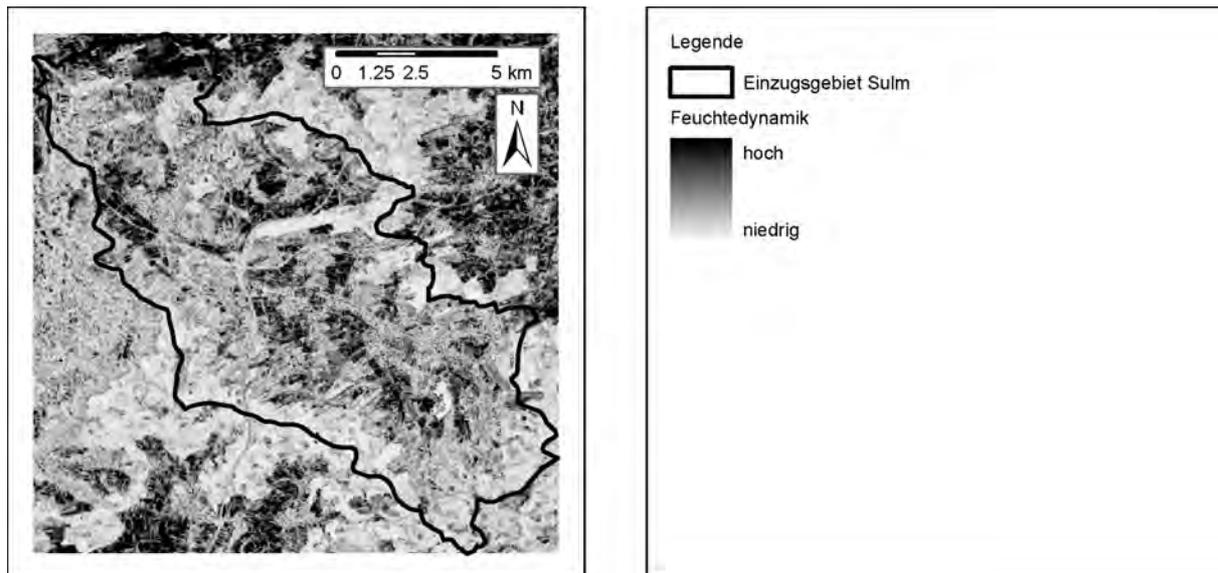
Die atmosphärische Korrektur erfolgt mit Hilfe einer atmosphärischen Datenbank (atmospheric definition) und wird mittels der Routine Atcor2 (Richter, 1996) im Programm Geomatica (Firma PCI, 2004) durchgeführt, welches für flaches Terrain ausgelegt ist. Das Model geht von horizontalen Flächen mit Lambertreflektoren aus, Überstrahlungseffekte der Umgebung werden berücksichtigt.

Die notwendigen meteorologischen Größen (Sichtweite) werden unter Verwendung des nahen und mittleren Infrarotkanals abgeschätzt. Aus der atmosphärischen Datenbank wird der Datensatz „midlatitude summer atmosphere, rural aerosol“ (rura\_ms) gesetzt. Der Typus der Korrektur wird als „Varying“ definiert, der Zenitwinkel der Sonne ergibt sich aus dem Aufnahmedatum und -zeitpunkt.

Die Aufbereitung der Satellitenbilder zeigt, dass wegen der Bewölkung die Aufnahme vom 01.08.1993 nicht in die Bestimmung der Bodenfeuchtedynamik einfließen kann.

**Abbildung 89** zeigt die rasterzellenbasierte Standardabweichung aus 5 Satellitenaufnahmen. Die Standardabweichung wird als Feuchtedynamik interpretiert. Die ermittelten konkreten Werte sind einer physikalisch messbaren Größe nicht zuzuordnen und werden deshalb nur qualitativ mit hoch und niedrig beschrieben. Die räumliche Verteilung beinhaltet Wald und Siedlungsflächen, deren Interpretation wegen physikalischer Grenzen der Fernerkundung mittels Multispektralaufnahmen problematisch erscheint.

Die Zonen hoher Feuchtedynamik finden sich im erweiterten Auenbereich der Hauptgewässer. Wald- und Stadtflächen weisen eine geringe Dynamik auf.



**Abbildung 89:** Feuchtedynamik des Sulm-Einzugsgebiets

### 6.1.3 Plausibilisierung durch hydrologische Werte und Geocharakteristika

Die Feuchteverteilung wird multitemporal durch den hydrologischen Wert des Basisabflusses plausibilisiert. Der Basisabfluss wird als Reaktion auf die Gebietsfeuchte interpretiert, deren Höhe mit dem Mittelwert der Tasseled Cap Transformation (TCT) über eine Aufnahme korreliert. **Tabelle 23** zeigt die Mittelwerte der TCT zu jeder Aufnahme und den zugehörigen Basisabfluss.

**Tabelle 23:** Vergleich Bodenfeuchte mit Mittelwert zu einem Aufnahmezeitpunkt

Datum Landsat	17.08.1987	27.04.1993	07.08.1986	30.06.1993	21.08.1991
Basisabfluss [m <sup>3</sup> /s]	1.47	0.97	0.77	0.33	0.27
Mittelwert aller Bildpunkte	-49.8	-46.7	-50.0	-27.2	-67.1
Rang	3	2	4	1	5

Zur Plausibilisierung der Feuchtedynamik werden die Geocharakteristika Steigung, Exposition, Landnutzung, Pedologie, Geologie und der topographische Index  $\ln(a/\tan\beta)$  herangezogen. Mit Hilfe einer eindimensionalen Diskriminanzanalyse (Fisher, 1936) werden die Werte der Feuchtedynamik den zu Klassen zusammengefassten Charakteristika zugeordnet. Die Diskriminanzanalyse gibt an, ob und wie gut sich die Messwerte in unterschiedliche Gruppen trennen, zuordnen oder klassifizieren lassen. Im mehrdimensionalen Fall wird dazu die Diskriminanzfunktion gebildet, mit dem Ziel der Maximierung der Streuung zwischen den Klassen (Maximierung der Abstände der Gruppenmittelpunkte auf der Diskriminanzachse (Intergruppenvarianz)) und der Minimierung der Streuung innerhalb der Klassen (Intragruppenvarianz). Das Maximum des Diskriminanzkriteriums, dem Quotient aus maximierter Intergruppenvarianz und minimierter Intragruppenvarianz erfüllt die Bedingungen einer möglichst kleinen Klassenüberschneidung der Charakteristika. Die Überprüfung der Ergebnisse findet mit dem Jackknife-Verfahren (Lachenbruch, 1968) statt, einem Spezialfall der Cross-Validation-Methode: aus einer Teilmenge wird die Diskriminanzfunktion bestimmt und auf die Restmenge übertragen. Die Wahrscheinlichkeit der Fehlklassifikation

der Restmenge wird bestimmt und gibt den prozentualen Anteil der korrekt klassifizierten Bildpunkte an.

Die metrischen Skalen der Steigung und des topographischen Index werden in Nominalskalen transformiert. Die Steigung wird in die sechs Klassen  $0^{\circ}$ - $3^{\circ}$ ,  $3^{\circ}$ - $6^{\circ}$ ,  $6^{\circ}$ - $10^{\circ}$ ,  $10^{\circ}$ - $20^{\circ}$ ,  $20^{\circ}$ - $40^{\circ}$  überführt. Der topographische Index  $\ln(a/\tan\beta)$  bekommt die fünf Klassen 5-7, 7-9, 9-11, 11-13, 13-24. Die Diskriminanzanalyse wird mit dem Programm BMDP statistical Software durchgeführt. Aufgrund von physikalischen Einschränkungen des Sensors beschränkt sich die Interpretation der Feuchtdynamik auf die Landnutzungsklassen niedrige Vegetation, Dauerkulturen, Flächen mit geringer Vegetation und Brachland. Den prozentualen Anteil der korrekt klassifizierten Bildpunkte einschließlich der Anzahl der Klassen zeigt **Tabelle 24**.

**Tabelle 24:** Prozentualer Anteil der richtig klassifizierten Pixel (Jackknife-Verfahren)

	Steigung	Exposition	Land- nutzung	Pedologie	Geologie	$\ln(a/\tan\beta)$
Anzahl Klassen	5	9	4	15	9	5
Prozentualer Anteil der korrekt klassifizierten Pixel aller Klassen [%]	30.9	10.4	48.5	<b>22.9</b>	8.7	15.3
Prozentualer Anteil der korrekt klassifizierten Pixel aller Klassen [%] / Zufallswahrscheinlichkeit [%]	1.55	0.94	1.94	<b>3.44</b>	0.78	0.77
Maximaler Anteil der korrekt klassifizierten Pixel einer Klasse [%]	60.0	59.2	72.8	58.2	61.3	73.7

#### 6.1.4 Diskussion

Die Wahl von Landsat-TM als Sensor zur Bestimmung von Bodenfeuchteänderungen ist vor dem Hintergrund der zunehmenden Entwicklung von Verfahren basierend auf passiven und aktiven Mikrowellen (Nolan, 2003; Simmonds, 1998) fragwürdig. Die notwendigen Randbedingungen zum Aufnahmezeitpunkt verlangen die Wahl eines Sensors mit langer, durchgängiger Zeitreihe, die durch Mikrowellensensoren nicht abgedeckt werden kann (ERS2 seit 1995) und mit dem Sensor Landsat-TM (seit 1985) gewährleistet ist. Zudem steht ein immenser Anpassungsaufwand der Nutzung von Mikrowellen weiterhin im Weg.

Der TM-Sensor schränkt aufgrund seines Wellenlängenbereichs die auswertbaren Flächen bezüglich der Landnutzung ein. Die Einschränkung der Plausibilisierung auf Flächen mit geringem Bewuchs ist daher sinnvoll, die Bestimmung von Feuchtwerten auf Flächen anderer Landnutzung dient lediglich der visuellen Interpretation.

Die erfasste emittierte Strahlung gibt Aufschluss über die obersten Zentimeter des Bodens. Der Anteil der emittierten Gesamtstrahlung nimmt in Abhängigkeit der Bodenfeuchte mit zunehmender Tiefe ab (Njoku, 1977). Insbesondere bei hoher Bodenfeuchte ist die Erfassung auf die obersten Millimeter des Bodens beschränkt. Das betrachtete Volumen ist somit äußerst gering und kann zu großen Verfälschungen insbesondere bei Niederschlagsereignissen kurz vor dem Aufnahmezeitpunkt führen. Die Prozessierung dieser Fehlwerte lässt die Korrelation zwischen Basisabfluss und Bildpunktmittelwert zu einem Aufnahmezeitpunkt nur nach genauer Prüfung zu. Die Interpretation der Aufnahme vom 07.08.1986 (Niederschlagsereignis 1 Tag vor der Aufnahme) kann nur unter Vorbehalt erfolgen.

Die Verwendung des Basisabflusses als Plausibilisierungsgröße erscheint fragwürdig, da dessen Verwendung als Gebietszustandsgröße in hydrologischen Modellen nur zu mäßigen Verbesserungen in der Abflussvorhersage führt. In den Vorbedingungen zur Aufnahme vom 17.08.1987 scheint der Basisabfluss eher die Grundbelastung darzustellen, die vornehmlich aus langsamen, oberflächenfernen Abflussbildungsprozessen gebildet wird. Der Mittelwert des Bodenfeuchteindex ist folgerichtig tiefer als der Basisabfluss vermuten lässt. Der Vergleich zwischen Basisabfluss und Bodenfeuchteindex verdeutlicht die Schwierigkeit der Plausibilisierung und vermittelt dennoch einen ersten Eindruck.

Die Atmosphärenkorrektur mit dem Modell Atcor 2 zieht die Höhendifferenzen innerhalb des Einzugsgebiets nicht mit in Betracht. Durch die Ost-West-Ausrichtung des Einzugsgebiets mit den Höhenlagen im Osten und der annähernd orthogonal verlaufenden Umlaufbahn des Satelliten erscheint die Korrektur als ausreichend.

Die TCT extrahiert die Feuchte zusammengesetzt aus der Bodenfeuchte und der Bodenbedeckung. Flächen mit intensiver Feldwirtschaft verändern sowohl mit den Jahren als auch mit der Jahreszeit ihren Bewuchs (Dreifelderwirtschaft) bzw. ihren Stand und zeigen eine hohe Variabilität in der Bodenbedeckung. Der Anteil der Bodenfeuchte am TCT-Feuchtwert lässt sich kaum bewerten. Im Bereich der Dauerkulturen ist mit annähernd gleichen Verhältnissen zu rechnen, sodass die intertemporale Auswertung hier gut möglich ist.

Durch die Plausibilisierung der Bodenfeuchtedynamik werden systematische Fehler der TCT und der Atmosphärenkorrektur eliminiert. Die Plausibilisierung durch Geocharakteristika zeigt für die Pedologie in Anbetracht der Zufallswahrscheinlichkeit von 6,7 % bei 15 Klassen mit 22 % gute Ergebnisse richtig klassifizierter Bildpunkte. Landnutzung und Steigung haben ebenfalls größeren Einfluss auf die Bodenfeuchtedynamik. Die Bodenfeuchtedynamik erscheint plausibel und kann als Klassifizierungselement weiterverwendet werden.

Weitergehende, zeitaufwendige Untersuchungen, um den Einfluss der Aufnahmebedingungen durch eine Hauptkomponententransformation auf Basis von an Trainingsgebieten bestimmten Transformationsfaktoren (Belz, 2000; Vogt, 1991) zu minimieren, zeigen hohe Sensibilität auf die Wahl der Trainingsgebiete, trotz festgelegter Charakteristik der Faktoren. Die weiterführende Untersuchung dieses Ansatzes wurde wegen der visuellen Unstimmigkeiten unterlassen.

## **6.2 Identifikation von Flächen gleicher Abflussbildungsprozesse nach WBS-FLAB**

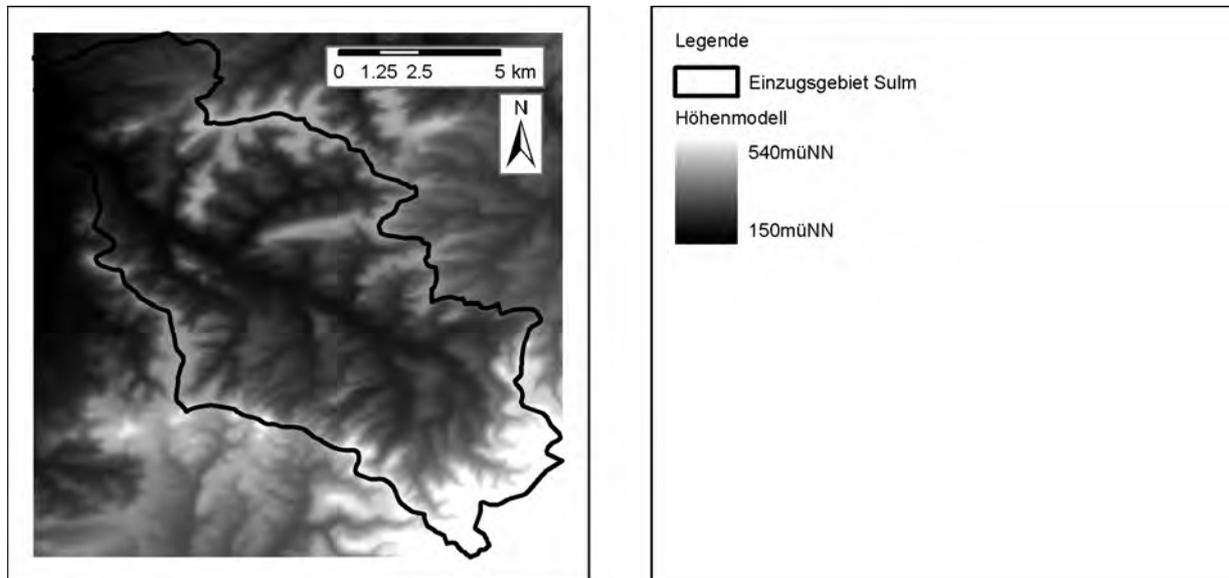
Die Identifikation von Übergangsbereichen zwischen Abflussbildungsprozessen wird mit Hilfe eines Expertensystems zur Ausweisung von Flächen gleicher Prozessdominanz (WBS-FLAB, Peschke, 1999) angegangen. Datengrundlage bilden räumlich verfügbare Geocharakteristika, die in Kapitel 6.2.1 beschrieben werden. Die in Kapitel 6.2.2 vorgestellten Ergebnisse werden in Kapitel 6.2.3 diskutiert.

### **6.2.1 Datengrundlage**

Die Gebietsklassifikation nach FLAB erfolgt auf der Basis von Rasterdaten mit einer Auflösung von 30 m. Sowohl das vegetationsbereinigte Höhenmodell als auch die Landnutzung entstammen einer Landsat-Satellitenaufnahme aus dem Jahr 1993 (IPF, 1996). Das Gewässernetz wird dem Gewässerkundlichen Flächenverzeichnis (Stand 2002) entnommen. Grundlage der Bodenkarte ist die generalisierte Bodenkarte von Baden-Württemberg (GLA BW, 1993 & LGRB BW, 2001). Die Vektordaten des Gewässernetzes und der Bodenkarte werden auf das 30 m Raster des Höhenmodells projiziert um gleichförmige Eingangsdaten zu erhalten.

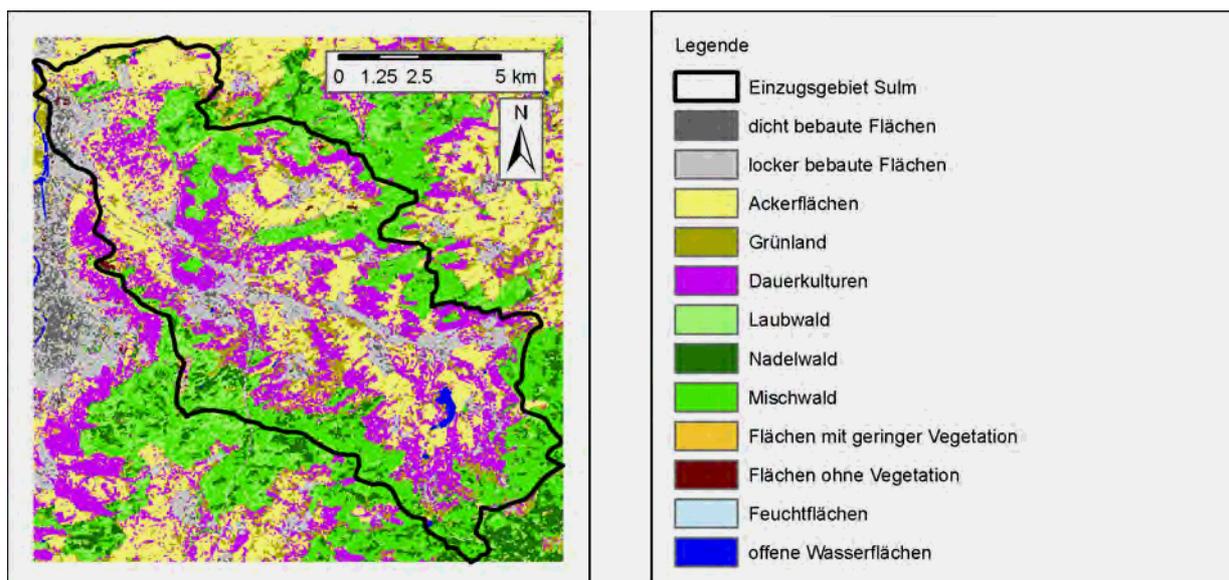
Die folgenden Darstellungen zeigen die räumliche Struktur der Eingangsparameter, um die visuelle Bewertung der Ergebnisse (Kapitel 6.2.2) zu ermöglichen.

Das Höhenmodell (**Abbildung 90**) dient der Berechnung des lokalen Einzugsgebiets, der Hangneigung, der Hangrichtung und des Mikroreliefs. Die metrische Skale der Hangneigung wird zur Handhabung der zweiwertigen Logik in 7 Hangneigungsklassen eingeteilt. Die Hangrichtung (Exposition) dient zur Erfassung von Luv- und Leelagen und ist nur bezüglich einer Niederschlagbelastung einflussgebend. Das Mikrorelief kennzeichnet die Behinderung des Abflussprozesses infolge unregelmäßiger Strukturierung der Bodenoberfläche. Im Modell FLAB ist dieser Parameter mit abflusswirksam und nicht abflusswirksam zweiwertig belegt.



**Abbildung 90:** Höhenmodell des Sulmgebiets im 30 m Raster

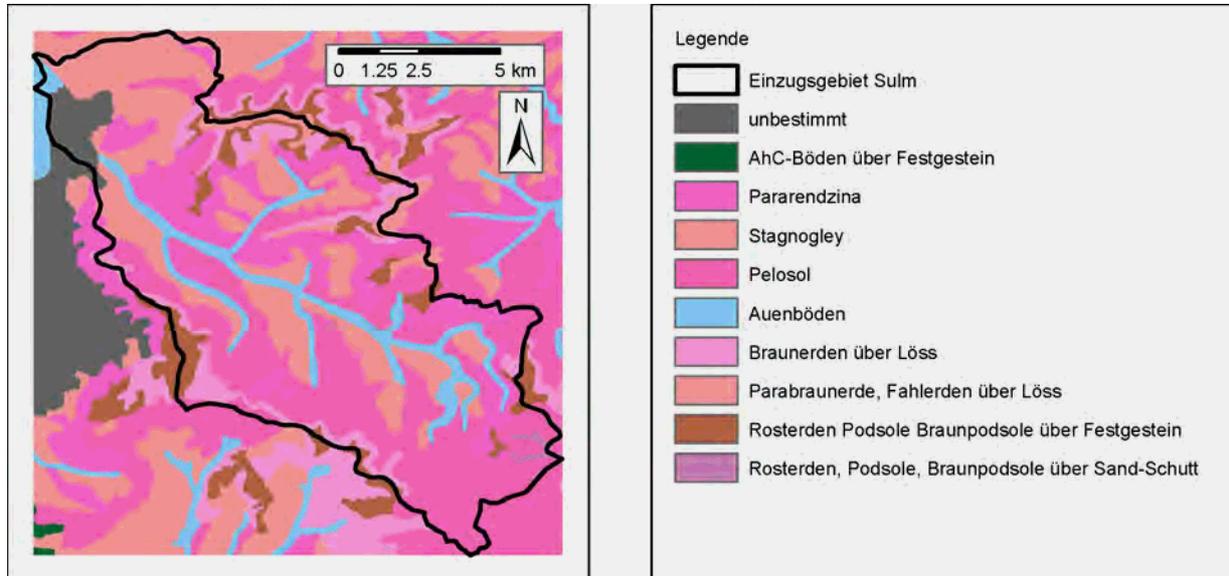
Die Landnutzung (**Abbildung 91**) geht als Nutzungsklasse verbal in die Klassifizierung ein, ebenso die Bestandsart und das Bestandsalter, falls gegeben. Die Unterscheidung der Wurzeltiefe erfolgt in Abhängigkeit der Bestandsart in Flach- und Tiefwurzler.



**Abbildung 91:** Landnutzung im Sulmgebiet

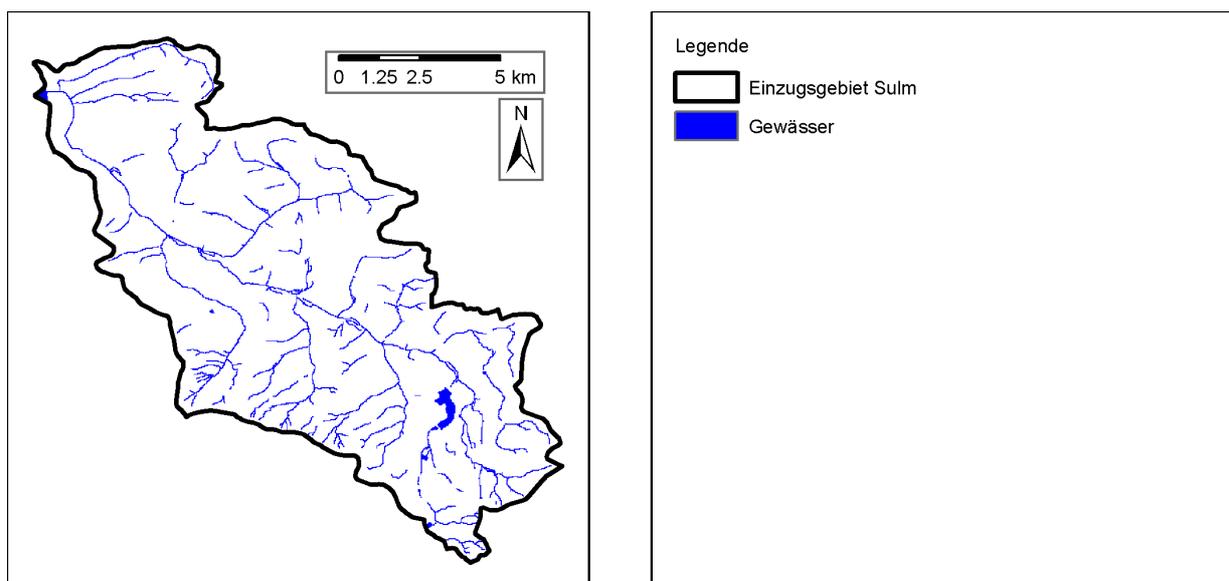
Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, die Speicherkapazität, der Skelettanteil und der Humusanteil werden aus der räumlichen Verteilung des Bodens (**Abbildung 92**)

ausgewertet. Die Definition der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit und Speicherefähigkeit erfolgt spezifisch für eine Bodenart und wird über Nutzung und Skelett modifiziert. Das Vorhandensein von Skelett wird schichtbezogen über den prozentualen Anteil am Volumen abgeschätzt und dient der bodenartspezifischen Modifikation der Leit- und Speicherefähigkeit. Der schichtbezogene prozentuale Anteil des Humus geht in die Bewertung ein.



**Abbildung 92:** Bodenklassifikation des Sulmgebiets nach FLAB im 30 m Raster

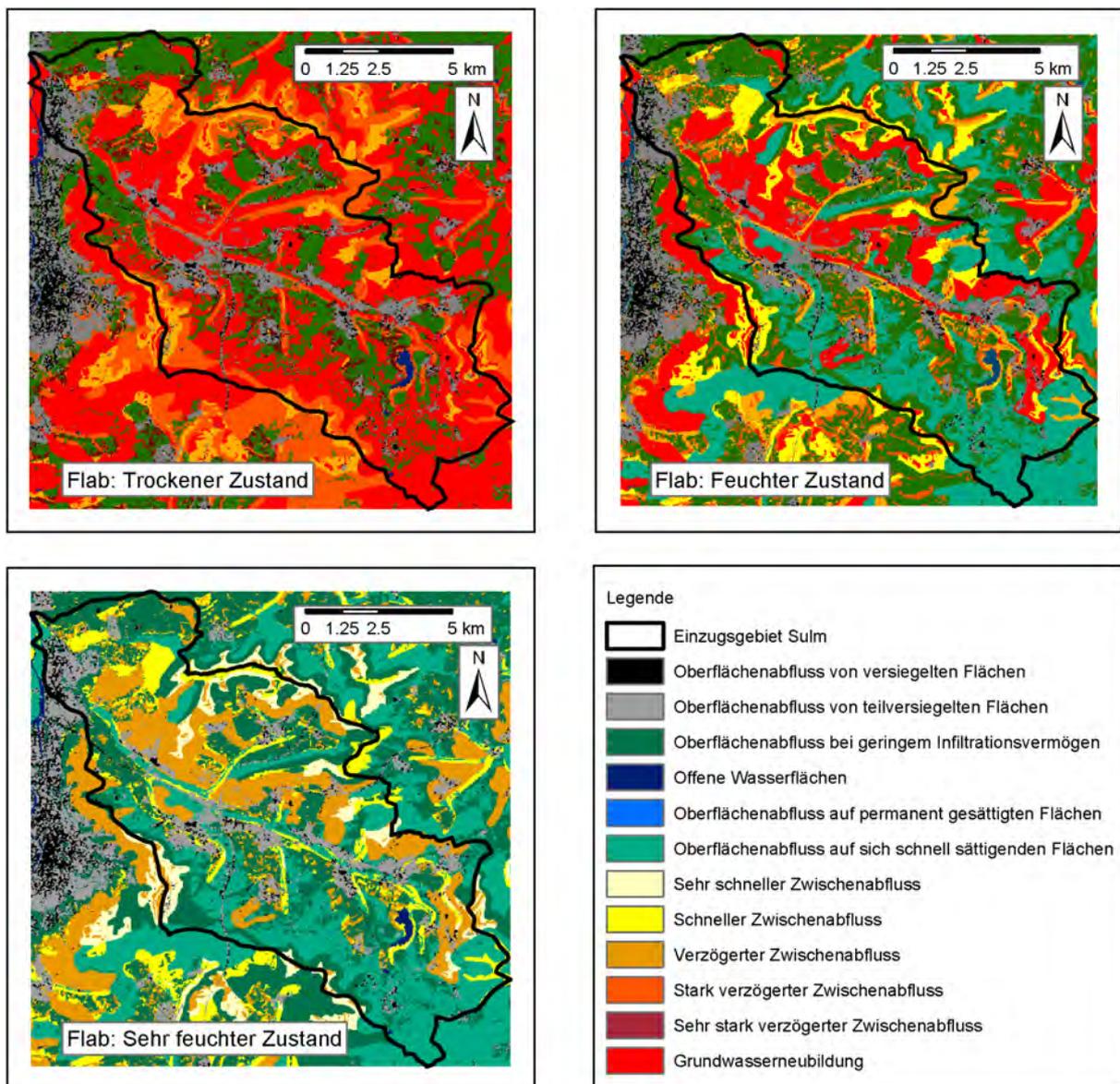
Das Gewässernetz (**Abbildung 93**) geht in Form der Abflusswirksamkeit und der Gewässernetzdichte in das System FLAB ein. Die Abflusswirksamkeit ist in Analogie zum Mikrorelief zweiwertig ausgedrückt in abflusswirksam und nicht abflusswirksam und kennzeichnet damit die Vorflutfunktion der Gewässer. Die Gewässernetzdichte ist in Zusammenhang mit der Abflusswirksamkeit zu betrachten: Lediglich ein ausreichend dichtes Gewässernetz kann die Abflusswirksamkeit einer Fläche gewährleisten.



**Abbildung 93:** Gewässernetz des Sulmgebiets im 30 m Raster

## 6.2.2 Ergebnisse

Die Gebietsklassifikation nach FLAB wird am Internationalen Hochschulinstitut Zittau durchgeführt. **Abbildung 94** zeigt Ergebnisse der FLAB-Klassifizierung für die Gebietszustände trocken, feucht und sehr feucht. Niederschlagsdaten werden nicht in die Betrachtung integriert. Mit zunehmender Vorfeuchte zeigt sich eine Verlagerung der dominanten Abflussbildungsprozesse hin zu den schnellen und damit hochwasserträchtigen Prozessen. Flächen, die im trockenen Gebietszustand der Grundwasserneubildung zugerechnet werden, finden sich im feuchten Zustand als verzögerter Zwischenabfluss oder Oberflächenabfluss auf sich schnell sättigenden Flächen wieder, verzögerter Zwischenabfluss neigt bei feuchteren Gebietszuständen zu Oberflächenabfluss bei geringem Infiltrationsvermögen.



**Abbildung 94:** FLAB-Klassifizierung für drei Gebietszustände

## 6.2.3 Diskussion

Die Klassifizierung durch FLAB liefert plausible Ergebnisse zur räumlichen Verteilung der Abflussbildungsprozesse. Bei zunehmend feuchteren Gebietszuständen werden schnellere Abflussbildungsprozesse wirksam. Casper (2002) weist die Verlagerung zu schnellen

Abflussbildungsprozessen durch Ganglinienseparationen nach und differenziert den Gebietszustand durch Messungen der Bodenfeuchte im Einzugsgebiet des Dürreychbachs. Er bietet damit eine Verifizierung des FLAB-Ansatzes.

Die großen, räumlichen Strukturen weisen auf eine gelungene Aggregation der Hydrotöpfe hin. Einzelne, anderwertige Bildpunkte innerhalb der Strukturen zeigen die fehlende Betrachtung der Nachbarschaftsbeziehungen während der Klassifizierung auf, die als lokales Einzugsgebiet bei der Hydrotöpfung noch integriert ist.

Im feuchten Gebietszustand ergibt sich die Bandbreite von langsamen und schnellen Abflussbildungsprozessen zu einem Zeitpunkt. Auffällig sind hangabwärts die Übergänge von „schnellem Sättigungsabfluss“ in Bereiche der „Grundwasserneubildung“, die im wesentlichen mit der Änderung der Bodenart zusammenfallen. Diese Änderung von lateraler in vertikale Fließrichtung scheint unter der Betrachtung des Bodens (Pelosol) zu abrupt. Die Integration von Nachbarschaftsbeziehungen in die FLAB-Klassifizierung kann Abhilfe schaffen.

In die Klasse „Oberflächenabfluss auf sich schnell sättigenden Flächen“ fällt im feuchten und sehr feuchten Gebietszustand große Teile der Landnutzungs-kategorie Wald. Durch die großen Humusmächtigkeiten in diesem Bereich erscheint die FLAB-Kategorie nicht zutreffend, die Prägnanz des Bodens (Pelosol) ist überhöht.

Die Identifikation von Flächen gleicher Abflussbildung nach FLAB stellt in weiten Teilen ein gutes Ergebnis dar und bietet ein Klassifizierungselement zur Ausweisung von repräsentativen Messstandorten.

## **6.3 Geocharakteristika**

Die durch WBS-FLAB identifizierten Übergangsbereiche werden mit Hilfe der räumlich verfügbaren Informationen der Landnutzung (Kapitel 6.3.1) und Hangkrümmung (Kapitel 6.3.2) verfeinert.

### **6.3.1 Landnutzung**

Das Geocharakteristikum Landnutzung geht unter dem Aspekt der Abflussbildungsprozesse in die FLAB-Klassifizierung ein. Die Landnutzung stellt aus pragmatischer Sicht eine weitere Restriktion dar, die die Auswahl auf Flächen extensiver Landwirtschaft beschränkt, da Messungen mit fest installiertem Messgerät in bewirtschaftetem Ackerland nicht praktikabel sind. Als Messflächen kommen Flächen mit der Landnutzung „Grünland“, „Flächen mit geringer Vegetation“ und „Flächen ohne Vegetation“ in Betracht. Die räumliche Verteilung der Landnutzung zeigt Abbildung 91.

### **6.3.2 Hangkrümmung**

Beginnend mit den Untersuchungen von Freeze (1972) über die unterschiedliche Ausbildung von Hangfußsättigungsflächen bei konkaven bzw. konvexen Hängen, entstand eine große Zahl von Arbeiten zur Erfassung der Rolle der Topographie (Beven, 1979; Zeuberger, 1987; Moore, 1991; Gutknecht, 1996): Sättigungsflächenabfluss entsteht vorwiegend in Vorfluternähe und bei konkaven Talformen aufgrund der starken Konvergenz der Fließwege (Uhlenbrook, 1997). Die Ausdehnung der Sättigungsflächen kann sich ohne Behinderung durch steile Talwände während feuchter Perioden beträchtlich vergrößern. Beginnend vom Gewässer finden sich Sättigungsflächen, die im anschließenden Hang in Interflowkomponenten übergehen (Peschke, 1998). Sättigungsflächenabfluss und Interflow bilden somit eine Prozesskette (Peschke, 2001).

Die Ermittlung von Hangkrümmungen setzt den Fokus auf den Übergangsbereich zwischen Sättigungsflächenabfluss und Interflow, dessen Abstand zum Gewässer in Abhängigkeit der Vorbedingungen steht.

### Anwendung

Die Hangkrümmung wird auf Rasterzellenbasis berechnet und ergibt sich als zweite Ableitung des Höhenmodells. Im zweidimensionalen Raum wird nur die falllinienparallele Krümmung betrachtet (Gl. 47).

$$Z_2'' = \frac{\left( \frac{Z_1 + Z_3}{2} \right) - Z_2}{2l}$$

Gl. 47

$Z_1$  und  $Z_3$  sind die Werte der von  $Z_2$  benachbarten Rasterpunkte des Höhenmodells, die in der Falllinie liegen. Der Abstand  $l$  ergibt sich als Schwerpunksrasterabstand. Abbildung 95 zeigt die konkave Hangkrümmung in der Falllinie.

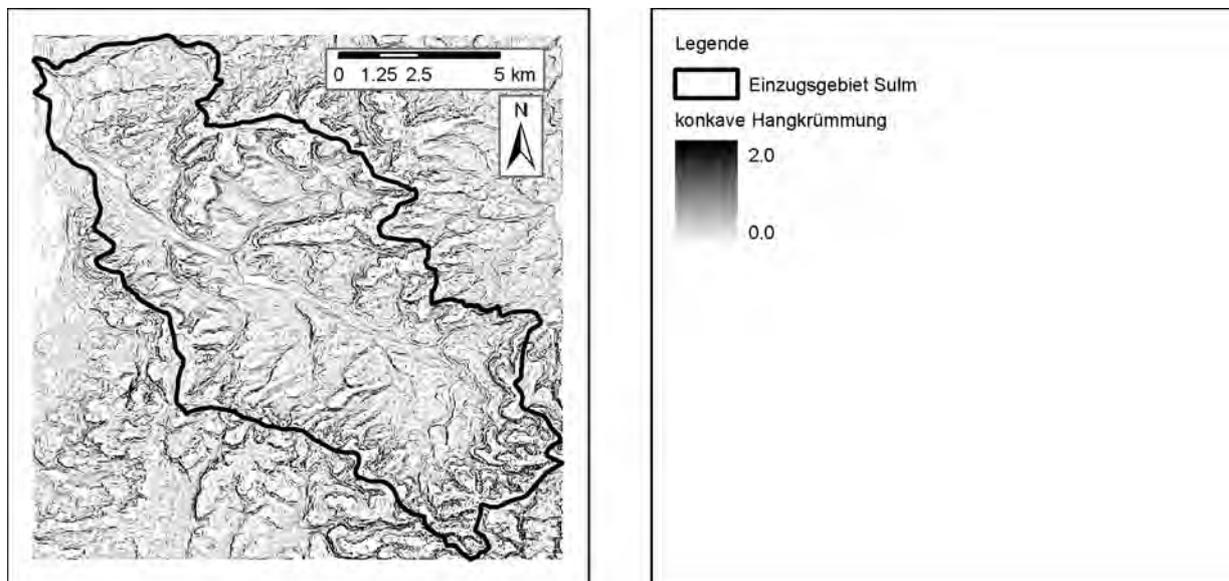


Abbildung 95: konkave Hangkrümmung in der Falllinie

### 6.3.3 Diskussion

Die Ausdehnung der Sättigungsfläche im Bereich des Goldersbachs (Kapitel 3) kann durch Messungen der Bodenfeuchte nachgewiesen werden. Die Ausdehnung stößt bei konvexen Hangformen schnell an die durch die Topographie vorgegebenen Grenzen. Mit der Wahl konkaver Hänge ist diese topographische Grenze unschärfer, die Ausdehnung der Sättigungsfläche lässt sich besser abschätzen. In Abhängigkeit der Hangkrümmung finden sich neben Sättigungsflächen auch Interflowstandorte auf engem Raum. Der Messaufwand kann somit gering gehalten werden ohne wesentliche Prozesse der Hochwasserentstehung zu vernachlässigen. Die Identifikation der Abflussbereitschaft von Interflowstandorten wurde in Casper (2002) am Beispiel des Testgebiets Dürreychbach mit räumlich getrennten Messungen von Interflowstandorten und Sättigungsflächenstandorten. Wie diese Prozesse im Übergangsbereich identifiziert und über ein Regelwerk abgebildet werden können, ist Gegenstand weiterer Forschung. Die Hangkrümmung schränkt zudem die Wahl von repräsentativen Messstandorten im Hinblick auf die Identifikation von Übergangsbereichen zwischen Sättigungsflächenabfluss und Interflow ein und dient als weiteres Klassifizierungselement.

## 6.4 Verschneidung der flächenverfügbaren Informationen

Durch die Verschneidung der räumlichen Verteilungen von Feuchtdynamik, FLAB-Klassifizierung, Landnutzung und Hangkrümmung werden aus dem großen Flächenverbund wenige Flächen identifiziert, die als Bodenfeuchtemessflächen einen für Teilgebiete des Einzugsgebiets repräsentativen Messwert liefern.

### 6.4.1 Anwendung

Die Einzelinformation der FLAB-Klassifizierung, Landnutzung und Hangkrümmung werden durch zweiwertige Logik zu den Klassen messtauglich und messuntauglich aggregiert.

Als messtaugliche Flächen der FLAB-Klassifizierung werden die schnellen Abflussbildungsprozesse „Oberflächenabfluss auf sich schnell sättigenden Flächen“, „sehr schneller Zwischenabfluss“, „schneller Zwischenabfluss“ und „verzögerter Zwischenabfluss“ definiert. Die Verschneidung findet für den „sehr feuchten Zustand“ der FLAB-Klassifizierung statt.

Die konvexen und ebenen Flächen werden als messuntauglich, die restlichen Flächen ungeachtet des Wertes der Hangkrümmung werden als messtauglich klassifiziert.

Die Landnutzungsklassen „Brachflächen“, „Flächen mit geringer Vegetation“ und „Grünland“ werden in der zweiwertigen Logik als messtauglich betrachtet. Die Feuchtdynamik wird nicht klassifiziert und geht als konkreter Wert in die Verschneidung ein.

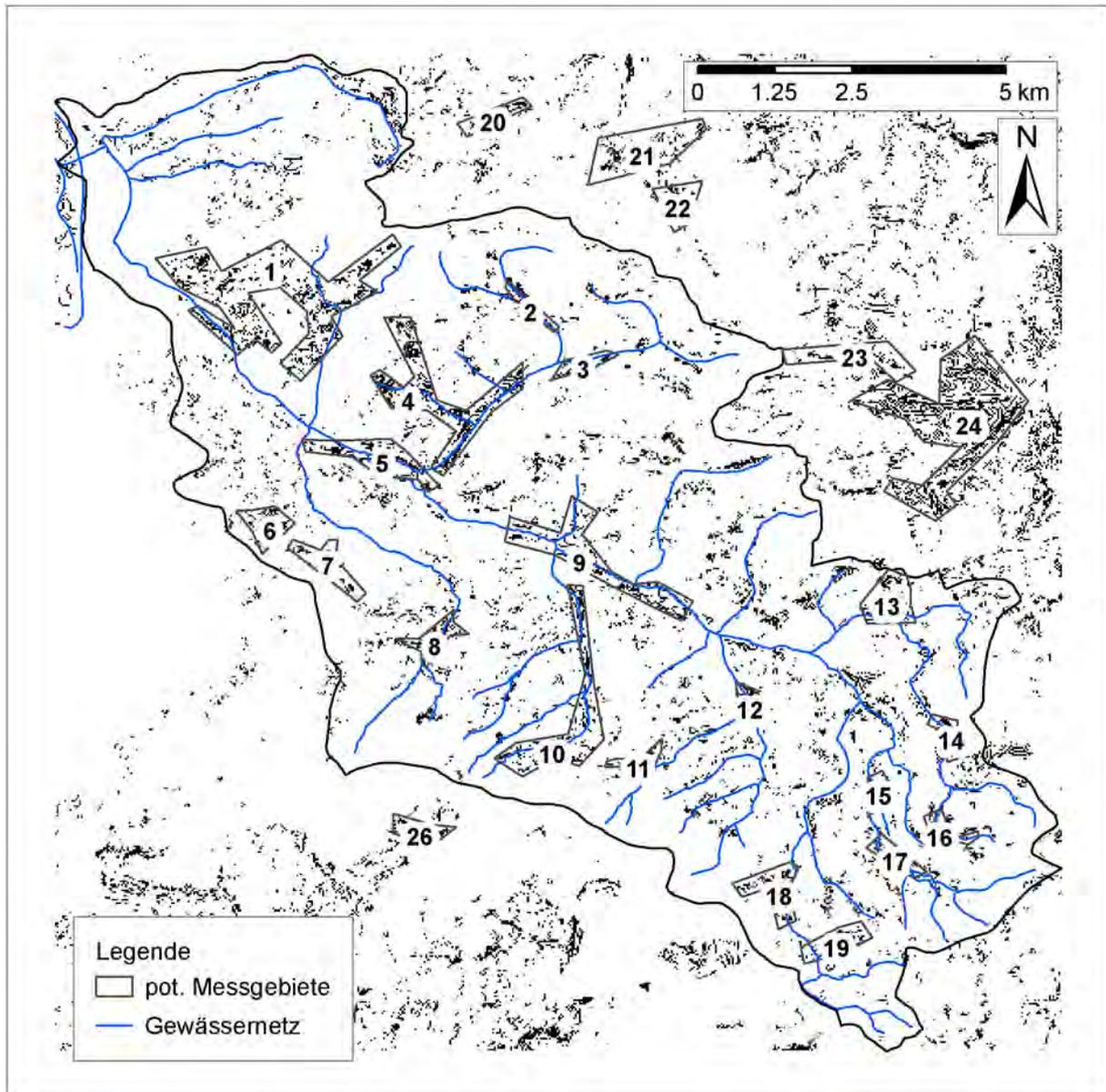
Die Verschneidung der flächenverfügbaren Informationen mündet in Häufungen von messtauglichen Bildpunkten, die zu potentiellen Messgebieten zusammengefasst werden (Abbildung 96).

### 6.4.2 Diskussion

Die potentiellen Messgebiete erstrecken sich meist an Gewässerläufen. Auffällig ist die Aussparung des Gewässers, die sich sowohl aus der geringen Feuchtdynamik der Feuchflächen als auch aus der FLAB-Klassifizierung von „permanent gesättigten Flächen“ ergibt und in beiden Fällen plausibel ist. Die großflächige Häufung der Bildpunkte im Bereich der Messfläche 24 außerhalb des Sulmeinzugsgebiets weist auf kleinräumigere, landwirtschaftlich geprägte Strukturen hin, die in diesem Bereich auch gefunden werden.

Die Verschneidung der flächenverfügbaren Informationen schränkt die zur Wahl stehenden Messflächen um den Faktor 15 ein. Die Verifizierung der Klassifizierung muss durch langjährige Messungen der Bodenfeuchte und dem zur Verifizierung notwendigen Abflusspegel erfolgen. Aus dem benötigten Abflusspegel ergibt sich eine weitere Restriktion bei der Auswahl potentieller Messflächen.

Die zweite Verifizierung der gewonnenen Klassifizierung erfolgt durch eine Feldbegehung, die in Kapitel 6.5 vorgestellt wird. Die räumliche Auflösung von 30 m kann insbesondere in Bezug auf das Höhenmodell zu Fehlinformationen führen, die durch eine Gebietsbegehung abgeglichen werden müssen. Zusätzlich macht die kleinräumige Feuchtevariabilität eine Feldbegehung mit Bodenansprache unter Einbezug von Expertenwissen unumgänglich um den konkreten Messstandort zu identifizieren.



**Abbildung 96:** Überlagerung der FLAB-Klassifizierung, Bodenfeuchedynamik, Landnutzung und Hangkrümmung, ausgewiesene potentielle Messgebiete.

## 6.5 Feldbegehung

### 6.5.1 Allgemeine Beschreibung

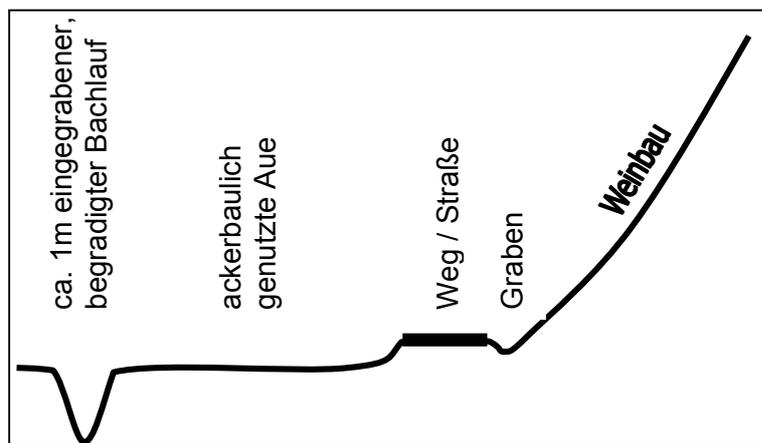
Die bereits beschriebene Flächenauswahl wurde durch eine Feldbegehung im April 2005 verifiziert. Ein Protokoll wurde entwickelt, das die standortspezifischen Merkmale getrennt erfasst. Dazu zählt eine vorabschätzende hydrologische Bewertung, die aufgrund der Topographie, dem geschätzten Flurabstand im Auenbereich (Abstand des freien Grundwassers von der Geländeoberkante) und dem Bewuchs die vorherrschende Abflussbildung aufzeigt. Aus pragmatischen Gründen wurde die verkehrstechnische Anbindung der Messfläche ermittelt, zur Standortsicherheit die Entfernung zu den nächsten Anwohnern. Messtechnische Fragestellungen, wie die Bereitstellung von Wechselstrom und die Anbindung an das Telekommunikationsnetz, waren weitere zu erkundende infrastrukturelle Angaben.

An Messflächen, die eine ausgebildete Aue mit Merkmalen einer Sättigungsfläche (Feuchtezeigerpflanzen) und einen konkaven Übergangsbereich zum Hang aufweisen, wurde eine Vegetationsaufnahme sowie eine Bodenansprache durchgeführt. Dabei konnte auf Kartierungserfahrung aus dem Dürreychprojekt zurückgegriffen werden (Waldenmeyer, 2003), wo die Vegetation als integraler Standortindikator der Bodenfeuchte zur Kartierung und Abgrenzung abflussbedeutsamer Flächen erfasst wurde.

Weitere Anhaltspunkte zur Abflussbildung wurde aus der Auswertung von Bodenprofilen erhofft, insbesondere bei stau- bzw. grundwasserbeeinflussten Böden. Folgende Bodeneigenschaften wurden im Gelände erfasst:

- Humusmächtigkeit
- Horizonttiefe
- Bodenart (Fingerprobe)
- Feuchte
- Wasserhaushalt
- Sonstige Merkmale wie Humusfleckung.

Die Bodenübersichtskarte Stuttgart-Nord im Maßstab 1:200000 (7118, GLA BW, 1993) ermöglichte eine Vorsondierung. Im Kartenausschnitt 6821 (Bereich Heilbronn) konnte mittels Bodenkarte 1:25000 (LGRB, 2002) ein zusätzlicher Abgleich erfolgen. Die Boden-



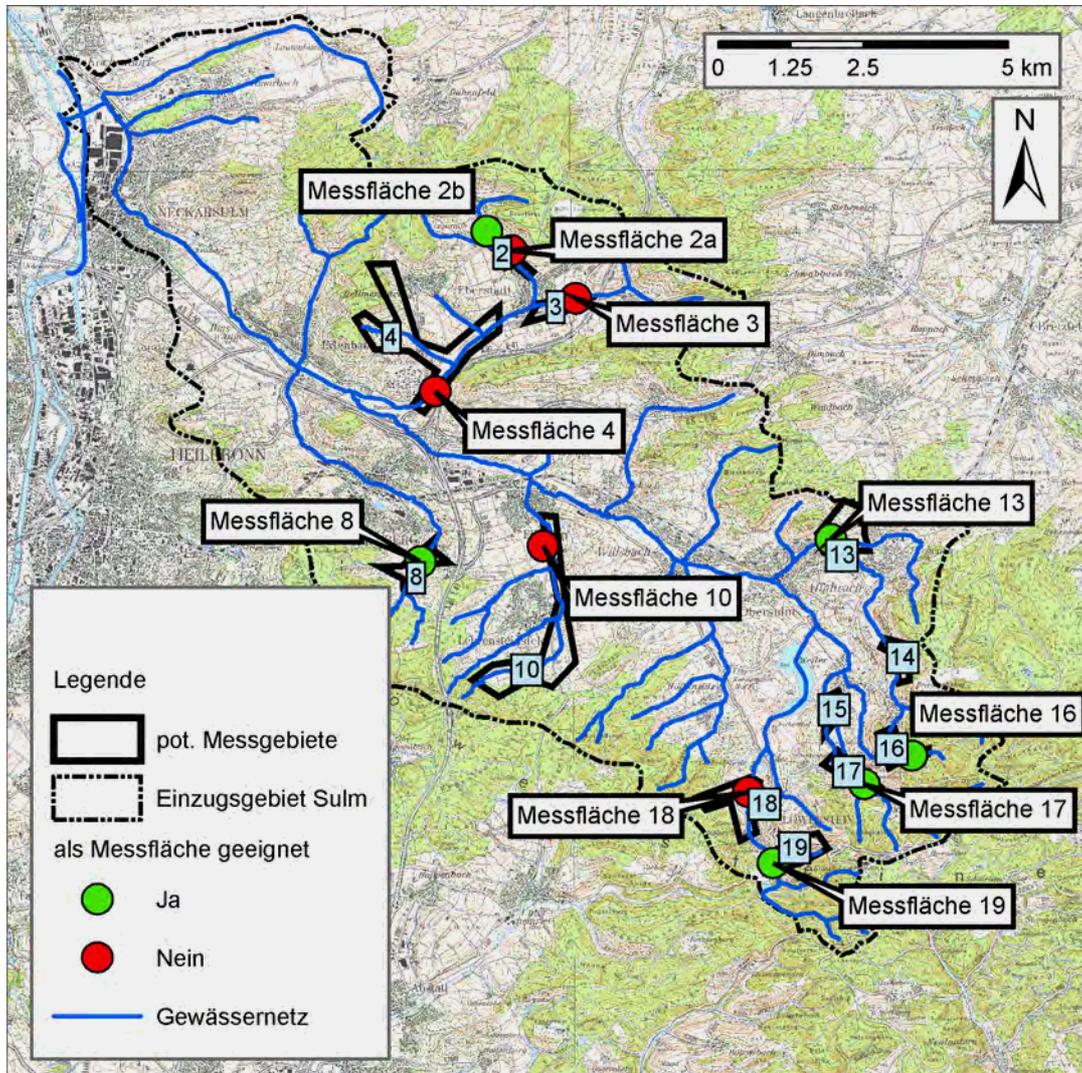
**Abbildung 97:** vorherrschender Hangaufbau

ansprache erfolgte unter Hinzuziehung von Expertenwissen, die Entnahme der Bodenproben mit einem 1 m langen Bohrstock vom Typ Pürckhauer. Weitere Kartengrundlagen waren die Topographische Karte im Maßstab von 1:25000 für die Bereiche Heilbronn, Obersulm (LVA, 2000), Wüstenrot. Die Lagebestimmung vor Ort erfolgte mittels Global Positioning System (GPS).

Bei der Feldbegehung zeigte sich, dass die Hangeinteilung im Einzugsgebiet einem Schema folgt, das sich insbesondere im stark von der Landwirtschaft geprägten Unterlauf der Sulm häufig wiederholt (**Abbildung 95**). Die Landnutzung ist nach diesem Schema zweigeteilt: die flacheren Auenbereiche sind stark ackerbaulich geprägt, während nicht nur in den nach Süden ausgerichteten Hanglagen durchweg Weinbau vorherrscht. Die Trennung dieser beiden Nutzungsarten ist durch einen Wirtschaftsweg oder eine Straße gekennzeichnet, die hangseitig von einem Graben entwässert wird. Weg wie Straße sind meist bituminös befestigt, der Straßenunterbau bindet in den anstehenden Boden meist tief ein. Der Übergangsbereich zwischen Aue und Gewässer ist scharf abgetrennt. Ackerbau wird bis an die Böschungskante zum Gewässerlauf betrieben. Die Böschung ist steil und meist mit Weiden gesichert, der Gewässerlauf ca. 1 m unter Auenniveau. Der Gewässerlauf ist begradigt, Mäandrierung findet keine statt. Aue wie Hanglage sind durch die Flurbereinigung, die Anfang der 70er Jahre begann, großflächig anthropogen überprägt.

Die Trennung von Hang und Aue mit zusätzlicher konzentrierter Grabenentwässerung lässt befürchten, dass die Abflussbildungsverhältnisse den geforderten Übergangsbereich zwischen Sättigungsfläche in der Aue und Interflow am Hang nicht ausgeprägt darstellen. Der befestigte Weg kann als Unterbrechung der Fließwege innerhalb des Bodenkörpers angesehen werden. Von Standorten, die diesem Aufbau entsprechen, wird bei der Mess-

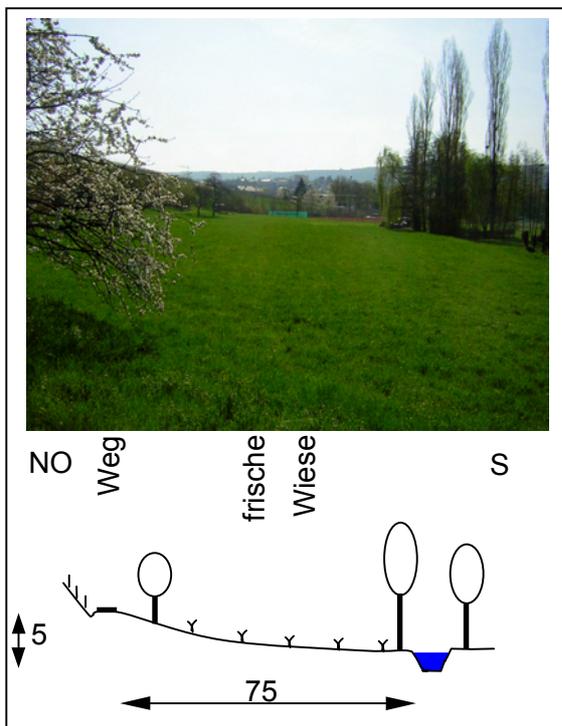
flächenwahl abgesehen, eine ausgedehnte Messflächenkartierung mit Bodenansprache findet dort nicht statt. Die Zusammenstellung der innerhalb der ausgewiesenen Messstandorte beprobten Messflächen, sowie die Beurteilung in Bezug auf deren Eignung zeigt **Abbildung 98**.



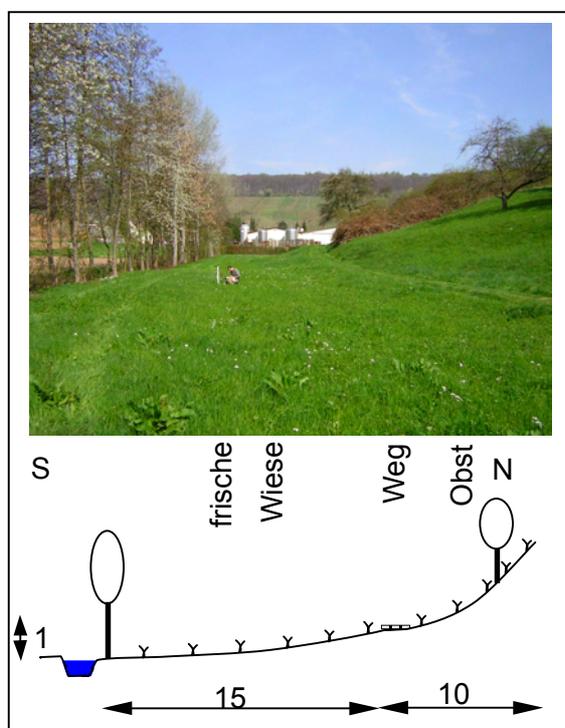
**Abbildung 98:** Übersichtskarte mit Messgebieten und durch Feldbegehung begutachteten Messflächen

## 6.5.2 Detailbeschreibung der Messstandorte

### 6.5.2.1 Messgebiet 2



**Abbildung 99:** Ansicht und Profil des Messstandorts 2a



**Abbildung 100:** Ansicht und Profil des Messstandorts 2b

Das Messgebiet 2 befindet sich zwischen Lenach und Eberbach am Schmalbach. Es teilt sich in zwei untersuchte Messstandorte 2a und 2b auf, die ca. 600 m voneinander entfernt sind.

Am Messstandort 2a schließt sich einer ca. 75 m breiten frischen Fuchsschwanzwiese im Auenbereich ein vom Weinbau überprägter Hang an. Zwischen Aue und Hang verläuft bachparallel ein befestigter Weg. Der Bodentyp im Auenbereich ist pseudovergleytes Kolluvisol bei tiefer Gründigkeit, der Unterboden ist nur mäßig durchwurzelbar. Der Wasserhaushalt ist von Grundwasser, Haftwasser und zufließendem Wasser beeinflusst. Der zu erwartende dominierende Abflussbildungsprozess ist verzögerter Sättigungsflächenabfluss, Zwischenabfluss tritt, wenn überhaupt, nur untergeordnet auf.

Der Standort ist wegen seiner Unterbrechung der Fließwege durch den befestigten Weg, seines homogenen Abflussbildungsprozesses und seiner Bodentypen als Messstandort ungeeignet.

Der Messstandort 2b ist von seiner morphologischen Abfolge kleinräumiger: die im Auenbereich befindliche 15 m breite Fuchsschwanzwiese wird von einer mäßig frischen bis stellenweise mäßig trockenen Glatthaferwiese mit Obstbaumbestand am Hang abgelöst. Ein unbefestigter Weg trennt beide Wiesenflächen. Der Boden kann als Gley-Kolluvisol eingestuft werden. Im Auenbereich ist der Wasserhaushalt von Grund- und Haftwasser geprägt und zusätzlich durch zufließendes Hangwasser und die Lage im Überflutungsbereich beeinflusst. Der Mineralbodenhorizont weist hier einen hohen Lössanteil auf, während Sand- bzw. Tonsteinkompartimente selten sind. Der Hangbereich hat einen höheren Keuperanteil. Sandsteinstückchen und ein verdichteter Horizont in ca. 70 cm Tiefe lassen eventuell auf anthropogenen Bodenauftrag schließen.

Der tiefgründige Boden besitzt einen obersten Mineralbodenhorizont (Ah) bis in ca. 20 cm Tiefe, daran anschließend einen bis in 70 cm Tiefe

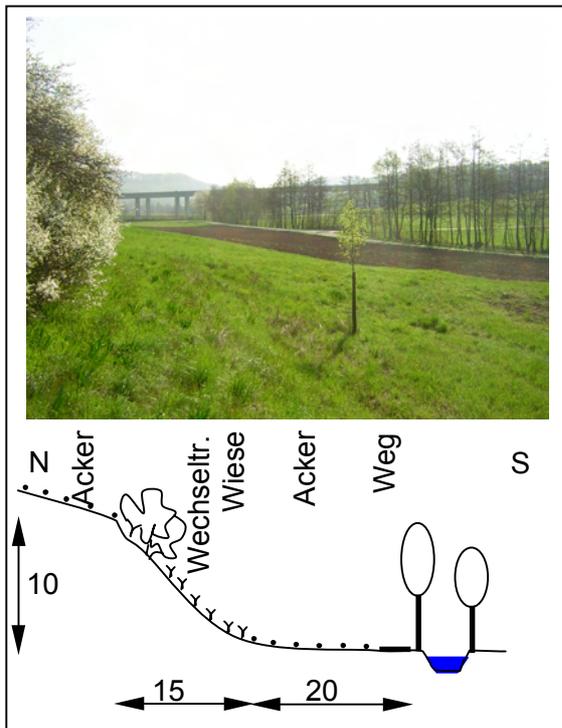
reichenden sedimentbeeinflussten M-Horizont, über einem oxidierenden Grundwasserhorizont (Go). Die Bodenart ist bis in 70 cm Tiefe

schluffiger Lehm, tiefer befindet sich tonig schluffiger Lehm. Im Bereich der Aue kann mit verzögertem Sättigungsflächenabfluss mit Hangwasserbeeinflussung gerechnet werden. Der

Grundwassereinfluss reicht bis ca. 70 cm unter Flur vor. Im Hangbereich ist teils verzögerter Zwischenabfluss denkbar.

Der Standort ist nur geringfügig durch den Weg unterbrochen und beinhaltet auf kleinem Raum unterschiedliche Abflussbildungsprozesse. Trotz seines homogenen Bodens ist dieser Standort als Messstandort geeignet.

### 6.5.2.2 Messgebiet 3



**Abbildung 101:** Ansicht und Profil des Messstandorts 3

Das von Eberstadt östlich gelegene Messgebiet 3 weist die von den Eingrenzungen vorgegebene konkave Hangform in südlicher Richtung auf. Er gliedert sich in drei Bereiche: Den ackerbaulich genutzten ca. 20 m breiten Auenbereich, die durch eine wechsellückene Wiese und Buschwerk bewachsene 15 m breite Hanglage und den wiederum ackerbaulich genutzten 50 m breiten Oberhang. Die Trennung der Bereiche ist durch überprägte Terrassen gekennzeichnet. Im Übergangsbereich zwischen Aue und Gewässer verläuft ein bituminös befestigter Bewirtschaftungsweg. Das Bodentransekt ist von nicht pseudo-vergleytem Kolluvisol bestimmt, der sich sowohl im Auenbereich als auch im unteren Hangbereich findet. Der dominierende Abflussbildungsprozess wird durchweg als verzögerter Zwischenabfluss angenommen. Der Standort ist wegen seiner Landnutzung, seiner Unterbrechung der Fließwege durch den Wirtschaftsweg, seinem homogenen Abflussbildungsprozess und seinem Boden als Messstandort ungeeignet.

6.5.2.3 Messgebiet 4

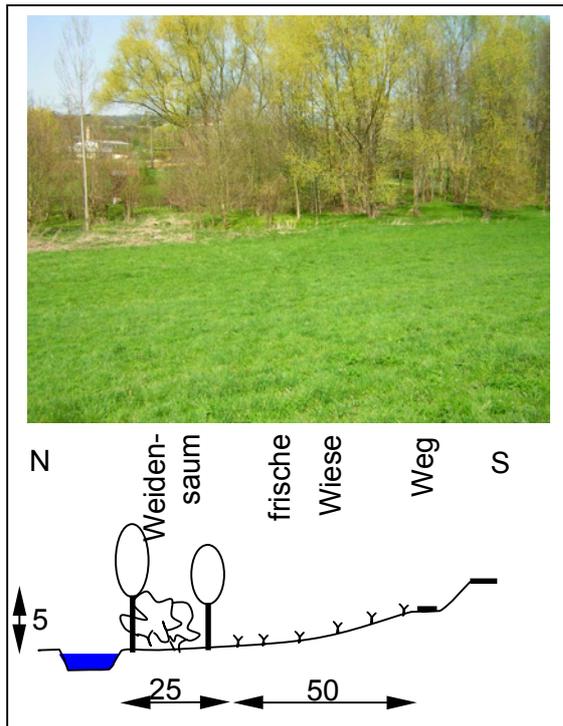


Abbildung 102: Ansicht und Profil des Messstandorts 4

Zwischen Erlenbach und Eberstadt am Eberbach gelegen, zeichnet sich das Messgebiet 4 durch gleichmäßig, schwach ansteigendes Gelände aus. Der Gewässerlauf ist mit einem ca. 25 m breiten Weidensaum mit nitrophytischer Bodenvegetation umgeben. Im Anschluss daran befindet sich eine ca. 50 m breite frische Glatthaferwiese die durch einen bituminös befestigten Bewirtschaftungsweg und einer Straße vom anschließenden Hang abgetrennt wird. Die Catena ist durchgängig Gley-Kolluvisol, die Gründigkeit ist tief. Verzögerter Sättigungsflächenabfluss ist der zu erwartende dominierende Abflussbildungsprozess. Der Bodenwasserhaushalt ist vom Grundwasser beeinflusst.

Der Standort ist wegen seiner Unterbrechung der Fließwege durch die befestigten Wege, seines homogenen Abflussbildungsprozesses und seines Bodens als Messstandort ungeeignet.

6.5.2.4 Messgebiet 8

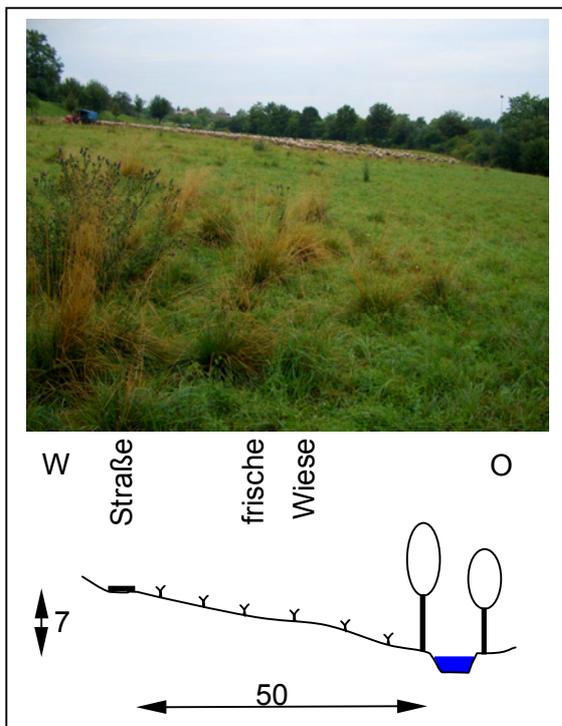


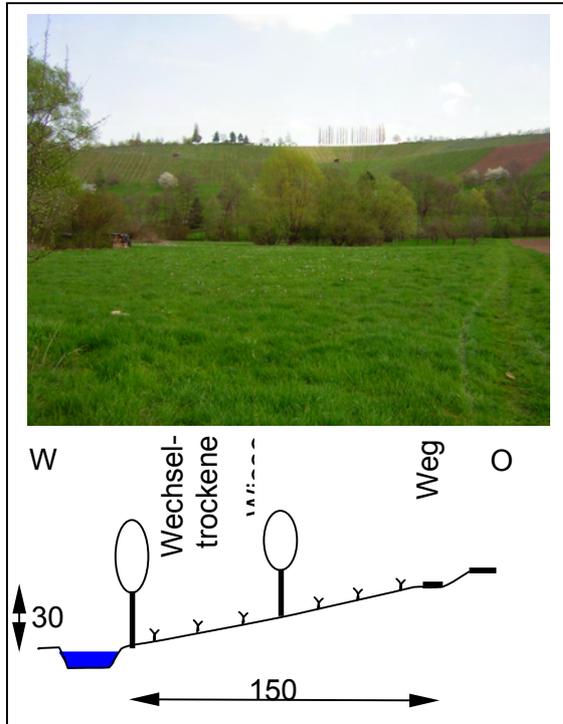
Abbildung 103: Ansicht und Profil des Messstandorts 8

Unterhalb des Hochwasserrückhaltebeckens Stadtseebach in Sichtweite zur Ortslage Weinsberg befindet sich das Messgebiet 8. Die schwach ausgeprägte Bachaue findet ihren Anschluss in einer unregelmäßig ansteigenden, 50 m breiten Calthion-Wiese mit konkaver Ausprägung. Ansteigend folgt eine mäßig frische Wiese mit Wiesenfuchsschwanz (*Alopecisi prtensis*), *Anthoxanthum odoratum* (Ruchgras) und *Luzula pilosa* (Behaarte Hainsimse), die mit zunehmendem Abstand zum Gewässerlauf trockener wird. Die durch extensive Landnutzung geprägten Flächen werden durch eine befestigte Straße begrenzt und finden ihren Übergang in einer steil ansteigenden Weinbaufläche.

Kulluvisol-Gley bestimmt bei tiefer Gründigkeit den Bodentyp. Die Bodenart ist im Auenbereich toniger Lehm, der Hangbereich ist mit schluffigem Lehm etwas durchlässiger. Der Wasserhaushalt der Hanglage wird aus seitlichen Zuflüssen bestimmt. Der dominierende Abflussbildungsprozess des schmalen Auenbereichs ist schneller Sättigungsflächenabfluss, der sich hangansteigend mit Interflowkomponenten ver-

mischt. Der Standort weist morphologisch kleinräumig ohne anthropogene Unterbrechung den Übergang von Sättigungsfläche in Interflowstandort auf und ist als Messstandort gut geeignet.

**6.5.2.5 Messgebiet 10**



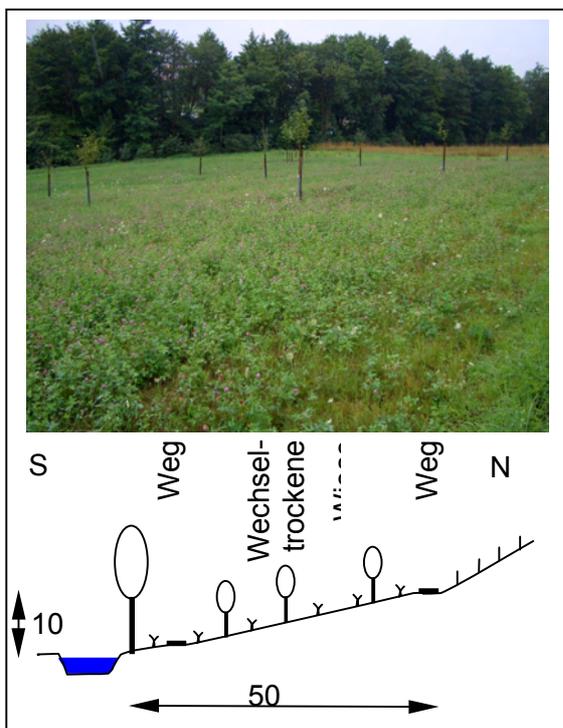
**Abbildung 104:** Ansicht und Profil des Messstandorts 10

Zwischen Lehrensteinsfeld und Ellhofen liegt am Eilbach das Messgebiet 10. Ohne erkennbare Wölbung schließt eine durch Weiden und Obstbäume unterbrochene wechsel-trockene ca. 150 m breite Fuchsschwanzwiese am Gewässerlauf an. Der homogen weiter ansteigende, ackerbaulich genutzte Hang wird durch einen unbefestigten Bewirtschaftungsweg und eine Straße von der beschriebenen Wiese getrennt. Die Catena ist durchweg Gley-Kolluvium. Die Gründigkeit ist tief.

Die Konstellation lässt verzögerten Zwischenabfluss als Abflussbildungsprozess vermuten. Rückstaueffekte ermöglichen den Teileinstau des Geländeabschnittes durch das Hochwasserrückhaltebecken Ellhofen.

Der Standort weist lediglich einen Abflussbildungsprozess auf. Die Größen-verhältnisse des Standortes und die Gefahr der Überflutung der Messfläche machen diesen Standort ungeeignet.

**6.5.2.6 Messgebiet 13**

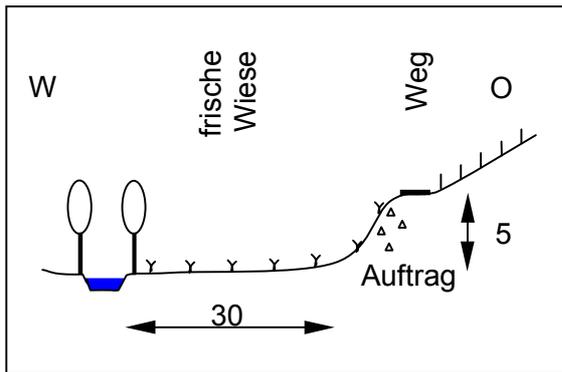


**Abbildung 105:** Ansicht und Profil des Messstandorts 13

Unterhalb des Hochwasserrückhaltebeckens Michelbach II, in Sichtweite zur Ortslage Affaltrach, befindet sich das Messgebiet 13. Die schwach ausgeprägte Bachaue wird durch einen Bewirtschaftungsweg von einer mäßig frischen bis stellenweise mäßig trockenen Klee-wiese mit Obstbaumbestand am Hang abgelöst. Ein weiterer Bewirtschaftungsweg trennt die Wiesenflächen nach Norden hin zu den anschließenden Weinbauflächen. Der Mineralbodenhorizont weist einen hohen Lössanteil auf, während Sand- bzw. Tonsteinkompartimente selten sind. Der Hangbereich hat einen höheren Keuperanteil. Im Bereich der Aue kann mit Sättigungsflächenabfluss gerechnet werden. Im Hangbereich ist teils verzögerter Zwischenabfluss denkbar. Der bachnahe Weg behindert eventuell die Ausbildung von Sättigungsflächen an diesem Standort. Der Übergangsbereich zu Interflowstandorten ist ausgeprägt. Trotz seines homogenen Bodens und der Beeinflussung

durch die Bewirtschaftungswege ist dieser Standort als Messstandort geeignet.

### 6.5.2.7 Messgebiet 14



**Abbildung 106:** Profil des Messstandorts 14

Am Michelbach unterhalb von Aichelberg liegt das Messgebiet 14. Der mit Weiden gesäumte Gewässerlauf geht in eine frische Fuchschwanzwiese über, die nach ca. 30 m zu einem angeschütteten Bewirtschaftungsweg ca. 15 m ansteigt. Im Anschluss daran liegt eine ansteigende, während der Flurbereinigung überprägte Weinbaufläche. Als dominierender Abflussbildungsprozess ist Sättigungsflächenabfluss in der Bachau mit lateralem Zuflusswasser in Form von Interflow zu erwarten, der jedoch durch die anthropogene Beeinflussung verändert sein kann. Die Unterbrechung der natürlichen Fließwege, die Veränderungen des Reliefs und die Ausprägung der Talau schließen diesen Standort von einer näheren Betrachtung aus.

### 6.5.2.8 Messgebiet 15

Am Schlierbach vor der Gemeinde Weiler gelegen, bietet das Messgebiet 15 wegen seiner starken landwirtschaftlichen Nutzung und seiner massiven anthropogenen Überprägung und wasserwirtschaftlichen Beeinflussung (Hochwasserentlastung Breitenauer See) keinen Messstandort um mehrjährige Messungen durchzuführen. Von einer näheren Untersuchung dieses Messgebiets wird abgesehen.

6.5.2.9 Messgebiet 16

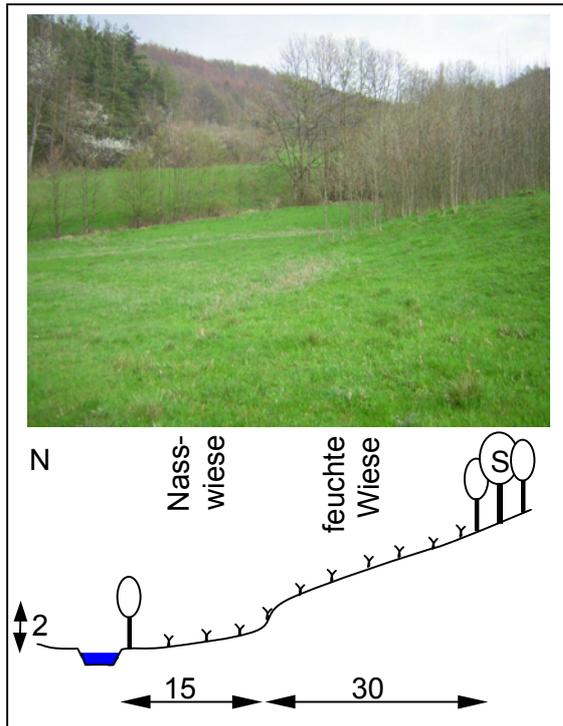


Abbildung 107: Ansicht und Profil des Messstandorts 16

Das oberhalb von Eichelberg am Hundsbergbach gelegene Messgebiet 16 weist die geforderte konkave Hangform in kleinräumiger Abfolge auf. An den schwach eingetieften Gewässerlauf schließt sich eine ca. 15 m breite mit Seggen bewachsene Nasswiese an, die durch eine natürliche Geländekante von einer trockeneren, ca. 30 m breiten Wiese ohne Seggen getrennt ist. Im Anschluss daran folgt bei weiter ansteigendem Gelände ein Mischwaldbestand. Die Catena ist durch Pseudogley dominiert, der sowohl im Auenbereich als auch im trockeneren Hangbereich anzutreffen ist. Die stauwasserführende Schicht senkt sich aus ca. 20 cm Tiefe im Auenbereich auf ca. 50 cm Tiefe im Hangbereich ab (**Abbildung 108**). Der Wasserstauer (Sd) in der Bachaue, der mit angewittertem Ausgangsgestein durchsetzt ist, befindet sich in ca. 60 cm Tiefe. Die Bodenart ist toniger Lehm (Lt). Der Wasserhaushalt ist im Auenbereich durch Stauwasser und Haftnässe gekennzeichnet. Der Mineralbodenhorizont zeigt eine starke Bleichung und Rostfleckung. Die Hanglage befindet sich im Durchflussbereich und weist ebenfalls Haftnässe auf. Das Profil am Hang stellt sich als zweischichtiges Profil dar, mit schluffig-tonigen Fließerden über schwachlehmigem Sandsteinzersatz. Der Sprung in den hydraulischen Leitfähigkeiten zwischen den beiden Substraten bedingt bzw. verstärkt durch Kapillarsperreffekte die Haftnässe im oberen Profiltteil. Als dominierender Abflussbildungsprozess ist schneller Sättigungsflächenabfluss mit lateralem Zuflusswasser in Form von Interflow zu erwarten.

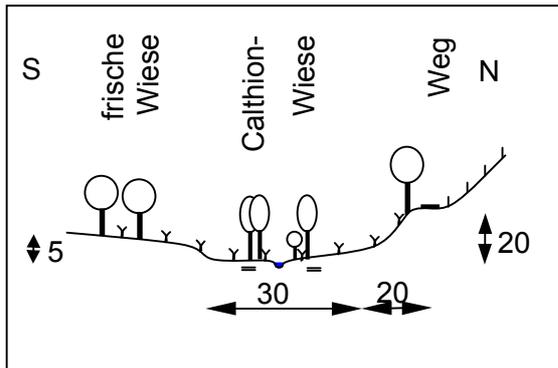
cm	Bachaue			Hanglage			
	Horizont	Bodenart	Feuchte	Horizont	Bodenart	Feuchte	
	0	Ah	n.b	5	Ah	Ltu	4
	20	Sw	Ltu	4	Sg	Lt3	4
	60	Sd-Cv	Lt3	3	II Cv	SI2	2
	100						

Abbildung 108: Bodenprofile des Standorts 16

Der Standort weist morphologisch kleinräumig ohne anthropogene Unterbrechung den Übergang von Sättigungsfläche in Interflowstandort auf und ist als Messstandort gut geeignet.

6.5.2.10 Messgebiet 17

Das Messgebiet 17 liegt am Nonnenbach (Schlierbach) unterhalb des Klostersees und der Klostermühle vor Löwenstein-Reisach. Im Zuflussbereich eines seitlichen Gewässers hat sich entlang des Hauptgewässers in der wechselfeuchte Talaue eine Calthion-Wiese mit *Caltha palustris* (Sumpfdotterblume) ausgebildet. Während sich nach Südwesten hin eine durch eine schwach ausgeprägte Geländekante getrennte Fuchsschwanzwiese anschließt, erfolgt der Übergang nach Nordosten durch anfangs leicht, nach ca. 15 m steiler ansteigen-

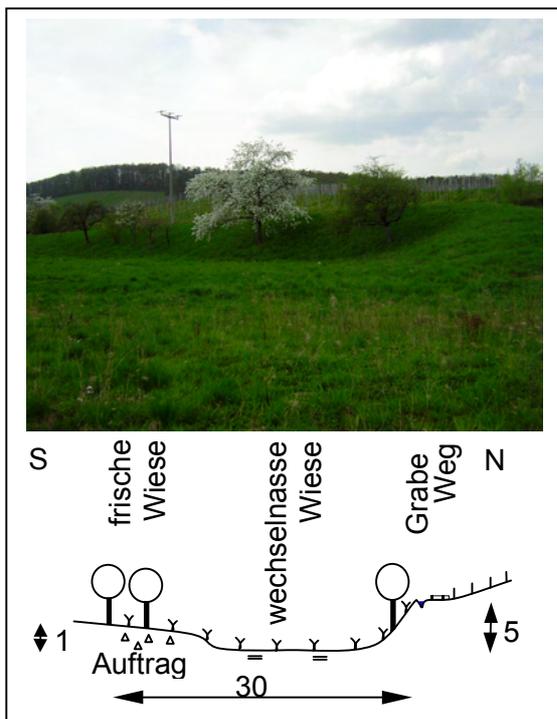


**Abbildung 109:** Profil des Messstandorts 17

des Gelände, das im Gefällewechsel mit Schichtquellen durchsetzt ist. Innerhalb des Quellbereichs ist *Caltha palustris* auch hangaufwärts anzutreffen. Der gewässerparallele, befestigte Straßenverlauf trennt den Unterhang von dem durch den Weinbau stark anthropogen veränderten Oberhang. Der Bodenwasserhaushalt ist im Auenbereich durch Grundwasser geprägt und wird von Zuflüssen und Überflutungen zeitweise überlagert. Der Wasserhaushalt der Hanglage wird aus seitlichen Zuflüssen bestimmt, im Bereich der Quellen kann es zu Hangvergleyung kommen. Als dominierender Abflussbildungsprozess ist

schneller Sättigungsflächenabfluss im Überflutungsbereich, Interflow bzw. Grundwasserabfluss am Hang zu erwarten. Der Standort weist kleinräumig ohne anthropogene Unterbrechung den Übergang zwischen mehreren Abflussbildungsprozessen auf. Der teils dichte Bewuchs und die unzugängliche Lage machen den Standort aus pragmatischen Gründen nur eingeschränkt als Messstandort nutzbar.

**6.5.2.11 Messgebiet 18**



**Abbildung 110:** Ansicht und Profil des Messstandorts 18

Am Oberlauf der Sulm in Sichtweite des Rittelhofs befindet sich der Messstandort 18, der keinen direkten Anschluss an das offene Gewässer aufweist, jedoch an einem durch Feuchtflecken gekennzeichneten Quellgebiet liegt. Ausgehend von dieser wechsellnassen Wiese die zum Teil mit *Filipendula* (Mädesüß) bewachsen ist, schließt auf der südlichen Seite ein ca. 1 m erhöht liegender Obstbaumbestand auf einer Fuchsschwanzwiese an. Der nördliche Feuchtfleckenanschluss wird von einer ca. 5 m breiten Böschung gebildet, die ebenfalls einen Bestand an Obstbäumen aufweist. Im Anschluss daran entwässert ein ca. 0.5 m tiefer Graben den oberhalb liegenden, stark anthropogen überprägten, ansteigenden Weinberg. Der Bodentyp ist Hang-Gley. Der Wasserhaushalt wird bestimmt durch Quellnässe und ist durch äußere Zuflüsse beeinflusst. Der zu erwartende Abflussbildungsprozess ist schneller Sättigungsflächenabfluss, der zusätzlich mit Überschusswasser aus dem oberhalb verlaufenden Graben angereichert wird und somit einen künstlich veränderten Feuchtezustand darstellt. Teile des Reliefs wurden durch

Aufschüttungen stark verändert. Der Standort weist kleinräumig den Übergang von Sättigungsfläche in Interflowstandort auf, die künstlichen Grabenzuflüsse verändern stark den Bodenwasserhaushalt, die anthropogenen Überprägungen schließen diesen Standort als Messstandort aus.

6.5.2.12 Messgebiet 19

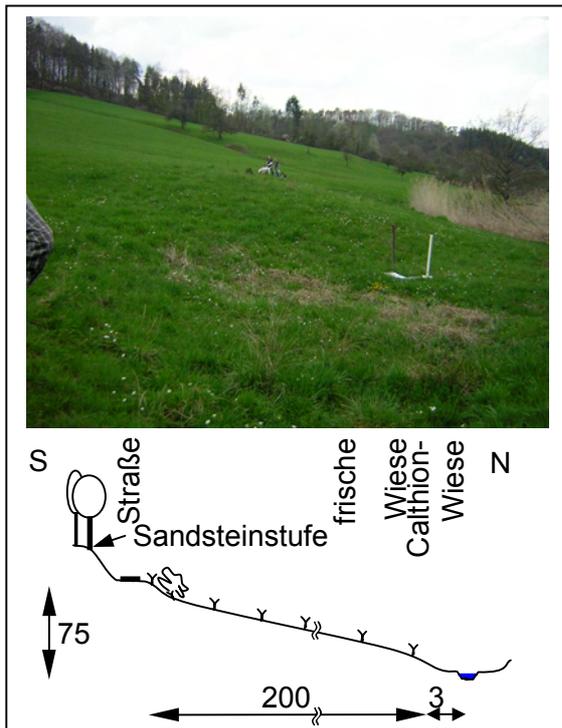


Abbildung 111: Ansicht und Profil des Messstandorts 19

cm	Bachau			Hanglage		
	Horizont	Bodenart	Feuchte	Horizont	Bodenart	Feuchte
0	Ah	Ltu	3	Ah	Lu	
20	aM	Ltu	4			
40				M-Ah	Lu-Ltu	
60	Go	Ltu	4	M	Lu	
80	Gro	Lt3	4	Go	Lu	
100						

Abbildung 112: Bodenprofile des Standorts 19

Der Messstandort 19 ist in ca. 1300 m Entfernung zum Messstandort 18, direkt am Gewässerlauf der Sulm in Sichtweite von Löwenstein gelegen. Der Standort liegt in einer schwach ausgebildeten Hangmulde die orthogonal vom Gewässerlauf in Richtung Südosten ansteigt. An den Gewässerlauf schließt sich in einer schmalen Bachau von ca. 3 m Breite eine Calthion-Wiese mit Filipendula (Mädesüß), Caltha palustris (Sumpfdotterblume) und Juncus effusus (Flutter-Binse) an. Hangansteigend folgt eine mäßig frische Wiese mit Wiesenfuchsschwanz (Alopecisi prtensis), Anthoxanthum odoratum (Ruchgras), Luzula pilosa (Behaarte Hainsimse) und Saxifraga granulata (Knöllchen-Steinbrech), die mit zunehmendem Abstand zum Gewässerlauf trockener wird und nach ca. 200 m, nach Unterbrechung durch eine befestigte Straße in, einen weiter ansteigenden Mischwald übergeht. Kulluvisol-Gley bestimmt bei tiefer Gründigkeit den Bodentyp.

Die Bodenart ist im Auenbereich toniger Lehm, der Hangbereich ist mit schluffigem Lehm etwas durchlässiger. Die Beeinflussung des Bodens durch Grundwasser lässt sich aus den bestimmten Bodenprofilen in der Bachau in ca. 45-50 cm nachweisen, im Übergang in den Hang in ca. 65 cm. Der Wasserhaushalt ist somit im Auenbereich durch Grundwasser geprägt und wird von lateralen Zuflüssen und Überflutungen zeitweise überlagert. Der Wasserhaushalt der Hanglage wird aus seitlichen Zuflüssen bestimmt. Der Mineralbodenhorizont weist in der Aue Ziegelstückchen in ca. 30 cm Tiefe auf, eine starke Rostfleckung stellt sich ab ca. 50 cm Tiefe ein. Im Hangbereich sind Ziegel und Holzkohle-einlagerungen in ca. 50 cm Tiefe feststellbar. Als dominierender Abflussbildungsprozess ist schneller Sättigungsflächenabfluss im Überflutungsbereich, Interflow an den Hanglagen zu erwarten. Der Standort weist kleinräumig ohne anthropogene Unterbrechung den Übergang von Sättigungsfläche in Interflowstandort, bzw. Grundwasserabfluss auf und ist als Messstandort gut geeignet.

## 6.6 Diskussion

Die Verschneidung der flächenverfügbaren Informationen schränkt die zur Wahl stehenden Messflächen um den Faktor 15 ein. Es handelt sich um ein Werkzeug, das das betrachtete Einzugsgebiet mit Fokus auf die Bodenfeuchte auf mögliche Messstandorte prüft und damit die Identifikation von Messflächen wesentlich vereinfacht. Die Beurteilung der Repräsentativität der Messflächen für die Abflussbereitschaft des bestückten Untereinzugsgebiets kann nur durch langjährige Beobachtung von Niederschlag, Bodenfeuchte und Abfluss erfolgen.

Die Verifizierung durch die in Kapitel 6.5 beschriebene Feldbegehung zeigt die Güte des entwickelten Werkzeugs durch visuelle, vegetations- und bodenkundliche Beurteilung dennoch auf. Anthropogene Veränderungen durch Verkehrswege und Bewirtschaftung sind wesentliche Ausschlusskriterien der identifizierten potentiellen Messflächen. Das Geocharakteristikum konkave Hangkrümmung ist teilweise nur schwach ausgeprägt, was auf die räumliche Auflösung des Höhenmodells von 30 m zurückzuführen ist. Die Beurteilung der Abflussbereitschaft führt in diesen Flächen wegen eines großen potentiellen Sättigungsbereichs zu langgestreckten Transekten und damit zu erhöhtem Messaufwand.

In stark besiedelten Einzugsgebieten ist die Erweiterung der Verschneidungen um das Verkehrswegenetz sinnvoll, um lokale anthropogene Veränderungen, wie abgeschnittene laterale Fließwege zu identifizieren.

Die Überprüfung der Nachbarschaftsbeziehungen zu anthropogen beeinflussten, hangoberliegenden Flächen schränkt die Wahl der Messflächen weiter ein.

Ein nachgeschaltetes Modell zur Aggregation zusammenhängender Flächen ist erst in Kombination mit der Erhöhung der räumlichen Auflösung auf 1 m Rasterzellengröße sinnvoll. Im Rahmen der Hochwassergefahrenkartierung Baden-Württemberg ist diese derzeit in Arbeit.

## 7 Erste Messergebnisse

Zwei Messcluster wurden im August 2005 nach längerer Trockenheit im Einzugsgebiet der Sulm installiert und in Betrieb genommen. Die Messsysteme wurden so eingestellt, dass sie die Daten an den verteilten Bodenfeuchtesonden im 3-Stunden-Rhythmus erheben.

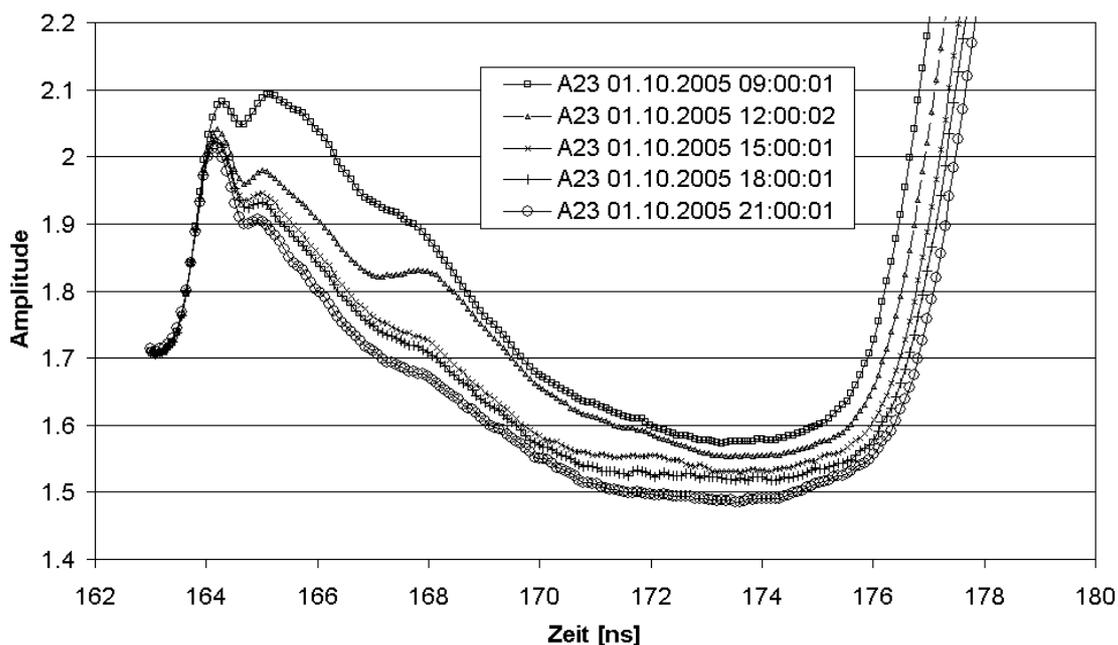
Anhand eines Niederschlagsereignisses von 22 mm, das am 01.10.2005 stattfand, wird die Tauglichkeit des Gesamtsystems unter Beweis gestellt. Sämtliche Daten die gezeigt werden, haben den operationellen Datenfluss von der Feldmessung über die Übertragung via Modem und den Eintrag in die Datenbank bis hin zum Datenbankeexport durchlaufen.

### 7.1 Reflektogramme

Die während und nach dem Niederschlagsereignis durch das Tektronix 1502B aufgezeichneten Reflektogramme zeigt **Abbildung 113** und **Abbildung 114** beispielhaft an Sonde A23 des Messclusters Michelbach II. Die Reflektogramme sind gruppiert in eine Aufsättigungsphase (01.10.05 9:00 – 01.10.05 21:00) und eine Austrocknungsphase (01.10.05 21:00 – 09.10.05 12:00). Die Kurven sind bezeichnet nach ihrem Aufzeichnungszeitpunkt. Die horizontale Zeitachse des Diagramms ist zwischen 162-180 ns auf den relevanten Signalausschnitt beschränkt. Die vertikale Achse beschreibt die Signalamplitude als skalierte Rohwerte des Tektronix. Die Skalierung um den Faktor 0.001 schafft den zur Rekonstruktion gültigen Wertebereich.

Die Kurvenschar der Aufsättigungsphase hat zwei Einhüllende: die oberste Kurve zeigt den Ausgangszustand, der zu vorangegangenen Zeitschritten mit ähnlichem Verlauf gemessen wurde (nicht dargestellt). Die unterste Kurve zeigt den feuchtesten, während und nach dem Niederschlagsereignis gemessenen Zustand. Sämtliche anderen Reflektogramme befinden sich zwischen diesen beiden Einhüllenden. Aufgrund der geringen Niederschlagshöhe wurde der Dynamikbereich der Sonde nicht vollständig aktiviert.

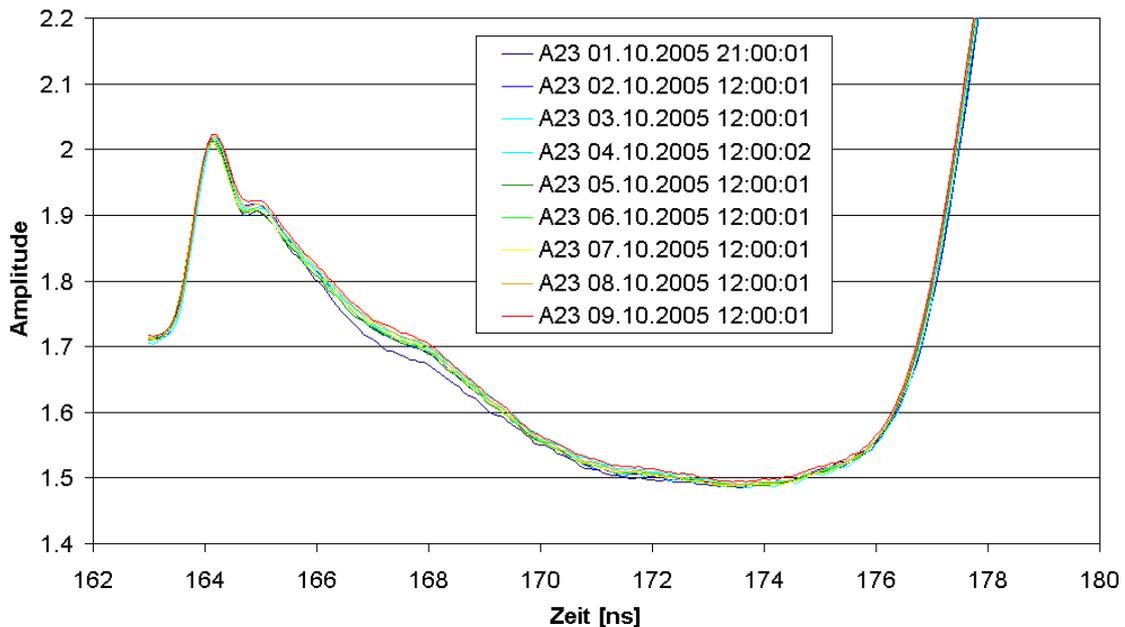
Die erste Reflexion, die durch den Übergang zwischen Koaxialkabel und Sondenkopf verursacht wurde, kann bei ca. 163 ns detektiert werden. Die zweite Reflexion an den Sondenspitzen tritt zwischen 176 ns und 177 ns auf. Je später die zweite Reflexion erfasst wird, desto feuchter ist der umgebende Boden.



**Abbildung 113:** Veränderung der Reflektogramme an Sonde A23 (Messcluster Michelbach II) während des Niederschlagsereignisses vom 01.10.05 (Aufsättigung)

Wegen der ummantelten Sondenstäbe steigt die Signallaufzeit zwischen dem trockenen und feuchten Zustand des Bodens nur um 1 ns an. Messungen von Becker (2004) zeigen für die Sonde in schluffigem Sand unter Extrembedingungen einen Dynamikbereich der Signallaufzeit von 1.5 ns.

Die Reflektogramme der Aufsättigung (**Abbildung 113**) zeigen eine schnelle Reaktion: innerhalb von 12 Stunden verändert sich das Signal wesentlich. Die Reflektogramme der Austrocknung (**Abbildung 114**) zeigen einen sehr trägen Rückgang: innerhalb von 183 Stunden ist nur eine geringe Änderung des Signals feststellbar, die jedoch durchgehend zu einer geringeren Tangentenlaufzeit führte.



**Abbildung 114:** Veränderung der Reflektogramme an Sonde A23 (Messcluster Michelbach II) während des Niederschlagsereignisses vom 01.10.05 (Austrocknung)

## 7.2 Rekonstruierte Bodenfeuchteprofile

Die Bodenfeuchteprofile wurden aus den TDR-Reflektogrammen u.a. der Sonde A23 (**Abbildung 113** und **Abbildung 114**) rekonstruiert. Dabei wurde der Rekonstruktionsalgorithmus mit den einzelnen Reflektogrammen und den zugehörigen Eingangssignalen (Referenzsignalen) beaufschlagt. Die empirische Beziehung zwischen der Kapazität  $C'$  und der Konduktivität  $G'$  (Gl. 18) wurde mit den Parametern der Tabelle 2 benutzt um die Qualität der Rekonstruktion zu verbessern (Gl. 48).

$$G' = 3.9 \cdot \left( 1 - e^{-\frac{C'-50}{18}} \right) \left[ \frac{mS}{m} \right] \quad \text{für } C' \geq 50$$

$$G' = 0 \quad \left[ \frac{mS}{m} \right] \quad \text{für } 0 \leq C' < 50$$

**Gl. 48**

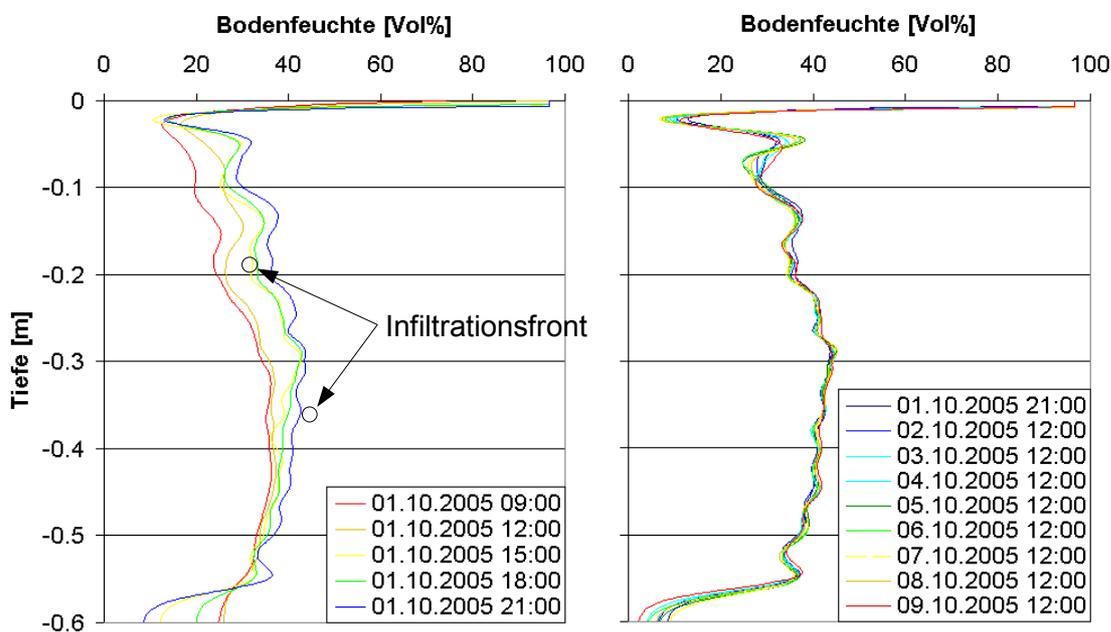
Der Rekonstruktionsalgorithmus liefert das Kapazitätsprofil entlang der Dreistabsonde. Die Sondencharakteristik wird benutzt um das Kapazitätsprofil, das die Mischung aus den Einzelkapazitäten der Sonde und des umgebenden Materials beinhaltet, zu trennen. Die analytische Funktion des Kapazitätsmodells ist in Gl. 19 gegeben und wird mit den Parametern der **Tabelle 19** angewandt (Gl. 49).

$$C'(\varepsilon) = \frac{(\varepsilon_{22.9}) \cdot 329}{(\varepsilon_{22.9}) + 329} \left[ \frac{pF}{m} \right]$$

Gl. 49

Während das Kapazitätsmodell die Charakteristik der Sonde beschreibt, gibt die folgende Transformation die Charakteristik des Materials an. Das Material besteht in diesem Fall aus Boden, der als Mischung aus Wasser, Luft und Bodenmatrix betrachtet werden kann. Die empirische Beziehung zwischen der Dielektrizitätszahl und dem volumetrischen Wassergehalt nach Topp (1980, Gl. 9) dient der Umrechnung.

**Abbildung 115a.)** und **Abbildung 115b.)** zeigen die rekonstruierten Bodenfeuchten. Die Bodenfeuchteprofile sind wieder in zwei Zeitbereiche, den Zeitbereich der Aufsättigung und den Zeitbereich der Austrocknung gruppiert.

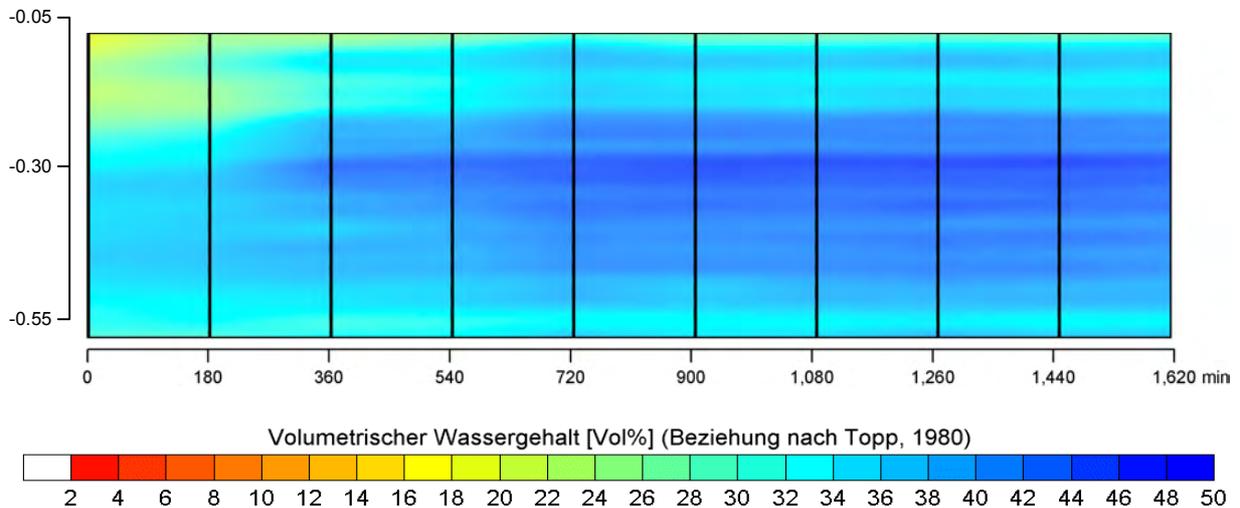


**Abbildung 115:** Rekonstruierte Bodenfeuchteprofile an Sonde A23 zwischen 01.10.2005 09:00 und 09.10.2005 12:00 a.) für den Zeitbereich der Aufsättigung, b.) für den Zeitbereich der Austrocknung (Auswahl)

Die Kurvenverläufe fallen nach einem Anfangswert (Tiefe 0 m) um 95 Vol% schnell ab und erreichen bei  $-0.02$  m ein Minimum mit ca. 15 Vol%. Mit zunehmender Tiefe ergeben sich Bodenfeuchten zwischen 20 Vol% und 40 Vol% bis bei ca.  $-0.55$  m die Feuchte auf Werte kleiner 5 Vol% stark abfällt.

Die wesentlichen Veränderungen der Bodenfeuchten beschränkten sich während der Aufsättigung auf den oberen Bereich des Profils bis in ca.  $-0.40$  m Tiefe. Das Fortschreiten einer Infiltrationsfront ist in den ersten 6 Stunden nach Beginn des Niederschlags festzustellen (01.10.2005 09:00 – 01.10.2005 15:00), danach erhöht sich die Bodenfeuchte über das gesamte Profil gleichmäßig bis zum Zeitpunkt 01.10.2005 21:00. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Front liegt bei ca.  $1.5 \cdot 10^{-5}$  m/s, was dem  $k_f$ -Wert der obersten 3 dm der Bodenkartierung (GLA BW, 1993) von  $4.6 \cdot 10^{-6}$  m/s  $-1.2 \cdot 10^{-5}$  m/s annähernd entspricht. Die dort kartierte Reduzierung des  $k_f$ -Werts für die folgenden 3 dm auf Werte zwischen  $1.2 \cdot 10^{-6}$  m/s und  $4.6 \cdot 10^{-6}$  m/s kann als Ursache für das Ende der Infiltrationsfront bei ca.  $-0.32$  m Tiefe gelten. Veränderungen während der Austrocknungsphase fallen wie bei den Reflektogrammen deutlich geringer aus bzw. sind in dem betrachteten Zeitfenster nicht feststellbar.

Eine weitere Darstellung der zeitlichen Entwicklung der Bodenfeuchte an Sonde A23 zeigt **Abbildung 116**. Aufgrund der unplausiblen Werte im obersten und untersten Profildbereich ist die Bodenfeuchteverteilung reduziert auf den Tiefenbereich zwischen -0.05 m und -0.55 m. Auf der Zeitachse sind die Messungen in 180-minütigem Abstand aufgetragen und durch Linien markiert. Dem Zeitschritt 0 entspricht das Datum 01.10.2005 09:00. Zwischen den gemessenen Bodenfeuchteprofilen wurde linear interpoliert.



**Abbildung 116:** Bodenfeuchteprofile an Sonde A23 zwischen 01.10.05 09:00 und 02.10.05 12:00

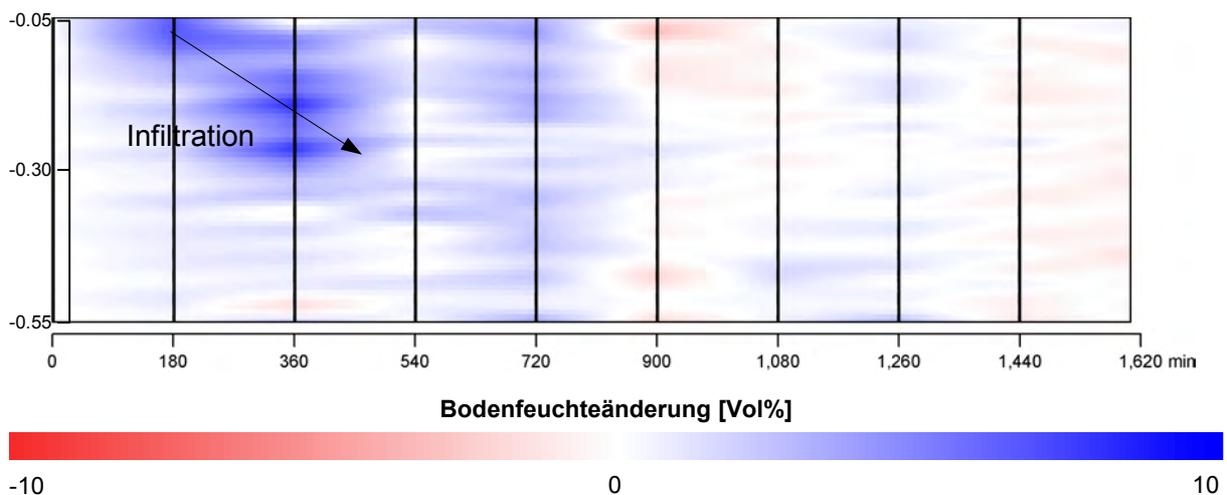
Nach der anfänglichen Aufsättigung (0 - 360 min) zeigt sich eine annähernd konstante Bodenfeuchteverteilung über die Zeit.

Die Bodenfeuchteänderung (Vol%) an Sonde A23 ist in **Abbildung 117** dargestellt. Die Bodenfeuchteänderung wird durch die Subtraktion des Feuchteprofils zum Zeitschritt  $t$  mit dem Feuchteprofil des vorangegangenen Zeitschritts  $t-1$  berechnet (Gl. 50).

$$\Delta\theta_t = 0 \quad \text{für } t = 0$$

$$\Delta\theta_t = \theta_t - \theta_{(t-1)} \quad \text{für } t > 0$$

**Gl. 50**



**Abbildung 117:** Bodenfeuchteänderung an Sonde A23

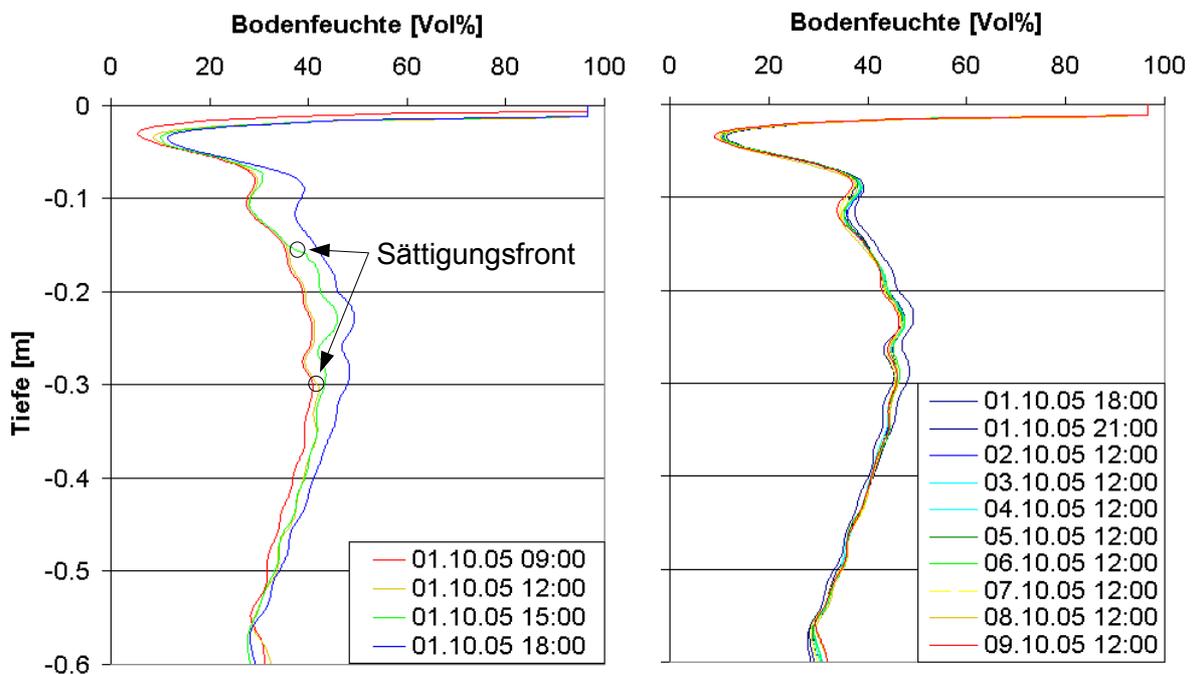
Es zeigt sich eine wesentliche Aufsättigung mit Bodenfeuchteänderungen von  $> 5$  Vol% beim Zeitschritt 180 und 360 in den obersten 30 cm. Bis 720 min nach Beginn erfolgt eine weitere

Aufsättigung mit 1-2 Vol%, während anschließend die Bodenfeuchte zeitlich und räumlich uneinheitlich schwankt.

**Abbildung 118a.)** und **Abbildung 118b.)** zeigen die rekonstruierten Bodenfeuchten der Sonde A25, die sich im Vergleich zu Sonde A23 näher zum Vorfluter befindet. Die Bodenfeuchteprofile sind wieder in zwei Zeitbereiche, den Zeitbereich der Aufsättigung (01.10.05 09:00 bis 01.10.05 18:00) und den Zeitbereich der Austrocknung (01.10.05 18:00 bis 09.10.05 12:00) gruppiert. Die Kurvenverläufe fallen erneut nach einem Anfangswert (Tiefe 0 m) um 95 Vol% schnell ab und erreichen bei  $-0.02$  m ein Minimum mit ca. 10 - 15 Vol%. Bis in eine Tiefe von ca.  $-0.30$  m nimmt die Bodenfeuchte auf ein lokales Maximum mit ca. 42 Vol% zu und fällt mit zunehmender Tiefe auf Wert um 30 Vol% wieder ab. Die wesentlichen Veränderungen der Bodenfeuchte beschränken sich auf die obersten 0.40 m.

In ihrem Aufsättigungsverhalten zeigt die Sonde A25 einen wesentlichen Unterschied zu Sonde A23: Die Aufsättigung des Bodenprofils findet von unten nach oben statt. Infiltration von oben ist untergeordnet. Zudem ist die Aufsättigung bereits nach 540 Minuten (720 min bei Sonde A23), abgeschlossen (01.10.05 09:00 bis 01.10.05 18:00).

Die Austrocknung geschieht wie bei Sonde A23 gleichmäßig über das gesamte Profil mit einer zur Aufsättigung deutlich reduzierten Dynamik statt.

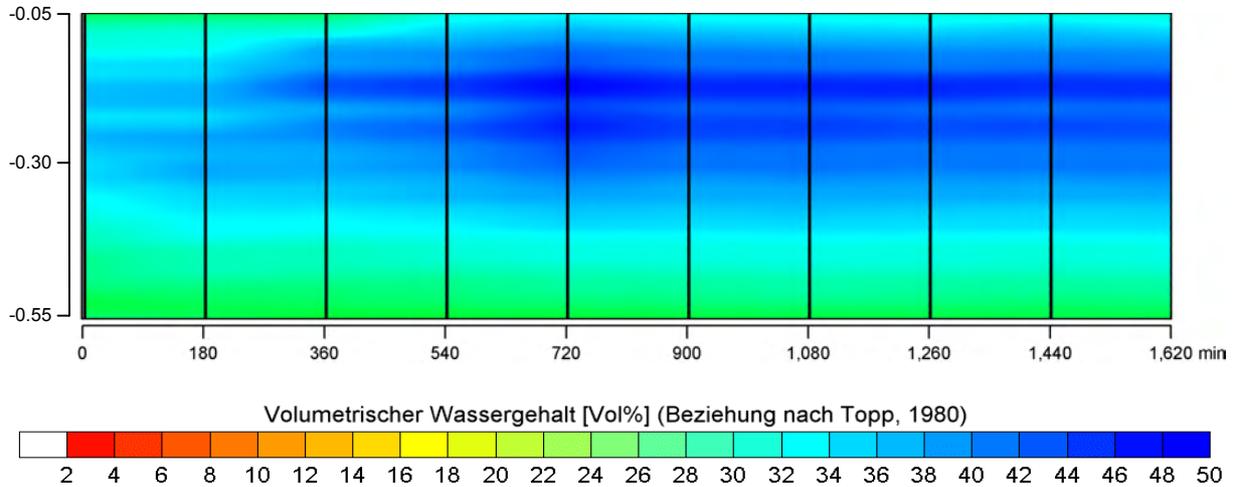


**Abbildung 118:** Rekonstruierte Bodenfeuchteprofile an Sonde A25 zwischen 01.10.2005 09:00 und 09.10.2005 12:00 a.) für den Zeitbereich der Aufsättigung, b.) für den Zeitbereich der Austrocknung (Auswahl)

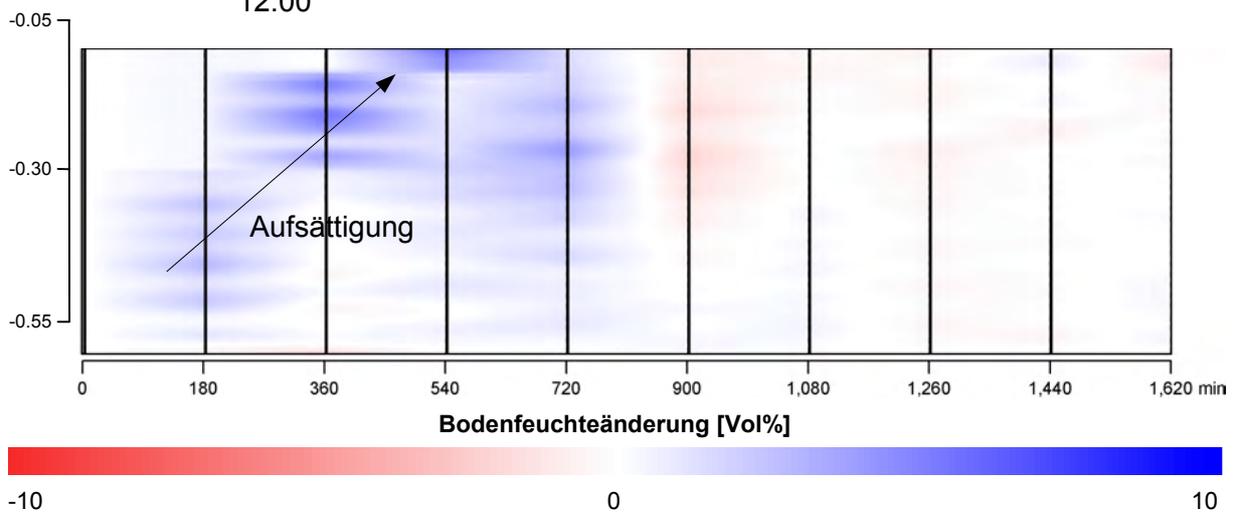
Die Entwicklung der Bodenfeuchte in Abhängigkeit der Zeit an Sonde A25 zeigt **Abbildung 119**. Aufgrund der unplausiblen Werte im obersten Profilbereich und der Analogie mit **Abbildung 116** ist die Bodenfeuchteverteilung reduziert auf den Tiefenbereich zwischen  $-0.05$  m und  $-0.55$  m. Auf der Zeitachse sind die Messungen in 180-minütigem Abstand aufgetragen und durch Linien markiert. Dem Zeitschritt 0 entspricht das Datum 01.10.2005 09:00. Zwischen den gemessenen Bodenfeuchteprofilen wurde linear interpoliert.

Nach der Aufsättigungsphase mit Feuchteänderungen im oberen Profilbereich ist nach 540 min der statische Zustand erreicht, der in **Abbildung 118b.)** für einen ausgeweiteten Zeitbereich dargestellt ist. Die Änderungen der Bodenfeuchte (**Abbildung 120**) werden nach Gl. 50 bestimmt. Die Aufsättigung von unten nach oben zu den Zeitpunkten 180 min,

360 min und 540 min wird durch diese Darstellung verdeutlicht. Nach 900 min zeigt sich eine leichte Abnahme der Bodenfeuchte über das gesamte Profil, was mit den Beobachtungen an Sonde A23 übereinstimmt. Das weitere Verhalten der Sonde A25 zeigt eine annähernd einheitliche Abnahme der Bodenfeuchte ohne wesentliche Schwankungen, wie sie an Sonde A23 zu beobachten waren.



**Abbildung 119:** Bodenfeuchteprofile an Sonde A25 zwischen 01.10.05 09:00 und 02.10.05 12:00



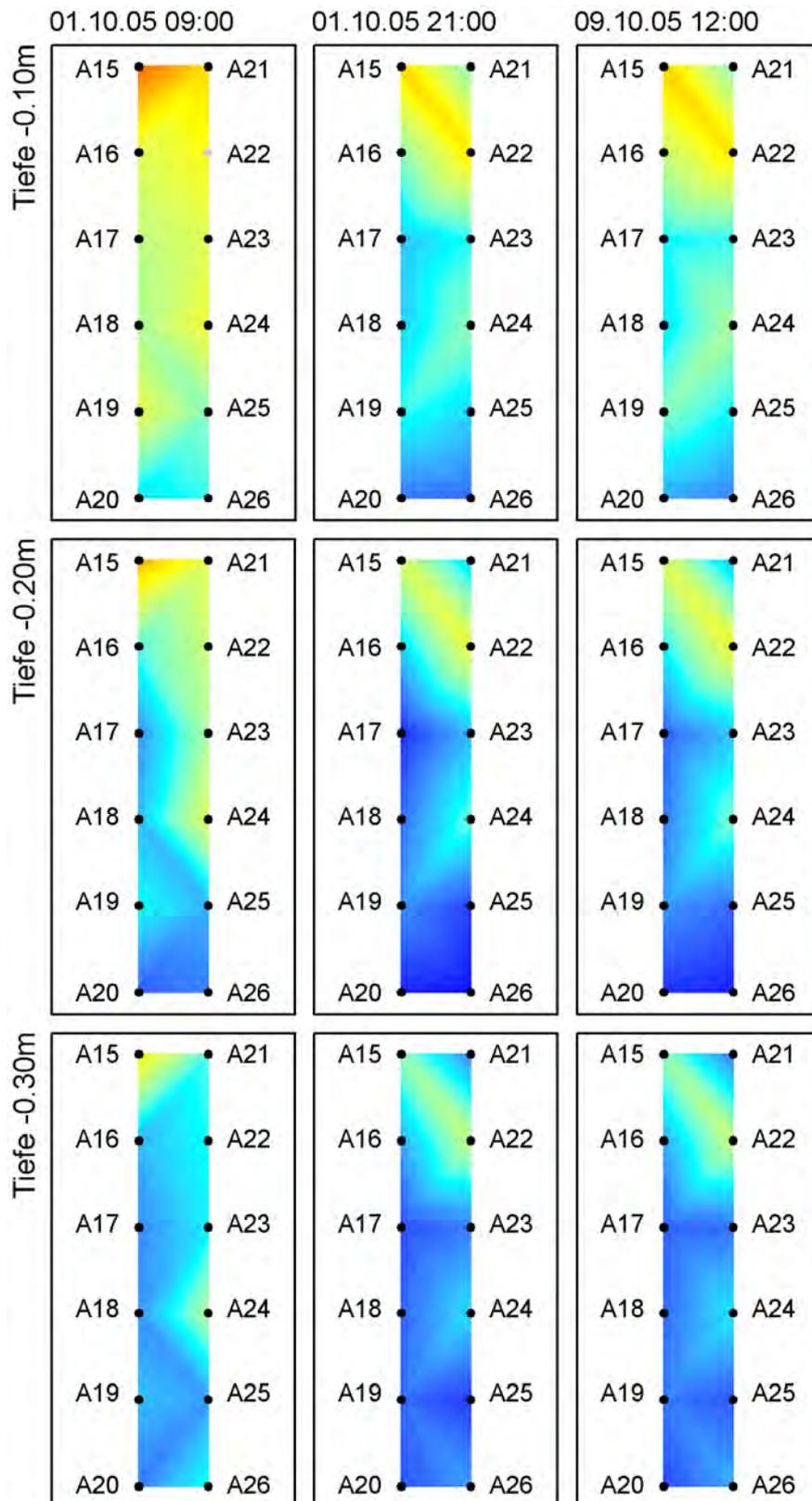
**Abbildung 120:** Bodenfeuchteänderung an Sonde A25

Für das Ereignis vom 01.10.2005 werden die Bodenfeuchteprofile als horizontale und vertikale Schnitte an den Messclustern Stadtseebach und Michelbach II dargestellt. Wegen anfänglichen Schwierigkeiten an den Sonden A27, A29, A36, A37 und A38 stehen diese der Auswertung nicht zur Verfügung. Die Sonde A22 erzeugte zum Zeitpunkt 01.10.05 09:00 eine Fehlmessung.

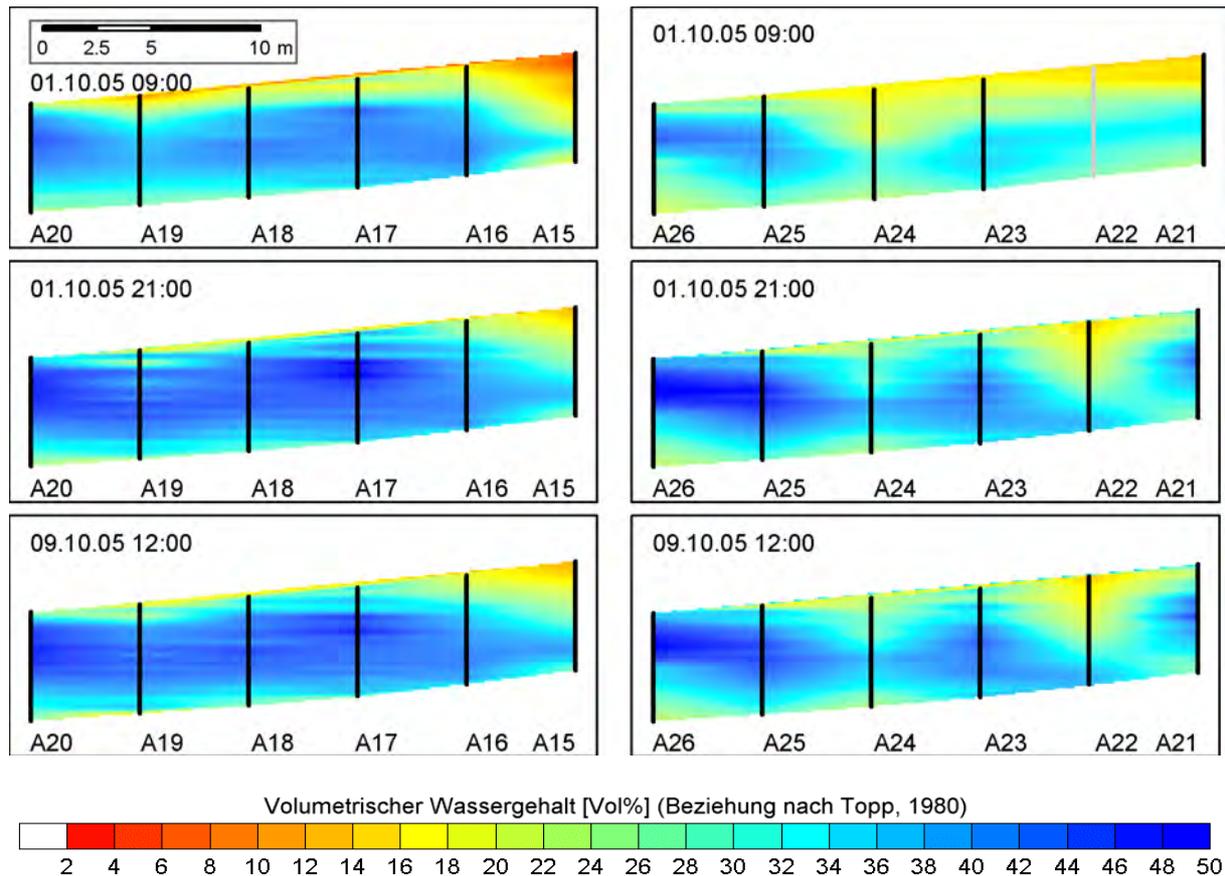
In den horizontalen Schnitten ist die Ausrichtung der Messcluster so gewählt, dass die Bildoberseite die Hanglage, die Bildunterseite den Talbereich darstellt. Die Auswahl der horizontalen Schnitte beschränkt sich auf die oberen 35 cm der Sonden, weil in größerer Tiefe die Bodenfeuchteänderung wesentlich abnimmt und damit visuell kaum interpretierbar ist. Die horizontalen Schnitte sind mit Stützstellen aus Mittelwerten über einen 10 cm langen Sondenabschnitt linear interpoliert, die angegebene Tiefe gibt den Mittelwert des Sondenabschnitts an. Die Werte der Stützstellen der Interpolation in der Tiefe  $-0.10$  m ergeben sich somit aus den Mittelwerten der Sondenabschnitte  $-0.05$  m bis  $-0.15$  m.

**Abbildung 121** zeigt für den Messcluster Michelbach II die horizontalen Schnitte der Tiefen  $-0.10$  m,  $-0.20$  m und  $-0.30$  m zu den Zeitpunkten 01.10.05 09:00, 01.10.05 21:00 und 09.10.05 12:00.

Es zeigt sich eine wesentliche Veränderung der Feuchtwerte, insbesondere in der Tiefe  $-0.10$  m. Mit zunehmender Tiefe fällt die Reaktion auf das Niederschlagsereignis schwächer aus. Zudem prägt sich auch oberflächennah ein wesentlich feuchterer Abschnitt im Bereich der Talaue aus (Bildunterseite). Diese feuchte Zone verdeutlicht sich in der vertikalen Feuchteverteilung, die in **Abbildung 122** für zwei Transekte zu den Zeitpunkten 01.10.05 09:00, 01.10.05 21:00 und 09.10.05 12:00 dargestellt ist.



**Abbildung 121:** Horizontale Schnitte des quasi dreidimensionalen Bodenfeuchteraums für den Messcluster Michelbach II in drei Tiefen zu drei Zeitpunkten mit Sondennummern, korrekten Messungen (schwarz) und Fehlmessungen (grau).



**Abbildung 122:** Vertikale Schnitte des quasi dreidimensionalen Bodenfeuchteraums für den Messcluster Michelbach II an Transekt 1 (links) und Transekt 2 (rechts) mit Sondennummern, korrekten Messungen (schwarz) und Fehlmessungen (grau).

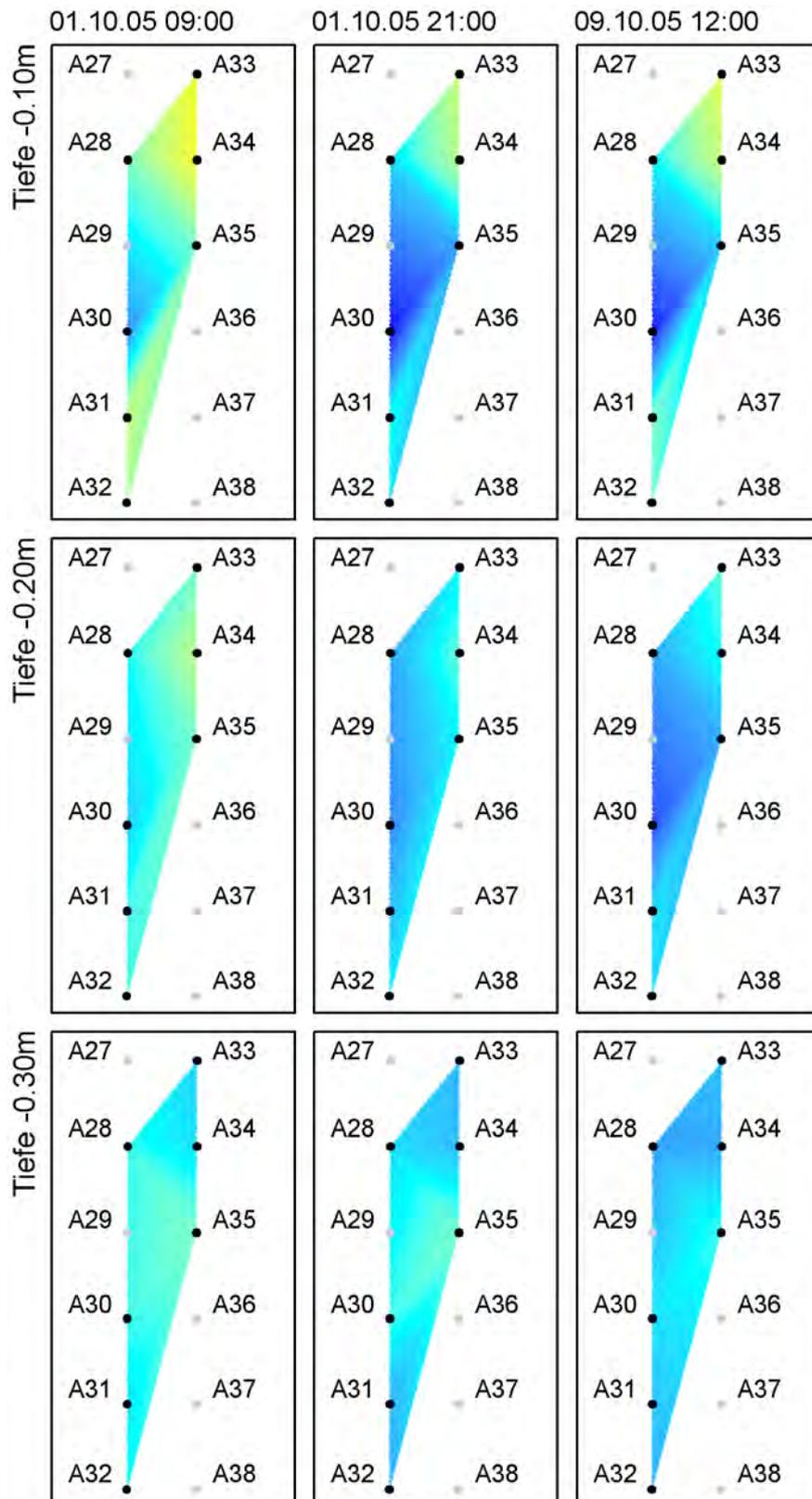
Transekt 1 (**Abbildung 122**) weist einen durchgängigen Feuchtebereich von der Tallage bis in den Hangbereich hinein auf, der erst mit der Sonde A16 in größere Tiefe absinkt. Transekt 2 zeichnet sich durch mehrere feuchtere Linsen aus, die durch trockenere Bereiche unterbrochen werden.

An beiden Transekten ist die Aufsättigung zwischen dem Zeitpunkt 01.10.05 09:00 und 01.10.05 21:00 deutlich sichtbar. An Transekt 1 ist eine Anhebung des feuchten Bereichs bis an die Bodenoberfläche zu beobachten, in horizontaler Richtung ist diese Ausweitung unwesentlich. An Transekt 2 erweitern sich die Feuchtelinsen horizontal wie vertikal wesentlich und bilden teils durchgängige Feuchtefronten. Die Phase der Austrocknung ist wie bereits an den Sonden A23 und A25 beobachtet, deutlich verlangsamt und zum Zeitpunkt 09.10.05 12:00 nicht abgeschlossen.

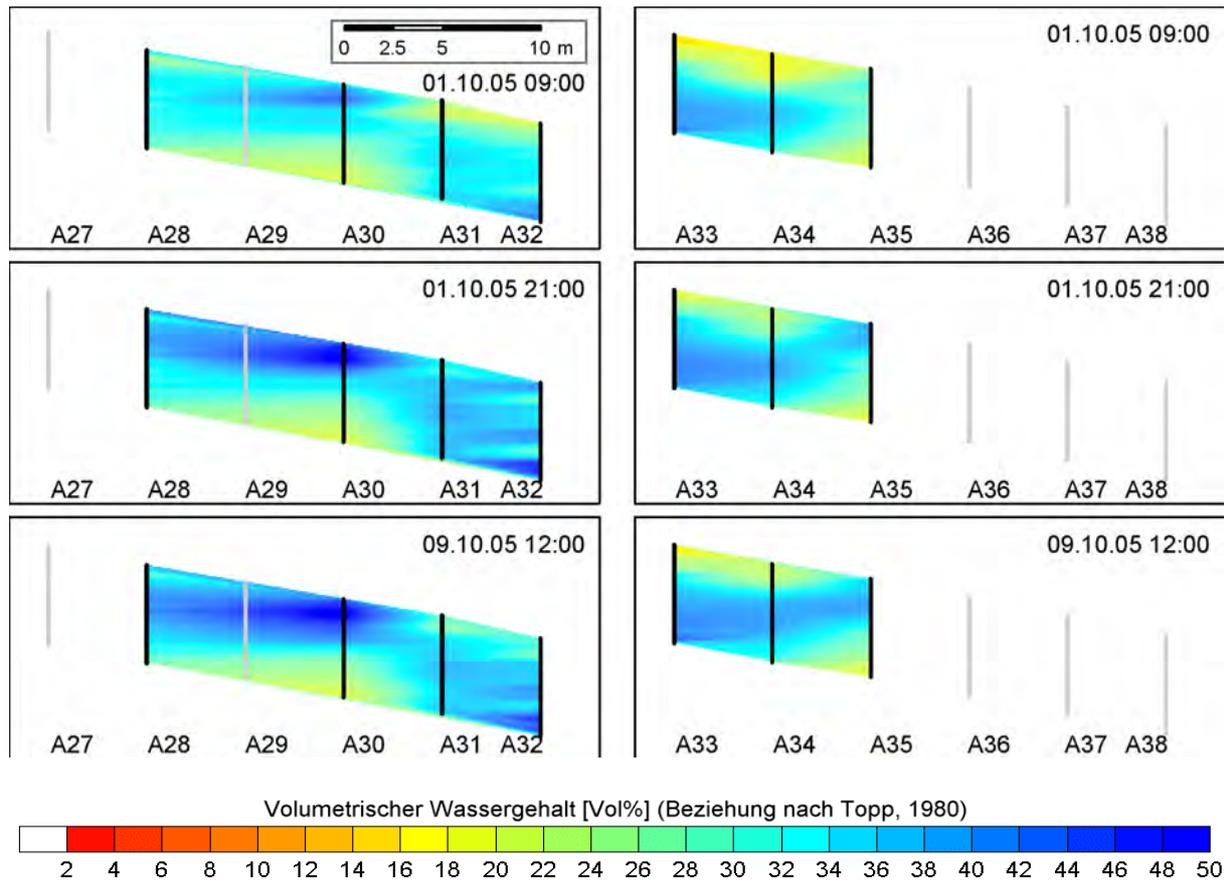
**Abbildung 123** zeigt für den Messcluster Stadtseebach die horizontalen Schnitte der Tiefen  $-0.10$  m,  $-0.20$  m und  $-0.30$  m zu den Zeitpunkten 01.10.05 09:00, 01.10.05 21:00 und 09.10.05 12:00. Die Verteilung der Feuchte ist im Vergleich zum Messcluster Michelbach II inhomogener. Eine Zunahme der Feuchte im Talbereich (Bildunterseite) ist nicht festzustellen. Lokal zeigt sich im Bereich der Sonde A30 eine feuchte Zone, die bis an die Bodenoberfläche reicht. Die wesentlichen Feuchteänderungen beschränken sich auf die Tiefe von  $-0.10$  m. Wie am Cluster Michelbach II beobachtet, ist mit größerer Tiefe die Dynamik abgeschwächt.

Die vertikale Feuchteverteilung an zwei Transekten zu den Zeitpunkten 01.10.05 09:00, 01.10.05 21:00 und 09.10.05 12:00 zeigt **Abbildung 124**. An Sonde A30 ist die feuchte Zone an der Bodenoberfläche abgelöst von einem trockenere Bereich in größerer Tiefe. Diese Verteilung prägt sich während der Aufsättigung weiter aus. Die benachbarten Sonden A29

und A31 weisen über die gesamten Profile eine gleichmäßige Feuchte auf, die sich während des Niederschlagsereignisses konstant erhöht.



**Abbildung 123:** Horizontale Schnitte des quasi dreidimensionalen Bodenfeuchteraums für den Messcluster Stadtseebach in drei Tiefen zu drei Zeitpunkten mit Sondennummern, korrekten Messungen (schwarz) und Fehlmessungen (grau).



**Abbildung 124:** Vertikale Schnitte des quasi dreidimensionalen Bodenfeuchteraums für den Messcluster Stadtseebach an Transekt 1 (links) und Transekt 2 (rechts) mit Sondennummern, korrekten Messungen (schwarz) und Fehlmessungen (grau).

Am Transekt 2 zieht sich ein Feuchteband aus größerer Tiefe an den Sonden A33 und A34 zur Bodenoberfläche an Sonde A35. Während der Aufsättigung weitet sich dieser Bereich aus, bleibt aber in der Struktur bestehen.

### 7.3 Diskussion

Das Online-Bodenfeuchtemesssystem durchläuft den operationellen Datenfluss nach anfänglicher Anpassung reibungslos. Die Übertragung der Daten erfolgt im direkten Anschluss an die Messung mit unmittelbarem Eintrag in die Datenbank. Ein Zugriff auf die Daten ist dank der Speicherung in der Datenbank leicht möglich. Fehler werden durch die Fehlerprüfung zuverlässig identifiziert. Lediglich im Bereich der Visualisierung sind Verbesserungen denkbar.

Die Bodenfeuchtemessungen zeigen ein wesentlich dynamischeres Aufsättigungs-, als Austrocknungsverhalten. Die Reaktion des Bodens auf das Niederschlagsereignis konzentriert sich auf die oberen 35 cm. Der Dynamikbereich der Sonde A23 und A25 ist während des Niederschlagsereignisses beschränkt durch die eine obere und untere Einhüllende (**Abbildung 115**). Aufgrund der geringen Niederschlagshöhe von 22 mm wird nicht der gesamte Dynamikbereich der Sonden aktiviert.

Die Kurven einer Sonde bilden untereinander keine Schnittpunkte: unplausible Austrocknung bei zeitgleicher Aufsättigung findet nicht statt. Die Kurven weisen wellige Strukturen auf, die in ihrer Form über das gesamte Niederschlagsereignis erhalten bleiben: trockene Bereiche

bleiben trockener. Lokale Unterschiede des Bodens, wie die Veränderung des Porengehalts, können eine Begründung hierfür sein.

Während Sonde A23 durch eine mit der Zeit in die Tiefe fortschreitende Infiltrationsfront auf das Niederschlagsereignis reagiert, zeigt die bachnähere Sonde A25 eine Aufsättigung von unten. Die unterschiedliche Bodenfeuchtecharakteristik der Messungen weist auf unterschiedliche Abflussbildungsprozesse hin: Sonde A25 zeigt das klassische Aufsättigungsverhalten einer Sättigungsfläche. Das Austrocknungsverhalten entspricht demgegenüber nicht dem einer Sättigungsfläche, die von oben nach unten entwässert. Die Betrachtung der Sonde A25 im Verbund mit Sonde A26 macht aufgrund des trockenen Bereichs in der Tiefe  $-0.50$  m bei Sonde A26 die Sättigung durch Stauwasser auf einer Stauschicht wahrscheinlich.

Das Aufsättigungsverhalten der Sonde A25 entspricht dem Verhalten von Sättigungsflächen anderer Untersuchungen. Casper (2002) zeigt für den Bereich der in Kapitel 3.2 beschriebenen Freifläche ein vergleichbares Verhalten durch Bodenfeuchtemessungen in vier Tiefenstufen auf. Peschke (2001) weist zudem die veränderliche Ausdehnung von Sättigungsflächen nach, die hier nicht festgestellt wird. Ein Grund dafür kann im geringen Niederschlagsvolumen liegen.

Die Messungen der Sonde A23 entsprechen weder im Aufsättigungs- noch im Austrocknungsverhalten denen einer Sättigungsfläche. Das beobachtete Fortschreiten der Infiltrationsfront über die oberen  $0.35$  m des Profils, das ab einer Tiefe von  $-0.40$  m durch geringere Bodenfeuchteänderungen weniger deutlich ausfällt zeigt, dass keine direkte Anbindung an Grund- oder Stauwasserhorizonte gegeben ist. Der Übergang von starker Änderung zu geringer Änderung der Bodenfeuchte lässt bezüglich der Abflussbildung vier Hypothesen vermuten: 1. Ein geringeres Porenvolumen mit kleineren Poren in größerer Tiefe führt hier zur Einschränkung des Dynamikbereichs der Bodenfeuchte. 2. Durch Makroporen wird das Wasservolumen um die Sonde vertikal vorbeigeleitet, eine Erhöhung der Bodenfeuchte findet indirekt und abgeschwächt durch Matrixfluss von der Makropore ausgehend statt. 3. Nach einer vornehmlich vertikalen Infiltration bei hohen hydraulischen Leitfähigkeiten wird das Wasser mit Abminderung der Leitfähigkeit bei zunehmender Tiefe in großen Teilen lateral abgeführt. 4. Das Niederschlagsereignis war zu gering, große Teile des Niederschlagsvolumens wurden in den oberen Dezimetern des Bodens zurückgehalten, nur eine geringere Niederschlagsmenge perkoliert bis in größere Tiefen.

Die erste Hypothese kann mit der Beobachtung der Austrocknungsphase widerlegt werden: wegen der geringeren Porengröße erhöhen sich die kapillaren Haltekräfte, was zu einer verzögerten Austrocknung führen müsste, die nicht beobachtet wurde.

Die zweite Hypothese kann mit dem Vermerk belegt werden, dass sich aufgrund der weidewirtschaftlichen Nutzung keine Tiefwurzler angesiedelt haben. Wurzelkanäle sind in der Tiefe von  $-0.40$  m somit nicht zu erwarten.

Die dritte Hypothese wird gestützt durch die Ausbildung einer lateralen Feuchteschicht in der Tiefe von ca.  $-0.40$  m zwischen den Sonden A22, A23 und A24. Diese Tatsache ist ein weiteres Argument, das auf die Bildung von lateralem Interflow schließen lässt. Buttle (1994) sieht in der Verteilung der Feuchte in hangparallelen Zonen den Auslöser für Interflow, da in ihnen sich Bodenwasser frei bewegen kann (Gutknecht, 1996). Traceruntersuchungen zur Wasserbewegung wie in Bonell (1993) können hier Klarheit schaffen.

Die vierte Hypothese muss durch die Beobachtung weiterer Niederschlagsereignisse bestätigt oder verworfen werden.

Die Betrachtung der Sonden im Verbund (Abbildung 121 bis Abbildung 124) zeigt die Heterogenität der Bodenfeuchteverteilung. Während das Messcluster Michelbach II eine zunehmende Feuchte bei geringerem Abstand zum Vorfluter aufzeigt, ist das Messcluster Stadtseebach sowohl vertikal als auch horizontal uneinheitlich. Die Reproduzierbarkeit und die gleichbleibende Struktur der Messung während der Aufsättigung und Austrocknung lassen die Ergebnisse plausibel erscheinen.

Die Bodenfeuchte zeigt im Gegensatz zum Abfluss der Oberflächengewässer am Beispiel des Einzelereignisses vom 01.10.05 ein langfristigeres Vorereignisgedächtnis an. Während der Pegel seinen Vorereigniszustand von 10 l/s bereits nach ca. 80 h wieder erreicht, weist die Bodenfeuchteverteilung auch nach ca. 8 Tagen keine wesentlichen Veränderungen auf. Die Abschätzung des Vorereigniszustands durch die Bodenfeuchte ist somit nicht durch die Abschätzung des Vorereigniszustands durch Pegeldaten ersetzbar.

Durch die Auswertung des einzelnen Niederschlagsereignisses ist die Bodenfeuchte als Repräsentant des Gebietszustands nicht nachgewiesen. Die Auswertung von Niederschlag-Abfluss-Ereignissen mit größeren Jährlichkeiten und somit Messungen über mehrere Jahre sind dazu erforderlich.

## 8 Zusammenfassung

Das Vorhaben dient als Wegbereiter für die Hochwasserwarnung in kleinen und mittleren Einzugsgebieten auf Grundlage aktueller Bodenfeuchte-Messungen. Derzeit verhindert die Variabilität des schwer zu greifenden Gebietszustands die verlässliche qualitative Aussage über die Abflussbereitschaft kleiner Einzugsgebiete. Modelle des Wasserhaushalts können diese Variabilität aufgrund struktureller Beschränkungen nur bedingt abbilden oder benötigen eine Vielzahl von Parametern, für deren Kalibrierung aufgrund mangelnder Messdaten große Spielräume möglich sind, die zu Unsicherheiten in der Niederschlag-Abfluss-Modellierung führen. Die Ergebnisse zu den anfangs gesetzten drei Schwerpunkten „was, wie und wo muss gemessen werden“, werden im folgenden dargestellt.

Der Schwerpunkt „was muss gemessen werden“ war Inhalt des Kapitels 4. Die Bodenfeuchte konnte als Indikator des Gebietszustands identifiziert werden. Im Einzugsgebiet des Dürreychbachs wurden Verlust- und Abflussbeiwertsverfahren mit Verfahren verglichen, die den Abflussbeiwert aus dem Niederschlag und der Bodenfeuchte generieren. Auf Basis von 63 Einzelereignissen konnte das Bestimmtheitsmaß des Abflussbeiwerts so um 25 % von 0.64 auf 0.80 gesteigert werden. Die Bodenfeuchtemessungen im Einzugsgebiet Dürreychbachtal zeigten eine zweiwertige Charakteristik, die die direkte Verwendung des Messwerts nicht zulässt. An den Zeitpunkt des Umschaltens der Messsonden von abflussunrelevant in abflussbeitragend wurde eine physikalisch-basierte Funktion der abflussbeitragenden Flächen angepasst, die die Bestimmung des effektiven Momentanniederschlags ermöglichte. Der beobachtete Fehler der Feuchtemessungen von über 3 % konnte so ignoriert werden.

Eine physikalisch-basierte Modellierung wurde mit dem Modell CATFLOW durchgeführt, die die Abflussbildung eines Modellhangs unter den Aspekten Bodenart, Hangneigung, Niederschlagsintensität und Bodenvorfeuchteverteilung zeigt. Unter der Annahme eines Sickerandes als untere Randbedingung erweist sich das Modell sensitiv hinsichtlich des untersuchten Bodens. Während lehmiger Sand unabhängig von der Vorfeuchteverteilung einen linearen Anstieg des Abflussbeiwerts in Abhängigkeit der mittleren Vorfeuchtebedingung ergab, zeigte Lehm eine starke, nichtlineare Abhängigkeit des Abflussbeiwerts in Bezug auf die mittlere Vorfeuchtebedingung sowie die Vorfeuchteverteilung. Bei geschichteten Vorfeuchtebedingungen konnte die Stationarität der feuchteren Schicht nachgewiesen werden, die aufgrund der Beziehung zwischen hydraulischer Leitfähigkeit und Wassergehalt als präferenzzieller Wasserleiter dient und das Perkolieren in darunterliegende Bodenbereiche verhindert. Bei einer mittleren Vorfeuchte von 12 Vol% konnte die Erhöhung des Abflussbeiwerts um über 250 % von 0.28 auf 0.72 festgestellt werden. Eine mittlere Vorfeuchte von 25 Vol% ergab die Erhöhung um 28 % von 0.7 auf 0.9.

Der hier geführte Nachweis, dass sowohl die Bodenfeuchte als auch deren Verteilung wesentlichen Anteil an der Abflussbildung tragen, war ausschlaggebend für die Entwicklung und Erweiterung eines Messsystems zur operationellen, profilaufgelösten Bodenfeuchtemessung.

Der Schwerpunkt „wie muss gemessen werden“ wurde in Kapitel 5 untersucht. Basis war die „Spatial TDR“ Methode, eine Erweiterung der Zeitbereichsreflektometrie mit den Komponenten Sampling-TDR-Gerät, TDR-Sonden sowie Rekonstruktionsalgorithmus zur Bestimmung von Bodenfeuchteprofilen. Konzipiert für den zerstörungssarmen Einbau in natürlich gewachsenen Böden wurde die Entwicklung der TDR-Dreistabsonde SUSU03 fortgeführt. Elektrostatische Feldberechnungen wiesen einen sensitiven Bereich um die Sondenstäbe, ausgedrückt durch das 95 %-Quantil, von 21.7 cm<sup>2</sup> bei 40 Vol% Wassergehalt aus. In einem Laborexperiment wurden vier Dreistabsonden in einem mit schwach schluffigem Sand gefüllten Lysimeter eingebracht. Während eines Beregnungsexperiments wurden die Bodenfeuchteprofile alle 10 Minuten bestimmt. Die hohe zeitliche und räumliche Auflösung eröffnete einen detaillierten Eindruck über Infiltrationsprozesse, die zwischen den Sonden stark variierten. Durch vergleichende Messungen mit kommerziellen, mittelwertbildenden Sonden konnte die Tauglichkeit der Dreistabsonden qualitativ nachgewiesen, sowie die Anpassung des zur profilaufgelösten Messung notwendigen Rekonstruktions-

algorithmus durchgeführt werden. Die Erweiterung des Systems für den operationellen Feld-einsatz erforderte den fortwährenden Datenzugriff auf das Messsystem und die Fernsteuerung des Messsystems mit Prüfungen des Systemzustands, die automatisierte Rekonstruktion, sowie Entwicklungen der Datenhaltung. Durch Modemanbindung und Spannungskontrolle wurde das System und dessen Zustand fernabfragbar. Eine zentrale Messdatenbank schaffte die Grundlage einer vereinheitlichten Datenhaltung.

Die Feldtauglichkeit des operationellen Messsystems konnte in weiten Teilen im feldmaßstäblichen Messcluster Goldersbach aufgezeigt werden. Das Messcluster bestand aus 46 vertikal eingebrachten Zweistabsonden im 4 Meter Raster, die im Bereich einer Bachaue eingebaut waren. Das Cluster zeigte das Aufsättigungs- und Austrocknungsverhalten der Bachaue in Form der Ausdehnung des gesättigten Bereichs. Um ein quasi-drei-dimensionales Bild der Bodenfeuchteverteilung zu erhalten, wurden die rekonstruierten Bodenfeuchteprofile vertikal und horizontal interpoliert.

Die Messungen der Bodenfeuchte an den Standorten Dürreychbach, Lysimeter und Goldersbach dienten als Datengrundlage für die Aussage der zeitlichen Auflösung von Bodenfeuchtemessungen. Durch Ausdünnung der Messzeitreihen konnte der Fehler aus der Differenz des tatsächlichen Messwerts mit dem letztgemessenen Wert bestimmt werden. Während für das Lysimeter eine Vervierfachung der zeitlichen Auflösung von 10 min auf 40 min zu einem Fehler zwischen 2 und 3.5 % führte, zeigten sich die Standorte Dürreychbach bei der Erhöhung von 60 min auf 4 h mit ca. 0.9 % und Goldersbach bei der Änderung von 2 h auf 8 h mit ca. 1.0 % weniger sensitiv. Aufgrund der extremen Beregnung des Lysimeters und des hohen  $k_f$ -Werts des schluffigen Sands bleibt der dortige, schnell anwachsende Fehler unbeachtet. Eine zeitliche Auflösung von 3 h für Böden mit geringeren  $k_f$ -Werten wurde abgeleitet.

Die räumliche Auflösung von Bodenfeuchtemessungen wurde mit Hilfe des External Drift Krigings unter Einbezug des topographischen Index'  $\ln(a/\tan\beta)$  als Drift für die Messungen im Gebiet Goldersbach kritisch hinterfragt und mit der Cross-Validation-Methode bewertet. Die größten Schätzfehler konzentrierten sich auf den Bereich eines Bachlaufs und den Randbereich des Messclusters. Die räumliche Diskretisierung von 4 m konnte für den vorhandenen Boden bestätigt werden. Sie entsprach etwa der durch die Variogramm-anpassung bestimmten halben Reichweite von 7 m.

Kapitel 6 beinhaltet den Schwerpunkt „wo muss gemessen werden“. Aufgrund der Heterogenität eines Einzugsgebiets entscheidet die gewählte Messfläche über die Aussagekraft der Messungen in Bezug auf die Abflussbildung. Um die Wahl auf repräsentative Messflächen einzugrenzen, wurde ein viergeteiltes Auswahlverfahren entwickelt, das sich aus den Komponenten Bodenfeuchtedynamikindex, Abflussbildungsklassifikation, Landnutzung und Hangkrümmung zusammensetzt.

Fünf Landsat-TM Satellitenbilder wurden der Tasseled Cap Transformation unterzogen, um die räumlichen Feuchteverteilungen zu bestimmen. Die Aufnahmezeitpunkte wurden so gewählt, dass das Einzugsgebiet zwar jeweils homogen vorüberregnet war, jedoch mit unterschiedlichen Abflussbeiwerten reagierte. Die rasterzellenbasierte Standardabweichung aus den fünf Verteilungen wurde als Feuchtedynamik interpretiert. Eine eindimensionale Diskriminanzanalyse diente der Verifikation der Feuchtedynamikverteilung, die mit dem Jackknife-Verfahren bewertet wurde. Die in 15 Klassen eingeteilte Pedologie zeigt mit 22.9 % korrekt klassifizierter Rasterzellenpunkte gute Ergebnisse. Flächen mit mittlerer und hoher Feuchtedynamik wurden als potentielle Messflächen weiter untersucht.

Abflussbildungsklassifikation wurde mit dem Expertensystem FLAB durchgeführt. Für die drei Gebietszustände trocken, feucht und sehr feucht wurde die Verteilung der Abflussbildungsprozesse bestimmt. Es zeigte sich mit zunehmender Feuchte eine plausible Verschiebung von den langsameren zu den schnelleren Abflussbildungsprozessen. Als potentielle Messflächen wurden die Flächen identifiziert, die im feuchten Zustand schnellere Abflussbildungsprozesse aufweisen.

Die Beschränkung der Flächenauswahl auf konkave Hangfüße als Übergangsbereich von Interflow in Sättigungsflächenabfluss erfolgte durch die Ermittlung der Hangkrümmung aus dem digitalen Höhenmodell. Die Konzentration auf Gebiete mit geringer Vegetation konnte aus Karten zur Landnutzungsverteilung sichergestellt werden.

Die Verschneidung der dargestellten vier räumlichen Verteilungen des Auswahlverfahrens schränkte die zur Wahl stehenden, potentiellen Messflächen um den Faktor 15 ein. Die verbleibenden Flächen wurden bei einer Feldbegehung mit Bodenansprache verifiziert. Die durch das Auswahlverfahren bestimmten Flächen wurden mit den örtlichen Gegebenheiten abgeglichen und als potentielle Messflächen bestätigt.

Der Aufbau von zwei Messclustern mit je 12 Messsonden führte die Entwicklungen der Messtechnik und die Ausweisung repräsentativer Messstandorte zusammen. Erste Messungen zeigten unterschiedliche Bodenfeuchtecharakteristika, die durch das verbesserte Messverfahren verschiedenen Abflussbildungsprozessen zugewiesen werden konnten. Damit wurde messtechnisch der Nachweis erbracht, dass verschiedene Abflussbildungsprozesse an den sorgfältig ausgewählten repräsentativen Flächen einstellen, je nach Gebietszustand.

Die Projektergebnisse beweisen die Richtigkeit des gewählten Ansatzes: Verteilte Bodenfeuchtemessungen mit Profilauflösung in ausgewählten „Hot Spots“ eines kleinen Einzugsgebiets führen zu einem erheblichen Informationsgewinn für die Beurteilung des Gebietszustands. Das im Projekt entwickelte Verfahren bildet damit die Grundlage für einen neuartigen Weg der Hochwasserfrühwarnung in kleinen und mittleren Einzugsgebieten.

Nun sind hydrologische Modelle weiter zu entwickeln, so dass sie in der Lage sind, die realen Messdaten der aktuellen Bodenfeuchte in der Niederschlag-Abfluss-Simulation zu berücksichtigen.

## Literaturverzeichnis

- Ahmed, S.; De Marsily, G. (1987): *Comparison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity*. Water Resources Research, Vol 23, 1717-1737.
- Bähr, H.-P.; Vögtle, T. (1998): *Digitale Bildverarbeitung: Anwendung in Photogrammetrie, Kartographie und Fernerkundung*. Wichmann Verlag, Heidelberg.
- Barsch, D.; Mäusbacher, R.; Pörtge, K.-H.; Schmidt, K.-H. (1994): *Messungen in fluvialen Systemen, Feld- und Labormessungen zur Erfassung des Wasser- und Stoffhaushaltes*. Springer Verlag, Berlin. S. 27-50.
- Baumgart, J. (1991): *Grundlagen der rechnergestützten Klassifizierung*. In H.-P. Bähr (Hrsg.) *Digitale Bildverarbeitung*, Wichmann Verlag Heidelberg: 1-24.
- Bazemore, D.E.; Eshleman, K.N.; Hollenbeck, K.J. (1994): *The role of soil water in stormflow generation in a forested headwater catchment: synthesis of natural tracer and hydrometric evidence*. Journal of Hydrology 162: 47-75.
- Becker, R. (2004): *Spatial Time Domain Reflectometry and its Application for Monitoring Transient Soil Moisture Profiles*. Diss. Univ. Karlsruhe, zugl. Univ. Karlsruhe, Inst. f. Wasserwirtschaft u. Kulturtechnik, Mitteilungen H. 215.
- Belz, S. (2000): *Nutzung von Landsat Thematic Mapper Daten zur Ermittlung hydrologischer Parameter*. Diss. Univ. Karlsruhe, zugl. Univ. Karlsruhe, Inst. f. Wasserwirtschaft u. Kulturtechnik, Mitteilungen H. 206.
- Bergmann, H.; Frank, J.; Harum, T.; Papesch, W.; Rank, D.; Richtig, G.; Zojer, H. (1996): *Abflusskomponenten und Speichereigenschaften, Konzeptionen und Auswertemethoden*. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft. 48, 1-2: 27-45.
- Beven, K.; Kirkby, M.J. (1979): *A physically based, variable contributing area model of basin hydrology*. Hydrological Science Bulletin. 24(1), 43-69.
- Beven, K.; Germann, P. (1982): *Macropores and water flow in soils*. Water Resources Research, Vol. 18, 5, 1311 – 1325.
- Beven, K.; Kirkby, M.; Schoffield, N.; Tagg, A. (1984): *Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments*. Journal of Hydrology, 69, 119-143.
- Beven, K.J.; Wood, E.; Sivapalan, M. (1988): *On hydrological heterogeneity – catchment morphology and catchment response*. Journal of Hydrology, 100, 353-375.
- Beven, K.; Germann, A. (1992): *Water flow in soil macropores I. An experimental approach*. Soil Science 32: 1-13.
- Biemelt, D. (2000): *Bestimmung der Grundwasserneubildung auf Offenlandbereichen der Lausitzer Bergbaufolgelandschaft*. Diss. BTU Cottbus, Fakultät für Umweltwissenschaft und Verfahrenstechnik, Eigenverlag.
- Birchak, J.R.; Gardner, C.G.; Hipp, J.E.; Victor, J.M. (1974): *High dielectric constant microwave probe for sensing soil moisture*. Proceedings of the IEEE, 62(1): 93-98.

- Blöschl, G.; Sivapalan, M. (1995): *Scale issues in hydrological modeling: a review*. In Kalma, J.B.; Sivapalan, M. (Hrsg.). *Scale issues in hydrological modeling*. Wiley, Chichester.
- Blöschl, G. (1996): *Scale and Scaling in Hydrology*. Wiener Mittlungen, Wasser-Abwasser-Gewässer, Band 132, Habilitationsschrift, TU Wien.
- Böttcher, C.F.J. (1952): *Theory of Electric Polarization*. Elsevier, Amsterdam.
- Bossel, H. (1992): *Simulation dynamischer Systeme. Grundwissen, Methoden, Programme*. 2. verbesserte Aufl., Vieweg, Braunschweig, Wiesbaden.
- Bossel, H. (1994): *Modellbildung und Simulation, Verfahren und Modelle zum Verhalten dynamischer Systeme*. 2. veränd. Aufl., Vieweg, Braunschweig, Wiesbaden.
- Brindley, G.; Lemaître, J. (1987): *Thermal, oxidation and reduction of clay minerals*. Chemistry of Clays and Clay Minerals. Newman, A.C.D. (ed.), Mineralogical Society, London: 339-370.
- Bronstert, A.; Bárdossy, A. (1999): *The role of spatial variability of soil moisture for modelling surface runoff generation at the small catchment scale*. Hydrology and Earth System Sciences, 3(4), 505-516.
- Carlé, W. (1955): *Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle*. Beiheft zum Geologischen Jahrbuch 16, Hannover.
- Carsel, R.F.; Parrish, R.S. (1988): *Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics*. Water Resources Research, 24, 755-769.
- Casper, M. (2002): *Die Identifikation hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches (Nordschwarzwald)*. Diss. Univ. Karlsruhe, zugl. Univ. Karlsruhe, Inst. f. Wasserwirtschaft u. Kulturtechnik, Mitteilungen H. 210.
- Chao, V. T. (1964): *Handbook of applied hydrology*. McGraw-Hill, New York.
- Crist, E.; Cicone, R. (1984): *Application of the tasseled cap concept to simulated thematic mapper data*. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 50(3): 343-352.
- Cuadros, J.; Huertas, F.; Delgado, A.; Linares, J. (1994): *Determination of hydration (H<sup>2</sup>O-) and structural (H<sup>2</sup>O+) water for chemical analysis of smectites*. Application to Los Trancos smectites, Spain. Clay minerals, 29: 297-300
- Dalton, F. N.; van Genuchten M. Th. (1986): *The time Domain Reflectometry Method for Measuring Soil Water Content and Salinity*. Geoderma, 38, 237-250.
- Diekkrüger, B.; Kirkby, M.J.; Schröder, U. (1997): *Regionalization in Hydrology*, IAHS-Publication no. 254.
- Disse, M. (1995): *Modellierung der Verdunstung und Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten*. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Univ. Karlsruhe, 53, Karlsruhe
- DWD (1997): *Starkniederschlagshöhen für die Bundesrepublik Deutschland (KOSTRA)*. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main.
- Dyck, S., Peschke, G. (1995): *Grundlagen der Hydrologie*. Berlin
- Ehret, U. (2003): *Rainfall and Flood Nowcasting in Small Catchments using Weather Radar*. Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart, 121.

- Einsele, G. (1986): *Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch*. VCH Verlagsgesellschaft mbH, Weinheim.
- Emmerich, E.; Nüesch, R. (2003): *Wasserbindung und Wassergehalt in Tonmineralen und Tonen*. ITC-WGT-Nachrichten Nr. 4/2003.
- Engman, E.T. (1996): *Remote sensing applications to hydrology: future impact*. Hydrological Science Journal 41(4): 637-647.
- Entekhabi, D.; Asrar, G. R. ; Betts, A. K.; Beven, K. J.; Bras, R. L.; Duffy, C. J.; Dunne, T. Koster, R. D.; Lettenmaier, D. P.; McLaughlin, D. B.; Shuttleworth, W. J.; van Genuchten, M. T.; Wei, M.-Y.; Wood, E. F. (1999): An Agenda for land-surface hydrology research and a call for the second International Hydrological Decade, Bulletin of the American Meteorological Society , 80(10), 2043-2058.
- Etzenberg, Ch. (1998): *Zur Regionalisierung der Abflussbildung. Bestimmung flächenspezifischer Abflussbeiträge aus Gebietseigenschaften*. Diss., Internationales Hochschulinstitut, Zittau.
- Ferstl, O.K.; Sinz, E.J. (1993): *Wirtschaftsinformatik*, Oldenbourg Verlag München.
- Ficher, R.A., (1936): *The use of multiple measurements in taxonomic problems*. Annual Eugenics, 7; II, 179-188.
- Fischer, M. (1999): *Field Instruments' Application to the Analysis of Soil Moisture Structure from Slash Pine Uplands in North-Central Florida*, University of Florida.
- Flügel, W. (1995): *Delineating hydrological response units by geographical information systems analyses for regional hydrological modeling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl, Germany*. In Kalma, J. B.; Sivapalan, M. (Hrsg.). Scale Issues in Hydrological Modeling. Wiley, Chichester, 181-194.
- Freeze, R.A. (1972): *Role of subsurface flow generation surface runoff: 2. Upstream source areas*. Water Resources Research 8, 1272-1283.
- GLA BW (1993): Geologischens Landesamt Baden-Württemberg, Bodenübersichtskarte von Baden-Württemberg 1:200000; Blatt CC7118 Stuttgart-Nord, Karte und Tabellarische Erläuterung.
- GLACE Team: Koster, R.D.; Dirmeyer, P.A.; Guo, Z.; Bonan, G.; Chan, E.; Cox, P.; Gordon, C.T.; Kanae, S.; Kowalczyk, E.; Lawrence, D.; Liu, P.; Lu, C.-H.; Malyshev, S.; McAvaney, B.; Mitchell, K.; Mocko, D.; Oki, T.; Oleson, K.; Pitman, A.; Sud, Y.C.; Taylor, C.M.; Verseghy, D.; Vasic, R.; Xue, Y.; Yamada, T. (2004): Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation, Science, Vol 305
- Gutknecht, D. (1993): Grundphänomene hydrologischer Prozesse. Aktuelle Aspekte in der Hydrologie. Züricher Geogr. Schriften, H53. ETH Zürich.
- Gutknecht, D. (1996): *Abflussentstehung an Hängen – Beobachtungen und Konzeptionen*. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft Jhrg. 48, 5/6: 134-144.
- Grant, D.M.; Dawson, B.D. (1995): *Isco Open Channel Flow Measurement Handbook*, Lincoln, Nebraska.

- Grayson, R.B.; Western, A.W.; Chiew, F.H.S.; Blöschl, G. (1997): *Preferred states in spatial soil moisture patterns: local and non-local controls*. Water Resources Research, 33, 2897-2908.
- Håkansson, G. (1997): *Reconstruction of soil moisture profiles*. Master's thesis, Royal Institute of Technology, Department of Electromagnetic Theory, Stockholm, Schweden.
- Hauck, Ch; Scheuermann, A. (2005): *Comparing time domain reflectometry and electrical resistivity tomography measurements for estimating soil water distribution*. Proceedings of the 6<sup>th</sup> Conference on "Electromagnetic Wave Interaction with Water and Moist Substances", ISEMA 2005, Weimar, 29. Mai – 1. Juni.
- Heimovaara, T.J.; Bouten, W. (1990): *A computer-controlled 36-channel time domain reflectometry system for monitoring soil water contents*. Water Resources Research, 26(10): 2311-2316.
- Hillel, D. (1980): *Fundamentals of Soil Physics*. Academic Press.
- Hoffmann, K. (2004): *Feuchtemessung durch Infrarotreflexion*. Chemie Ingenieur Technik – CIT, Wiley, 35:55-62.
- Homagk, P.; Moser, M. (1998): *Verbesserung der Hochwasservorhersagen durch hydrometeorologische Daten Teil II: Möglichkeiten und Verbesserungen von Hochwasservorhersagen durch die Einbeziehung von hydrometeorologischen Daten und Produkten*. DGM 42 (1):23-27.
- Horton, R.E. (1939): *Analysis of runoff plot experiments with varying infiltration capacity*. Trans. American Geophysical Union, 20, 693-711.
- Hübner, Ch. (1999): *Entwicklung hochfrequenter Meßverfahren zur Boden- und Schneefeuchtebestimmung*. Wissenschaftliche Berichte, FZKA-6329 (Juli 99). Dissertation, Universität Karlsruhe, Forschungszentrum Karlsruhe.
- Institut für Landeskunde (Hrsg.) (1967): *Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 170 Stuttgart. Geographische Landesaufnahme 1:200000 – Naturräumliche Gliederung Deutschlands*. Selbstverlag Bundesanstalt f. Landeskunde und Raumforschung, Bad Godesberg.
- Ihringer, J., Becker, R., Schädel, W. (2003): *Entwicklung eines Verfahrens zur Hochwasserfrühwarnung in kleineren und mittleren Einzugsgebieten auf der Grundlage von verteilten Online-Bodenfeuchtemessungen – Machbarkeitsstudie*. Forschungszentrum Karlsruhe, BWPLUS-Berichtsreihe, Förderkennzeichen BWC21014.
- Jackson, T.J.; Schmugge, J.; Engman, E.T. (1996): *Remote sensing applications to hydrology: soil moisture*. Hydrological Science Journal 41(4):517-530.
- Jensen, J.R. (1986): *Introductory digital image processing*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 2<sup>nd</sup> ed. 1996
- Kauth, R.J.; Thomas, G.S. (1976): *The Tasselled Cap- a graphic description of spectral-temporal development of agricultural crops as seen by Landsat*. Proceedings: 2<sup>nd</sup>

- international symposium on machine processing of remotely sensed data, Purdue University, West Lafayette, IN
- King, R.W.P.; Smith, G.S.; Owens, M.; Wu, T.T. (1981): *Antennas in Matter*. MIT Press, Cambridge, Massachusetts, and London, England.
- Kleeberg, H.-B.; Mauser, W.; Peschke, G.; Streit., U. (Hrsg.) (1999): *Hydrologie und Regionalisierung – Ergebnisse eins Schwerpunktprogramms (1992 – 1998)*. Forschungsberichte Deutsche Forschungsgemeinschaft, Weinheim.
- Knight, J. H. (1992): *Sensitivity of Time Domain Reflectometry Measurements to Lateral Variations in Soil Water Content*. Water Resources Research, 28, No 9, 2345-2352.
- Kron, W. (2003): Deutsches Komitee Katastrophenvorsorge, Forum Katastrophenvorsorge, München persönliche Mitteilung.
- Kupfer, K. (1997): *Materialfeuchtemessung*. expert-Verlag. Renningen-Malmsheim.
- Lachenbruch, P.A.; Mickey, M.R. (1968): *Estimation of error rates in discriminant analysis*. Technometrics 10,1-11.
- Leibundgut, Ch. (1995): *Tracer Technologies for Hydrological Systems*. IAHS-Publication no. 299: 311 p.
- Leavensley, G.H.; Stannard, L.G. (1984): *Application of remotely-sensed data in a distributed parameter watershed model*. In Kite, G.W.; Wankiewicz, A. (Hrsg.) Proceedings of workshop on applications of remote sensing in hydrology, NHRI Symposium 5, 47-68, Saskatoon.
- Levuatan, L.; Adams, A.T. (1982): *The response of a two-wire transmission-line to incident field and voltage excitation, including the effects of higher order modes*. IEEE Trans. Antennas and Prop., AP-30, 998-1003.
- LGRB BW (2001): Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Boden Baden-Württemberg, BÜK200 (Digitale Bodenübersichtskarte 1:200000), Digitaler Datensatz (Stand: 08/2001), Freiburg.
- LGRB BW (2002): Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Boden Baden-Württemberg, Bodenkarte 1:25000, Blatt 6821 (Heilbronn), Freiburg.
- Lillesand, T. M.; Ralph W. Kiefer (2000): Remote sensing and image interpretation. - 4. ed.. - New York , Weinheim : Wiley.
- Lindenmaier, F.; Zehe, E.; Helms, M.; Evdakov, O.; Ihringer, J. (2006): *Effect of soil shrinkage on runoff generation in micro and mesoscale catchments*. IAHS Publications (in Vorbereitung)
- Linsley, R.K.; Kohler, M.A.; Paulhus, J.L. (1975): *Hydrology for Engineers*. 2. ed., McGraw Hill, New York.
- Lutz, W. (1984): *Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen*. Mitteilungen des IHW, Universität Karlsruhe.
- Maurer, T. (1997): *Physikalisch begründete, zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten*. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Univ. Karlsruhe, 61, Karlsruhe

- Mehlhorn, J. (1998): *Verwendung von tracerhydrologischen Ansätzen in der Niederschlags-Abfluss-Modellierung*. Diss., Geowiss. Fakultät, Uni. Freiburg.
- Merz, B. (1996): *Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Vorganges in kleinen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität*. Diss. IHW, Uni. Karlsruhe. H56.
- Miller, J.A.; Sheth, A.P.; Kochut, K.J. (1999): *Perspectives in Modeling: Simulation, Database, and Workflow*. in Chen, P.P. et al (Eds.): *Conceptual Modeling*, LNCS, 1565: 154-167, Heidelberg
- Moore, I.D.; Grayson, R. B.; Landson, A. R. (1991): *Digital Terrain Modeling: A Review of Hydrological, Geomorphological, and Biological Applications*. *Hydrological Processes* 5: 3–30.
- Mualem, Y. (1974): *A conceptual model of hysteresis*. *Water resources research* 10, 514-520.
- Mualem, Y. (1976): *A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media*. *Water Resources Research*, 12, 513-522.
- Münchner Rück (2005): *Topics Geo, Jahresrückblick Naturkatastrophen 2004*. Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, München.
- Njoku, E.G., Kong, J.-A. (1977): *Theory for passive microwave remote sensing of near-surface soil moisture*. *Journal of Geophysical Research*, 82, 3108-3118.
- Nolan, M.; Fatland, D.R.; Hinzman, L.D. (2003): *DInSAR measurement of soil moisture*. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 41 No 12.
- Olsen, C.E. Jr. (1960): *Elements of photographic interpretation common to several sensors*. *Photogrammetric Engineering*, vol. 26, 4, 651-656.
- Peschke, G. (1998): *Hydrological processes of storm runoff generation*. PIK Report, 48, 75-87, Potsdam.
- Peschke, G.; Etzenberg, C; Müller, G. (1998): *Experimental analysis of different runoff generation mechanisms*. In: Bucek, J. et al. (eds): *Catchment Hydrological and Biochemical Processes in Changing Environment*. Proceed. of the ERB-Conference, Liblice, 109-112.
- Peschke, G.; Etzenberg, C.; Müller, G.; Töpfer, J.; Zimmermann, S. (1999): *Das wissenschaftsbasierte System FLAB – ein Instrument zur rechnergestützten Bestimmung von Landschaftseinheiten mit gleicher Abflussbildung*. IHI-Schriften, Heft 10, Zittau.
- Peschke, G. (2001): *Bodenwasserhaushalt und Abflussbildung*. *Geographische Rundschau*, 5:18-23.
- Plate, E.J.; de Haar, U (1989): *Ingenieurhydrologische Grundlagenforschung in der Bundesrepublik Deutschland. Entwicklungen und Tendenzen aufgrund der Arbeiten der Senatskommission für Wasserforschung der Deutschen Forschungsgemeinschaft*. *Österreichische Wasserwirtschaft*, 41, Heft 5/6, 106-114.

- Plate, E.J. (1992): *Weierbach-Projekt, Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet*. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Univ. Karlsruhe, 41, Karlsruhe
- Rango, A.; Shalaby, A.I. (1998): *Operational applications of remote sensing in hydrology: success, prospects and problems*. Hydrological Science Journal 43(6): 947-968.
- Reece, C.F. (1998): *Simple method for determining cable length resistance in TDR systems*. Soil Science Society of America Journal 62, 314-317.
- Rings, J.; Hauck, Ch.; Wörsching, H. (2005): *Comparing Time-Domain Reflectometry and Electrical Resistivity Tomography on a Dike Model*. Proceedings 11th Annual Meeting EAGE-Environmental & Engineering Geophysics "Near Surface 2005", Palermo, Italy.
- Richter, R. (1996): *A spatially adaptive fast atmospheric correction algorithm*. International Journal of Remote Sensing 17 (6): 1201-1214.
- Roth, K.; Schulin, R.; Flühler, H.; Attinger, W. (1990): *Calibration of time domain reflectometry for Water content measurement using a composite dielectric approach*. Water Resources Research 26, 2267-2273.
- Roth, K. (1996): *Lecture Notes in Soil Physics*. Institute of Soil Science, Universität Hohenheim.
- Sabins, F.F. (1997): *Remote Sensing. Principles and Interpretation*. 3<sup>rd</sup>, Freeman, New York
- Schädel, W. (2006): *Schritte zur Verbesserung der Hochwasserfrühwarnung mittels Online-Bodenfeuchtemessungen*. Diss. Univ. Karlsruhe, Mitteilungen des Inst. f. Wasser und Gewässerentwicklung, Heft 234.
- Schaefer, D. (1996): *Charakterisierung der hydraulischen Eigenschaften der Böden des Weierbach-Gebiets*. In E. J. Plate (Hrsg.), *Zwischenbericht 1996 Weierbachprojekt*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe.
- Scheuermann, A. (2005): *Instationäre Durchfeuchtung quasi-homogener Erddeiche*. Veröffentlichungen des Institutes für Bodenmechanik und Felsmechanik, Heft 164.
- Scheuermann, A.; Schlaeger, S.; Brauns, J.; Hübner, C.; Brandelik, A. (2002): *Bestimmung von Feuchteprofilen mittels TDR während eines Einstauversuches an einem naturgemäßen Deichmodell*. Technisches Messen Band 69(1), S. 37-42.
- Schlaeger, S. (2002): *Inversion von TDR-Messungen zur Rekonstruktion räumlich verteilter bodenphysikalischer Parameter*. Veröffentlichungen des Instituts für Bodenmechanik und Felsmechanik, Universität Karlsruhe, Heft 156.
- Schmugge, T.; Jackson, T.J. (1994): *Mapping surface soil moisture with microwave radiometers*. Meteorology and Atmospheric Physics 54(H. 1-4): 213-224
- Schuhmann, R. (2002): *Kontrolle von Barrieren: Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit an Hand des Bodenwassergehaltes*. Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik 219, Universität Karlsruhe.
- Schulla, J. (1997): *Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaveränderungen*. Diss. ETH 12018, 161 S., Zürich.

- Seher, W. (1998): *Messungen des komplexen Dielektrizitätskoeffizienten zur Bestimmung der Bodenfeuchte mittels elektromagnetischer Verfahren*. Diplomarbeit am Geophysikalischen Institut, Universität Karlsruhe.
- Simmonds, L.; Burke, E.J. (1998): *Estimating near-surface soil water content from passive microwave remote sensing – an application of MICRO-SWEAT*. Hydrological Science Journal 43(4). 521-534.
- Sperl, C., Du, S., Fuss, C. (1995) : *Erweiterung des Georadar-Verfahrens zur Erfassung der Bodenfeuchte vom 2-dimensionalen auf den 3-dimensionalen Raum*. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 76, 1275-1278.
- Tischendorf, W. (1971): *Die Veränderlichkeit des Nährgebietes für den Hochwasserabfluss aus Waldgebieten*. Int. Symp. Interpraevent 1971, Bd. 1: 209-214.
- Topp, G.C.; Davis, J.L.; Annan, A.P., (1980): *Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines*. Water Resources Research, 16(3), 574-582.
- Tressel, E.; Krein, A. (2001): *Die Bodenfeuchte als Indikator für die Hochwasserprognose*. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 96, H. 2, S. 665-666.
- Uhlenbrook, S.; Leibundgut, Ch. (1997): *Abflussbildung in verschiedenen Raumskalen*. Wasser & Boden, 49,9:13-22.
- Uhlenbrook, S.; Leibundgut, Ch.; McDonnell, J. (2001): *Foreword to the special issue: Runoff generation and implication for river basin modelling*. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 13: 1-9.
- US-SCS (1972): *National Engineering Handbook, Hydrology, Section 4*. Soil Conservation Service. Water resources publications, Littleton.
- Van Genuchten, M.Th. (1980): *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Science Society of America Journal, 44, 892-898.
- Vogt, T; Vogt, H (1991): *Utilisation de la télédétection pour la cartographie des zones humides*. Bulletin Comité Français Cartographie (127-128) : 146-153.
- Volkman, H. (2003) : *Gelöste organische Kohlenstoffverbindungen (DOC) im Dürreychbachtal (Nordschwarzwald)*. Diss. Univ. Karlsruhe.
- Waldenmeyer, G (2003): *Abflussbildung und Regionalisierung in einem forstlich genutzten Einzugsgebiet (Dürreychtal, Nordschwarzwald)*. Karlsruher Schriften zur Geographie und Geoökologie, Band 20.
- Waldenmeyer, G.; Casper, M. (2001): *Identification of hydrotopes in a small forested catchment (Dürreych, Black Forest, Germany), Runoff generation and implication for river basin modelling*. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 13: 104-110.
- Wang, J.R.; Schmugge, T. (1980): *An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content*. IEEE Tans. Geosci. Remote Sensing GE-18(4), 288-295.
- Wernecke, R. (2003): *Industrielle Feuchtemessung*. Wiley-VCH, Potsdam.

- Wood, E.F.; Sivapalan, M.; Beven, K.J.; Band, L. (1988): *Effects of spatial variability and scale with implication to hydrologic modeling*. Journal of Hydrology, 102, 29-47.
- Woods, R.A.; Sivapalan, M.; Duncan, M. (1995): Investigating the representative elementary area concept: An approach on field data. In Kalma, J. B.; Sivapalan, M. (Hrsg.). Scale Issues in Hydrological Modeling. Wiley, Chichester, 49-70.
- Zeuberger, L. W.; Thorne, C. R. (1987): *Quantitative Analysis of Land Surface Topography*. Earth Surface Processes and Landforms 12: 47-56.

## Symbolverzeichnis

Es werden nach Möglichkeit die in der Literatur üblichen Symbole verwendet. Die Nachteile der Mehrfachnennungen und einer Verwechslung werden dabei als geringer angesehen als die der Verwendung unüblicher Symbole. Die Symbole sind alphabetisch geordnet, kleine, große und griechische Buchstaben werden getrennt aufgeführt

<b>Symbol</b>	<b>Bedeutung</b>
A, b, k, m	Anpassungsparameter
C	Ausbreitungsgeschwindigkeit
$C_0$	Lichtgeschwindigkeit
F	Frequenz
$k_f$	hydraulische Leitfähigkeit
$k_s$	Skalare gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
l	Sondenlänge
$m_f$	Feuchte Bodenmasse
$m_t$	Trockene Bodenmasse
$m_w$	Masse des Wassers
N	Maß für die „Glätte“ der Porenverteilung
pF	Saugspannung
$t_h$	Signallaufzeit im Sondenkopf
$t_p$	Sondenlaufzeit
X,y,z	kartesische Koordinaten
BF	Bodenfeuchte
C	elektrische Kapazität
$C_0$	Kapazität des Vakuums
$C_1, C_2, C_3, C_4$	Anpassungsparameter nach Lutz
$C'_1, C'_2$	Einzelkapazitäten
D	Niederschlagsdauern
DZ	Dielektrizitätszahl
$Fl_i$	abflussbeitragende Fläche zum Zeitpunkt i
G	Konduktivität
$H_0$	abflussbeitragende Höhe
I	Stromstärke
$I_{eff}$	effektiven Niederschlagsintensität
$I_{ges}$	Mittlere Gesamtniederschlagsintensität
$I_i$	Momentanniederschlagsintensität
L	Längsinduktivität
R	Längswiderstand
$T_n$	Wiederholungszeitspanne

---

U	Spannung
$V_0$	Volumen der Bodenprobe
WG	Wassergehalt
A	Geometrieparameter für Bodenmodelle
A	Kehrwert des Lufteintrittspunkts
E	Permittivität
$\epsilon_s$	Dielektrizitätskonstante der Bodenmatrix
$\epsilon_w$	Dielektrizitätskonstante des Wassers
$\epsilon_l$	Dielektrizitätskonstante der Luft
H	Porosität
$\Lambda$	Wellenlänge
$\rho_a$	Verlustbeiwerts des Anfangs
$\rho_e$	Verlustbeiwert des Endes
$\rho_t$	Dichte des Bodens
$\rho_w$	Dichte von Wasser
$\Delta s$	Fließstrecke
$\Delta t_s$	Sensitivlaufzeit
$\Theta_{Gr}$	gravimetrischer Wassergehalt
$\Theta_{Vol}$	volumetrischer Wassergehalt
$\Theta_r$	Residualer Wassergehalt
$\Theta_s$	Gesättigter Wassergehalt
$\Theta$	Wassergehalt
$\Psi$	Abflussbeiwert
$\Psi_h$	Druckpotential
$\Psi_H$	hydraulisches Potential
$\Psi_m$	Matrixpotential
$\Psi_z$	Gravitationspotential
$\Omega$	Ohm: Einheit des elektrischen Widerstands

## Abbildungsverzeichnis

<b>Abbildung 1:</b>	Hochwasser der Oos, Okt./Nov. 1998, Baden-Baden, Kaiserallee. ....	1
<b>Abbildung 2:</b>	Variabilität der Abflussreaktion (Tannhausen-Projekt, IWG). ....	1
<b>Abbildung 3:</b>	Aufteilung des Niederschlags in die für die Hochwasserentstehung wesentlichen schnellen Abflusskomponenten (unterstrichen). Bodenfeuchtesonden zur Beobachtung der Sättigung am Hangfuß. ....	2
<b>Abbildung 4:</b>	Abflusskomponenten in Abhängigkeit der Gebietseigenschaften in Anlehnung an Anderson (1990) .....	7
<b>Abbildung 5:</b>	Oberflächenabflussbildung: a.) Fließen auf verschiedenen Interflowebenen; b.) Ausdehnung der Sättigungsfläche mit Druckfortpflanzung innerhalb der durchgängigen Wasserphase .....	8
<b>Abbildung 6:</b>	hydraulische Leitfähigkeiten verschiedener Bodenklassen in Abhängigkeit der Bodenfeuchte (nach van Genuchten) .....	10
<b>Abbildung 7:</b>	Infiltrations- und Exfiltrationsverhalten zwischen Makropore und Bodenmatrix in Abhängigkeit der Feuchtedifferenz .....	12
<b>Abbildung 8:</b>	Hauptelemente eines dynamischen Systems (nach Casper, 2002).....	13
<b>Abbildung 9:</b>	Hierarchie der Eingabedaten im Modellsystem CATFLOW in Anlehnung an Maurer (1997) .....	15
<b>Abbildung 10:</b>	Prinzip der Zeitbereichsreflektometrie zur Messung der DZ (aus Schuhmann, 2002, verändert).....	24
<b>Abbildung 11:</b>	Tangentenverfahren zur Bestimmung der Sondenlaufzeit $t_p$ .....	25
<b>Abbildung 12:</b>	Messmethoden zur Bestimmung aufgelöster Bodenfeuchteprofile (Becker, 2003) .....	27
<b>Abbildung 13:</b>	Schematische Darstellung des sensitiven Sondenbereichs zwischen $x_1$ und $x_2$ mit einseitigem Anschluss an ein TDR-Gerät.....	29
<b>Abbildung 14:</b>	Beziehung zwischen $C'$ und $G'$ .....	30
<b>Abbildung 15:</b>	Kapazitätsmodell einer Dreistabsonde mit kurzem Segment der drei parallelen Stäbe, Metallkern in hellgrau, Ummantelung in dunkelgrau .....	31
<b>Abbildung 16:</b>	Spektrale Charakteristik der (a) atmosphärischen Transmission und (b) gebräuchlicher Fernerkundungssysteme (Lillesand, 2001) .....	33
<b>Abbildung 17:</b>	Prinzipskizze FLAB .....	39
<b>Abbildung 18:</b>	Instrumentation des Lysimeters: S1-S4: Dreistabsonden SUSU03; F: Flachbandkabel, T: TDR-Sonden Trime (IMKO); SP: Ringoszillator zur Feuchtemessung (SMG SISOMOP); GT: Geotextil (Becker, 2004) .....	42
<b>Abbildung 19:</b>	Lage des Einzugsgebiets Dürreychbachtal mit Untereinzugsgebiet Freifläche/Stillwasserhütte, mit einer Auswahl an Messpunkten.....	45
<b>Abbildung 20:</b>	Lage des Einzugsgebiets Goldersbach mit Untereinzugsgebiet Kirnbach und Messstandorte.....	49
<b>Abbildung 21:</b>	Messcluster Goldersbach mit Sonden, Sondennummern, Vermessungspunkten, Gewässer und Höhenmodell.....	50

<b>Abbildung 22:</b>	Lage des Untersuchungsgebiets .....	51
<b>Abbildung 23:</b>	Lage des Einzugsgebiets .....	51
<b>Abbildung 24:</b>	Lage des Bodenfeuchtemessclusters Stadtseebach .....	52
<b>Abbildung 25:</b>	Lage des Bodenfeuchtemessclusters Michelbach II .....	53
<b>Abbildung 26:</b>	Bodenfeuchte-Abfluss-Diagramm unter Ausschluss der Messdaten, die in der angegebenen Zeitspanne $T_n$ nach dem Niederschlagsereignis aufgezeichnet wurden (Messpunkt TDR-20 cm).....	54
<b>Abbildung 27:</b>	Prozentualer Anteil der Messwerte von zwei Sonden in unterschiedlicher Tiefe (TDR-20 cm, TDR- 35 cm), die den spezifischen Schwellenwert überschreiten, in Abhängigkeit der Zeitspanne $T_n$ nach dem Niederschlagsereignis.....	55
<b>Abbildung 28:</b>	a.): Graues Quadrat: Messungen der Sonde TDR-20 cm bei zeitgleicher Überschreitung des Schwellenwertes der Sonde TDR-35 cm. Schwarzer Punkt: Messungen der Sonde TDR-20 cm bei Überschreitung des Schwellenwertes. Graues Quadrat und schwarzer Punkt: Überschreitung beider Schwellenwerte b.) Bodenfeuchte-Abfluss-Diagramm an der Messstelle Dürreych Hauptpegel (ca 7 km <sup>2</sup> ).....	56
<b>Abbildung 29:</b>	Abflussereignisse am Pegel Stillwasserhütte mit definiertem Abflussereignisbeginn und -ende ( $Q = 0$ l/s) und exponentielle Näherungsgerade der Abflussscheitel.....	58
<b>Abbildung 30:</b>	Parameter der an die Auslaufverhalten angepassten Exponentialfunktion in Abhängigkeit der Zeitschritte zum Abflussereignisscheitel.....	58
<b>Abbildung 31:</b>	Abtrennung von mehrspitzigen Abflussereignissen .....	59
<b>Abbildung 32:</b>	Optimierte Bestimmtheitsmaße zwischen ermitteltem $N_{eff}$ aus der Abflussganglinie und berechnetem $N_{eff}$ durch gängige, konzeptionelle hydrologische Verfahren.....	61
<b>Abbildung 33:</b>	Abflussbeiwertschätzung mittels Bodenvorfeuchte.....	61
<b>Abbildung 34:</b>	Änderung des Bestimmtheitsmaß' der linearen Anpassung aufgrund der Niederschlagsdauer .....	62
<b>Abbildung 35:</b>	Optimierte Bestimmtheitsmaße zwischen ermitteltem $N_{eff}$ aus der Abflussganglinie und berechnetem $N_{eff}$ durch bodenfeuchtespezifische Niederschlagstransformation, Bodenfeuchte Sonde -20.....	63
<b>Abbildung 36:</b>	Abflussbeitragenden Flächen zusammen mit Niederschlag Station Freifläche, Effektivniederschlag errechnet aus abflussbeitragenden Flächen, Pegelganglinie Stillwasserhütte, Bodenfeuchte Sonde - 20, Ereignis 16.09.2000 .....	65
<b>Abbildung 37:</b>	Verteilung des Produkts aus Fließzeit ( $t_f$ ) und Durchlässigkeitsbeiwerts $k_f$ im Gebiet Freifläche/Stillwasserhütte .....	68
<b>Abbildung 38:</b>	Optimierte Bestimmtheitsmaße zwischen ermitteltem $N_{eff}$ aus der Abflussganglinie und berechnetem $N_{eff}$ mit unterschiedlichen Kurvenanpassungen an den Bodenfeuchtesprung .....	69
<b>Abbildung 39:</b>	Differenzierung der Feuchtemessergebnisse in ungesättigten bzw. teilgesättigten Zustand .....	70

<b>Abbildung 40:</b>	Unterschiedliche Teilsättigungsniveaus der Sonde $-0.2$ trotz weiterem ausreichendem Niederschlagsvorkommen .....	71
<b>Abbildung 41:</b>	Teilsättigungsniveaus im Verlauf der Zeit.....	72
<b>Abbildung 42:</b>	Bodenfeuchtemessungen im teilgesättigten Bereich mit Schwankungen innerhalb von 1 Vol% über ein Messintervall von 5 Stunden. Ein Messwert pro Niederschlagsereignis in Abhängigkeit der Temperatur .....	73
<b>Abbildung 43:</b>	Teilgesättigte Bodenfeuchtwerte in Abhängigkeit der Feuchtevorbedingungen .....	73
<b>Abbildung 44:</b>	Teilgesättigte Bodenfeuchtwerte in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität .....	74
<b>Abbildung 45:</b>	Teilgesättigte Bodenfeuchtwerte in Abhängigkeit der Niederschlagssumme.....	75
<b>Abbildung 46:</b>	Räumliche Diskretisierung des Hanges der Steigung $\beta = 15^\circ$ (überhöhte Darstellung) .....	76
<b>Abbildung 47:</b>	Variationen der Bodenvorfeuchte für einen geschichteten, lehmigen Sand .....	77
<b>Abbildung 48:</b>	Abflussbeiwerte in Abhängigkeit der mittleren Bodenvorfeuchte und der Bodenart (Niederschlagsdauer: 1 h, Niederschlagshöhe: 47 mm, Hangneigung: $15^\circ$ , unterer Rand: Sickerrand).....	79
<b>Abbildung 49:</b>	Abflussbeiwerte in Abhängigkeit der mittleren Bodenfeuchte und der unteren Modellrandbedingung (Niederschlagsdauer: 1 h, Niederschlagshöhe: 47 mm, Hangneigung: $15^\circ$ ).....	79
<b>Abbildung 50:</b>	Veränderung der Abflussbeiwerte in Abhängigkeit der mittleren Bodenvorfeuchte und der Hangneigung (Niederschlagsdauer: 1 h, Niederschlagshöhe: 47 mm, Hangneigung: $15^\circ$ , unterer Rand: Nullfluss).....	80
<b>Abbildung 51:</b>	Veränderung der Abflussbeiwerte in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität (Niederschlagsdauer: 1 h, Hangneigung: $15^\circ$ , unterer Rand: Sickerrand).....	81
<b>Abbildung 52:</b>	Veränderung der Abflussbeiwerte in Abhängigkeit der Bodenfeuchteverteilung (Niederschlagsdauer: 1h, Niederschlagshöhe: 47 mm, Hangneigung: $15^\circ$ , unterer Rand: Sickerrand) .....	82
<b>Abbildung 53:</b>	Veränderung der Bodenfeuchteschicht für sandigen Lehm zu den Zeitpunkten 0h und 24 h .....	82
<b>Abbildung 54:</b>	Veränderung der Bodenfeuchte bei Lehm, Zeitpunkte 0 h und 24 h.....	83
<b>Abbildung 55:</b>	Messungen mit ummantelten und unummantelten Stäben der Dreistabsonde.....	86
<b>Abbildung 56:</b>	Technische Zeichnung von Sondenkopf und Sondenstab.....	87
<b>Abbildung 57:</b>	Bauteile der Dreistabsonde .....	87
<b>Abbildung 58:</b>	trianguläres Berechnungsgitter der Dreistabsonde in Maxwell 2D (Ansoft Inc. Pittsburgh).....	89
<b>Abbildung 59:</b>	Ausbreitung des elektrischen Felds (95 %-Quantil) bei unterschiedlichen Dielektrizitätszahlen.....	90

<b>Abbildung 60:</b>	Quantile der elektrischen Feldenergie bei der DZ von 15.....	90
<b>Abbildung 61:</b>	Überprüfung des Kapazitätsmodells und Bestimmung des $C_1$ und $C_2$ -Werts .....	91
<b>Abbildung 62:</b>	Interpolierter Fehler aus produktionsbedingten Sondenstabdifferenzen .....	93
<b>Abbildung 63:</b>	Interpolierter Fehler aus produktionsbedingten Sondenkopfdifferenzen .....	95
<b>Abbildung 64:</b>	Beobachtete Bodenfeuchteverteilungen an Sonde S1 während der Aufsättigungs- (links) und Austrocknungsphase (rechts) mit Angabe der Minuten seit Beregnungsbeginn.....	98
<b>Abbildung 65:</b>	Beobachtete Bodenfeuchteverteilungen an Sonde S2 während der Aufsättigungs- (links) und Austrocknungsphase (rechts) mit Angabe der Minuten seit Beregnungsbeginn.....	98
<b>Abbildung 66:</b>	Beobachtete Bodenfeuchteverteilungen an Sonde S3 während der Aufsättigungs- (links) und Austrocknungsphase (rechts) mit Angabe der Minuten seit Beregnungsbeginn.....	99
<b>Abbildung 67:</b>	Beobachtete Bodenfeuchteverteilungen an Sonde S4 während der Aufsättigungs- (links) und Austrocknungsphase (rechts) mit Angabe der Minuten seit Beregnungsbeginn.....	99
<b>Abbildung 68:</b>	Vergleich der Aufsättigungsphasen an Sonde S2 und Sonde S5 mit Angabe der Minuten seit Beregnungsbeginn .....	100
<b>Abbildung 69:</b>	Vergleich zwischen SUSU03 und SISOMOP .....	101
<b>Abbildung 70:</b>	Vergleich zwischen SUSU03 und Trime (Imko).....	102
<b>Abbildung 71:</b>	SER-Modell für TDR-Mess-, Rekonstruktions- und Feuchtwerte .....	108
<b>Abbildung 72:</b>	Datenhaltung mit Schnittstellen .....	109
<b>Abbildung 73:</b>	Messkiste des operativen Messsystems (Stand 2002) .....	113
<b>Abbildung 74:</b>	Messschrank des operativen Messsystems (Stand 2005).....	114
<b>Abbildung 75:</b>	Vergleich des empirischen Topp-Ansatzes mit den Dielektrizitäts-Wassergehalts-Messungen der untersuchten Böden .....	115
<b>Abbildung 77:</b>	Bodenfeuchteänderung im Bereich der Bachaue (sg16) und im Übergangsbereich (sg17, sg19, sg20), Niederschlagszeitreihe am Standort Mauterswiese .....	117
<b>Abbildung 78:</b>	Vertikale Schnitte (Querprofile) des quasi dreidimensionalen Bodenfeuchteraums für einen trockenen (26.08.2002, 14:46) und einen feuchten (26.08.2002, 23:16) Zustand mit gemittelten Bodenfeuchteangaben aus 10 cm Profilabschnitten.....	119
<b>Abbildung 79:</b>	Horizontale Schnitte des quasi dreidimensionalen Bodenfeuchteraums für einen trockenen (26.08.2002, 14:46) und einen feuchten (26.08.2002, 23:16) Zustand mit gemittelten Bodenfeuchteangaben aus 10 cm Profilabschnitten.....	121
<b>Abbildung 80:</b>	Bodenfeuchteänderung als 6 horizontale Schnitte zwischen den Zeitpunkten 26.08.2002 14:46 und 26.08.2002 23:16 .....	123
<b>Abbildung 81:</b>	Korrelationskoeffizienten der Referenzsonden zu Sonde sg16(a.) bzw. Sonde sg17 (b.)) visualisiert als räumliche Interpolation .....	124
<b>Abbildung 82:</b>	Periodischer Prozess wird als Schwankung identifiziert (nach Blöschl, 1996) .....	126

<b>Abbildung 83:</b>	Prozentualer Fehler in Abhängigkeit der zeitlichen Auflösung an 10 Standorten als Mittelwert.....	127
<b>Abbildung 84:</b>	Prozentualer Fehler in Abhängigkeit der zeitlichen Auflösung an 2 Standorten in 6 Profilhöhen(05 = 0 cm- -10 cm, 15 = -10 cm- -20 cm, 25 = -20 cm- -30 cm, 35 = -30 cm- -40 cm, 45 = -40 cm- -50 cm, 55 = -50 cm- -60 cm).....	128
<b>Abbildung 85:</b>	a.) Räumliche Verteilung der $\ln(a/\tan\beta)$ , b.) External Drift Kriging aus Mittelwerten der obersten 10 cm der Sonden mit $\ln(a/\tan\beta)$ als Drift vom 26.08.02 14:46.....	129
<b>Abbildung 86:</b>	Mittlere prozentuale Fehler ermittelt in den Tiefen 0-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm mit dem Cross Validation Ansatz.....	130
<b>Abbildung 87:</b>	Abflusswahrscheinlichkeiten am Pegel Erlenbach (Sulm) mit Einordnung der Landsat-TM Satellitenszenen.....	133
<b>Abbildung 88:</b>	Hydrologische Verhältnisse vor und nach den Landsat-Aufnahmezeitpunkten.....	134
<b>Abbildung 89:</b>	Feuchtedynamik des Sulm-Einzugsgebiets.....	135
<b>Abbildung 90:</b>	Höhenmodell des Sulmgebiets im 30 m Raster.....	138
<b>Abbildung 91:</b>	Landnutzung im Sulmgebiet.....	138
<b>Abbildung 92:</b>	Bodenklassifikation des Sulmgebiets nach FLAB im 30 m Raster.....	139
<b>Abbildung 93:</b>	Gewässernetz des Sulmgebiets im 30 m Raster.....	139
<b>Abbildung 94:</b>	FLAB-Klassifizierung für drei Gebietszustände.....	140
<b>Abbildung 95:</b>	konkave Hangkrümmung in der Falllinie.....	142
<b>Abbildung 96:</b>	Überlagerung der FLAB-Klassifizierung, Bodenfeuchtedynamik, Landnutzung und Hangkrümmung, ausgewiesene potentielle Messgebiete.....	144
<b>Abbildung 97:</b>	vorherrschender Hangaufbau.....	145
<b>Abbildung 98:</b>	Übersichtskarte mit Messgebiete und durch Feldbegehung begutachteten Messflächen.....	146
<b>Abbildung 99:</b>	Ansicht und Profil des Messstandorts 2a.....	147
<b>Abbildung 100:</b>	Ansicht und Profil des Messstandorts 2b.....	147
<b>Abbildung 101:</b>	Ansicht und Profil des Messstandorts 3.....	148
<b>Abbildung 102:</b>	Ansicht und Profil des Messstandorts 4.....	149
<b>Abbildung 103:</b>	Ansicht und Profil des Messstandorts 8.....	149
<b>Abbildung 104:</b>	Ansicht und Profil des Messstandorts 10.....	150
<b>Abbildung 105:</b>	Ansicht und Profil des Messstandorts 13.....	150
<b>Abbildung 106:</b>	Profil des Messstand- orts 14.....	151
<b>Abbildung 107:</b>	Ansicht und Profil des Messstandorts 16.....	152
<b>Abbildung 108:</b>	Bodenprofile des Standorts 16.....	152
<b>Abbildung 109:</b>	Profil des Messstandorts 17.....	153
<b>Abbildung 110:</b>	Ansicht und Profil des Messstandorts 18.....	153
<b>Abbildung 111:</b>	Ansicht und Profil des Messstandorts 19.....	154
<b>Abbildung 112:</b>	Bodenprofile des Standorts 19.....	154

<b>Abbildung 113:</b> Veränderung der Reflektogramme an Sonde A23 (Messcluster Michelbach II) während des Niederschlagsereignisses vom 01.10.05 (Aufsättigung).....	156
<b>Abbildung 114:</b> Veränderung der Reflektogramme an Sonde A23 (Messcluster Michelbach II) während des Niederschlagsereignisses vom 01.10.05 (Austrocknung).....	157
<b>Abbildung 115:</b> Rekonstruierte Bodenfeuchteprofile an Sonde A23 zwischen 01.10.2005 09:00 und 09.10.2005 12:00 a.) für den Zeitbereich der Aufsättigung, b.) für den Zeitbereich der Austrocknung (Auswahl) .....	158
<b>Abbildung 116:</b> Bodenfeuchteprofile an Sonde A23 zwischen 01.10.05 09:00 und 02.10.05 12:00 .....	159
<b>Abbildung 117:</b> Bodenfeuchteänderung an Sonde A23 .....	159
<b>Abbildung 118:</b> Rekonstruierte Bodenfeuchteprofile an Sonde A25 zwischen 01.10.2005 09:00 und 09.10.2005 12:00 a.) für den Zeitbereich der Aufsättigung, b.) für den Zeitbereich der Austrocknung (Auswahl) .....	160
<b>Abbildung 119:</b> Bodenfeuchteprofile an Sonde A25 zwischen 01.10.05 09:00 und 02.10.05 12:00 .....	161
<b>Abbildung 120:</b> Bodenfeuchteänderung an Sonde A25 .....	161
<b>Abbildung 121:</b> Horizontale Schnitte des quasi dreidimensionalen Bodenfeuchteraums für den Messcluster Michelbach II in drei Tiefen zu drei Zeitpunkten mit Sondennummern, korrekten Messungen (schwarz) und Fehlmessungen (grau).....	163
<b>Abbildung 122:</b> Vertikale Schnitte des quasi dreidimensionalen Bodenfeuchteraums für den Messcluster Michelbach II an Transekt 1 (links) und Transekt 2 (rechts) mit Sondennummern, korrekten Messungen (schwarz) und Fehlmessungen (grau).....	164
<b>Abbildung 123:</b> Horizontale Schnitte des quasi dreidimensionalen Bodenfeuchteraums für den Messcluster Stadtseebach in drei Tiefen zu drei Zeitpunkten mit Sondennummern, korrekten Messungen (schwarz) und Fehlmessungen (grau).....	165
<b>Abbildung 124:</b> Vertikale Schnitte des quasi dreidimensionalen Bodenfeuchteraums für den Messcluster Stadtseebach an Transekt 1 (links) und Transekt 2 (rechts) mit Sondennummern, korrekten Messungen (schwarz) und Fehlmessungen (grau).....	166

## Tabellenverzeichnis

<b>Tabelle 1:</b>	Vergleich verschiedener Bodenfeuchtemessverfahren in Anlehnung an Wernecke (2003) .....	21
<b>Tabelle 2:</b>	Parameter des C-G-Models nach Becker (2004) .....	30
<b>Tabelle 3:</b>	Aktuelle, satellitengestützte Sensoren (Auswahl) mit Sensortyp, Spektrum, zeitlicher und räumlicher Auflösung und Erfassungszeitraum .....	34
<b>Tabelle 4:</b>	Spektralbänder des Landsat TM 5 mit Wellenlängenbereich, Auflösung und Charakteristik.....	36
<b>Tabelle 5:</b>	Koeffizienten der Tasseled Cap Transformation (Crist, 1984).....	38
<b>Tabelle 6:</b>	Messeinrichtungen im Goldersbach-Einzugsgebiet mit Messprinzip und Organisation .....	48
<b>Tabelle 7:</b>	Einteilung des Teileinzugsgebiets „Stillwasserhütte“ in 3 Gebietszustände.....	56
<b>Tabelle 8:</b>	Koeffizienten für optimierte Korrelation zwischen $N_{\text{eff}}$ aus Abflusskurve und $N_{\text{eff}}$ berechnet .....	60
<b>Tabelle 9:</b>	Koeffizienten für optimierte Korrelation zwischen $N_{\text{eff}}$ aus Abflusskurve und $N_{\text{eff}}$ berechnet über abflussbeitragende Flächen .....	66
<b>Tabelle 10:</b>	Koeffizienten für optimierte Korrelation zwischen $N_{\text{eff}}$ aus Abflusskurve und $N_{\text{eff}}$ berechnet über abflussbeitragende Flächen .....	68
<b>Tabelle 11:</b>	Ausbreitung des Feldenergiedichte (95 %-Quantil) bei unterschiedlichen Dielektrizitätszahlen bzw. Bodenfeuchten in $\text{cm}^2$ .....	90
<b>Tabelle 12:</b>	Ausbreitung der Feldenergiedichte bei unterschiedlichen Quantilen (DZ=15) .....	91
<b>Tabelle 13:</b>	Parameter der Dreistabsonde SUSU03 (nach Becker, 2004, verändert) .....	92
<b>Tabelle 14:</b>	Abmessungen der Sondenstäbe.....	92
<b>Tabelle 15:</b>	Angepasste Einzelkapazitäten der Dreistabsonde mit Fehler durch Sondenstabdifferenzen.....	93
<b>Tabelle 16:</b>	Bodenfeuchtefehler aus produktionsbedingten Sondenstabdifferenzen (Umrechnung nach Topp).....	94
<b>Tabelle 17:</b>	Angepasste Einzelkapazitäten der Dreistabsonde mit Fehler durch Sondenkopfdifferenzen.....	94
<b>Tabelle 18:</b>	Bodenfeuchtefehler aus produktionsbedingten Sondenkopfdifferenzen (Umrechnung nach Topp).....	95
<b>Tabelle 19:</b>	Zusammenstellung aller relevanten Sondenparameter .....	96
<b>Tabelle 21:</b>	Berechnungsintervalle .....	96
<b>Tabelle 22:</b>	Niederschlagshöhen [mm] für verschiedene Jährlichkeiten im Einzugsgebiet Sulm (Kostra, 1997).....	132
<b>Tabelle 23:</b>	Zusammenstellung der Satellitenbilder .....	133
<b>Tabelle 24:</b>	Vergleich Bodenfeuchte mit Mittelwert zu einem Aufnahmezeitpunkt .....	135
<b>Tabelle 25:</b>	Prozentualer Anteil der richtig klassifizierten Pixel (Jackknife-Verfahren) ....	136

## Anhang

### US-Soil-Taxonomy nach Carsel & Parrish

		Schluff	Sand	Ton	$\theta_r$		$\theta_s$		$\alpha$		$\eta$		$K_s$	
					$\mu$	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$
		[%]	[%]	[%]	[Vol%]	[Vol%]	[Vol%]	[Vol%]	[1/cm]	[1/cm]	[-]	[-]	[cm/h]	[cm/h]
SIC	1	48	6	46	7.0	2.3	36	7	0.005	0.005	1.09	0.06	0.021	0.108
SICL	2	59	8	33	8.9	0.6	43	7	0.010	0.006	1.23	0.06	0.071	0.192
SC	3	11	48	41	10.0	1.3	38	5	0.027	0.017	1.23	0.10	0.121	0.279
C	4	30	15	55	6.8	3.4	38	9	0.008	0.012	1.09	0.09	0.200	0.421
SI	5	85	6	9	3.4	1.0	46	11	0.016	0.007	1.37	0.05	0.250	0.329
CL	6	37	30	33	9.5	1.0	41	9	0.019	0.015	1.31	0.09	0.258	0.700
SIL	7	65	17	18	6.7	1.5	45	8	0.020	0.012	1.41	0.12	0.450	1.229
L	8	40	40	20	7.8	1.3	43	10	0.036	0.021	1.56	0.11	1.042	1.821
SCL	9	19	54	27	10.0	0.6	39	7	0.059	0.038	1.48	0.13	1.308	2.738
SL	10	26	63	11	6.5	1.7	41	9	0.075	0.037	1.89	0.17	4.421	5.629
LS	11	13	81	6	5.7	1.5	43	9	0.124	0.043	2.28	0.27	14.592	11.358
S	12	4	93	3	4.5	1.0	43	6	0.145	0.029	2.68	0.29	29.700	15.600

### Kostra-Niederschlagsstatistik für das Einzugsgebiet der Sulm

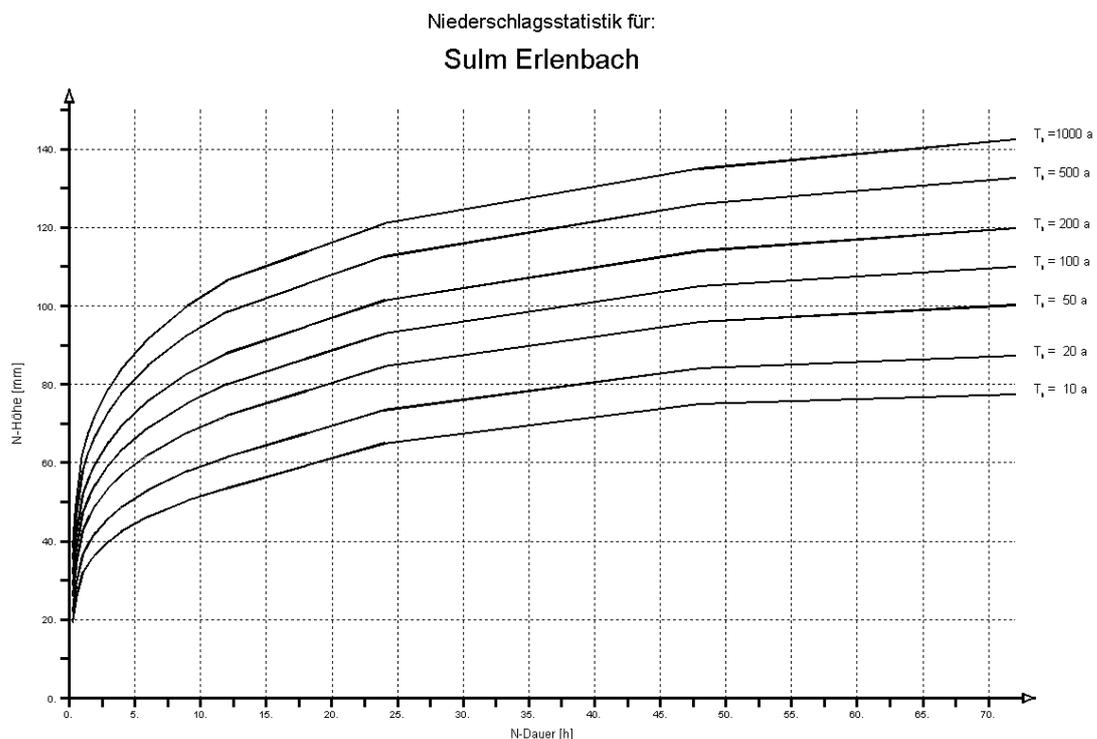


Abbildung A.1: Kostra-Niederschläge für das Einzugsgebiet der Sulm (graphisch)

Tabelle A.2: Kostra-Niederschläge für das Einzugsgebiet der Sulm (tabellarisch)

Dauer [h] \ Tn [a]	10	20	50	100	200	500	1000
0.25	19.5	22.4	26.1	29	31.9	35.6	38.5
0.5	24.9	28.5	33.3	36.9	40.5	45.3	49
1	31.8	36.3	42.4	47	51.6	57.7	62.2
1.5	34.6	39.6	46.2	51.3	56.3	62.9	67.9
2	36.7	42.1	49.2	54.5	59.9	66.9	72.3
3	40	45.8	53.6	59.5	65.3	73.1	78.9
4	42.5	48.7	57	63.2	69.5	77.7	84
6	46.2	53.1	62.1	69	75.8	84.8	91.7
9	50.4	57.8	67.7	75.2	82.7	92.6	100.1
12	53.5	61.5	72	80	88	98.5	106.5
18	59.2	67.5	78.3	86.5	94.7	105.5	113.8
24	65	73.4	84.6	93	101.4	112.6	121
48	75	84	96	105	114	126	135
72	77.5	87.3	100.2	110	119.8	132.7	142.5

