

Programm Lebensgrundlage Umwelt
und ihre Sicherung (BWPLUS)

Abschlussbericht

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

– Machbarkeitsstudie –

J. Ihringer, R. Becker, W. Schädel
Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik
Universität Karlsruhe

Vorhabensnummer BWC 21014

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

Mai 2004

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

J. Ihringer, R. Becker, W. Schädel

Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe

Zusammenfassung

In kleinen Einzugsgebieten von wenigen hundert Quadratkilometern kommt es immer wieder zu verheerenden Abflüssen, die innerhalb kurzer Zeit nach Einsetzen des Niederschlages entstehen. In diesen Gebieten ist der Feuchtezustand des Bodens eine maßgebliche Größe, die darüber entscheidet, wie viel Niederschlagswasser oberflächennah abfließt und zu einem schnellen Abfluss führt. Zur Erkennung dieses Feuchtezustandes wurden im Rahmen des Pilotprojektes neue Techniken und Messgeräte entwickelt, die es erlauben, Bodenfeuchteprofile entlang einzelner, vertikal in den Boden eingestochener Stabsonden zu ermitteln. Anhand von Beregnungsversuchen konnte im Labor gezeigt werden, dass sich die zeitliche Entwicklung von Infiltrationsfronten mit diesem Verfahren genau verfolgen lässt. Diese Versuche zeigen außerdem eine große Variabilität in der Dynamik der Infiltrationsfronten, die auf die kleinskalige Variabilität des Bodens zurückzuführen ist. Deshalb ist es für die Felduntersuchungen notwendig, jede der ausgewählten Testflächen mit mehreren Sonden auszustatten, um verlässliche Aussagen über den lokalen Bodenfeuchtespeicher machen zu können. Eine Messstation mit über vierzig Einzelsonden ist aufgebaut und über mehrere Monate im Feld betrieben worden, wodurch die Tauglichkeit des gesamten Systems für den Feldeinsatz gezeigt werden konnte. Mit der Analyse von Satellitendaten konnten Flächen hoher Bodenfeuchtedynamik identifiziert werden. Es ist noch zu prüfen, ob diese möglicherweise als Indikatorflächen für kritische Bodenfeuchtezustände dienen können.

Development of a flood warning method for small and middle sized catchments, based on distributed online soil moisture measurements

J. Ihringer, R. Becker, W. Schädel

Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe

Summary

The disastrous flood events in Germany have shown the exigence for better flood alert and flood forecast. Even in small catchments of a few hundred square kilometers devastating floods emerge from time to time, which occur within a short period after the onset of rain. In these catchments the state of soil moisture is a crucial variable, who much precipitation water will contribute to fast, near surface runoff. To identify these soil moisture states new techniques and measuring instruments have been developed during the current feasibility study, which allow to derive moisture profiles along individual rod probes vertically pushed into ground. Lysimeter and field trials have shown the suitability of the systems. Satellite data is processed for regionalization of soil moisture. A classification of the catchment area into hydrotopes is realised.

1 Einleitung

Die katastrophalen Hochwasserereignisse 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 verheerenden Abflüssen, die innerhalb weniger Stunden nach Einsetzen des Niederschlages entstehen können. In diesen Gebieten ist der Feuchtezustand des Bodens eine maßgebliche Größe, die darüber entscheidet wie viel Niederschlagswasser oberflächennah abfließt und zu einem schnellem Abfluss führt.

Die Arbeitshypothese für das vorliegende Projekt lautet, dass mit einem neuartigen Mess- und Auswerteverfahren der Bodenfeuchte eine wesentliche Verbesserung für die Hochwasserwarnung erreicht werden kann. Die „Time Domain Reflektometrie“ (TDR) ist ein seit langem etabliertes Verfahren zur Bodenfeuchtemessung. Dabei werden elektromagnetische Impulse von einem TDR-Gerät ausgesendet, die sich entlang von im Boden installierten ungeschirmten Wellenleitern, - den Bodenfeuchtesonden -, fortpflanzen. Wechselwirkungen zwischen der sich ausbreitenden elektromagnetischen (EM) Welle und dem Boden führen zu einer Veränderung des Signals. Das Signal wird am Ende der Sonde reflektiert und läuft zurück Richtung TDR-Gerät, wo es aufgezeichnet wird. Bisher konnte mit herkömmlichen TDR-Verfahren aus diesem Signalverlauf, dem „Reflektogramm“, nur die mittlere Feuchte entlang der Bodenfeuchtesonde bestimmt werden.

Ein erst kürzlich entwickeltes erweitertes Verfahren namens „Spatial TDR“ erlaubt erstmals, vertikale Bodenfeuchteprofile entlang einzelner Sonden mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung im praktischen Einsatz zu bestimmen. „Spatial TDR“ wurde von der „Soil Moisture Group“ (SMG) ¹ entwickelt und in verschiedenen Anwendungen der Bereiche Umwelt-Monitoring und Bauwerksüberwachung eingesetzt (Hübner et al., 2004; Schlaeger et al., 2004; Scheuermann et al., 2002; Becker et al., 2002). Die Projektbearbeiter sind aktive Mitglieder der SMG und wirken maßgeblich daran mit, das neue Feuchtemessverfahren für die praktische Anwendung in der Hochwasserwarnung anzupassen und zu erweitern.

Mit Hilfe der so gewonnenen wertvollen Information über den Füllzustand des Bodenwasserspeichers und die vertikale Verteilung des Bodenwassers soll bei gegebener Niederschlagsvorhersage das Risiko für ein Auftreten kritischer Hochwasser abgeschätzt werden.

„Spatial TDR“ ist eine Kombination aus speziellen Messgeräten, neuesten Auswertelgorithmen und geeigneten Bodenfeuchtesonden. Nur bestimmte TDR-Geräte sind

¹ Die SMG ist eine interdisziplinäre Forschergruppe der Universität und des Forschungszentrums Karlsruhe.

in der Lage, die auftretenden Signale detailliert über die Zeit aufzuzeichnen (Sampling TDR), was für das „Spatial TDR“ unabdingbar ist. Diese Geräte, die zum Teil als Kabeltester für Computernetzwerke konzipiert wurden, sind sehr kostspielig und in einigen Fällen nur bedingt für den Feldeinsatz geeignet. Deshalb wurde im Rahmen dieser Machbarkeitsstudie der Prototyp eines neuartigen TDR-Geräts entwickelt, realisiert und im Laboreinsatz mit kommerziellen Geräten verglichen. Dabei steht einerseits die Wirtschaftlichkeit und andererseits die Erprobung eines neuartigen Messverfahrens im Vordergrund, um die Chancen auszuloten, die mit dem neuen Verfahren verbunden sind.

Die zweite Komponente von „Spatial TDR“ ist der von Schlaeger (2002) entwickelte Rekonstruktionsalgorithmus zur Bestimmung von Bodenfeuchteprofilen anhand von TDR-Daten, der für den besonderen Fall angepasst werden musste (Becker et al., 2004a). Dieser Algorithmus ist der wesentliche innovative Kern der gesamten Methode.

Der dritte Komponente von „Spatial TDR“ besteht aus einer Bodenfeuchtesonde, die für die spezielle Anwendung geeignet sein muss (Becker et al., 2004b). Im Rahmen der Machbarkeitsstudie wurde eine neue Dreistabsonde entwickelt und gebaut (Schädel, 2005), die speziell an die Anforderungen der Hochwasserwarnung angepasst ist.

Im Rahmen der vorliegenden Pilotstudie war die grundsätzliche Machbarkeit des gesamten Verfahrens aufzuzeigen, wobei der Schwerpunkt zunächst auf die Messtechnik und die Ausweisung möglicher Indikatorflächen für das Erkennen kritischer Zustände im Einzugsgebiet gelegt wurde. Die Untersuchungen zu dem geplanten Hochwasserwarnsystem wurde thematisch in drei Blöcke gegliedert. Der erste Block umfasst *Laborarbeiten*, die notwendig sind, um die neu entwickelten Geräte, Verfahren und Sonden unter Laborbedingungen zu testen und zu verbessern und die für die weitere Auswertung notwendigen Kalibrationen durchzuführen. Im zweiten Block wurden *Feldversuche* durchgeführt, um die Praxistauglichkeit der Geräte und Methoden zu demonstrieren. Im letzten Block wurde untersucht, wie mit Hilfe unterschiedlicher Methoden – Fernerkundung, Expertensystemen, Geländebegehung – mögliche *Indikatorflächen* eines Einzugsgebiets identifiziert werden können, die sich dadurch auszeichnen, dass die dort gemessene Bodenfeuchte einen verlässliche Einsätzung der Abflussbereitschaft des gesamten Gebiets erlaubt.

Obwohl das Hochwasser-Warnsystem am Beispiel des Sulm-Einzugsgebiets entwickelt werden soll, wurden die ersten Feldversuche mit dem einem ersten Prototypen des Messsystems im Einzugsgebiet des Goldersbach bei Tübingen durchgeführt. So konnte auf die gute Infrastruktur zurückgegriffen werden, die dort vom Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart (IWS), Prof. Bárdossy, aufgebaut wurde. Dr.-Ing. U. Ehret vom IWS

stellte Daten und Modelle des IWS zur Verfügung und stand dem Vorhaben mit Rat und Tat zur Seite.

Der Zeitplan der Machbarkeitsstudie war mit sieben Mannmonaten für den zu bewältigenden Arbeitsumfang extrem eng. Ohne eigene Vorarbeiten am IWK und Unterstützung von anderer Seite hätten die Untersuchungen nicht ihre jetzige Tiefe erreichen können. Dipl.-Ing. W. Schädel (Bauingenieur) vom DfG-Graduiertenkolleg „Naturkatastrophen“, Universität Karlsruhe, hat neue Dreistabsonden entwickelt, den Aufbau des Labormesssystems koordiniert, das Messsystem im Feld aufgebaut, betrieben und gewartet.

Inbesondere das Know-How und die hydrologischen Untersuchungen der Dürreych-Arbeitsgruppe der Universität Karlsruhe waren von großem Nutzen. Aus den Ergebnissen der Dissertation von Dr.-Ing. M. Casper wurde etwa die Hypothese abgeleitet, dass der Bodenfeuchtezustand in besonderen „neuralgischen Flächen“ des Einzugsgebiets einen guten Indikator für die Abflussbereitschaft des gesamten Gebiets darstellen kann. Gemeinsam mit Dr. G. Waldenmayer (Geoökologen), einem anderen erfahrenen Feldhydrologen dieser Arbeitsgruppe, wurde eine erste Gebietsbegehung des Sulm-Gebiets durchgeführt, um die Charakteristik des Einzugsgebiets und die dominanten Abflussbildungsprozesse besser beurteilen zu können.

Auch die Forschergruppe „Soil Moisture Group“ (SMG) angesiedelt an der Universität Karlsruhe hat wesentlich zum Gelingen des Projekts beigetragen. Wichtige Impulse für die Entwicklung des neuen Messsystems gingen von Prof. Dr. C. Hübner (Elektrotechniker), Berufsakademie Heidenheim, aus, der auch die numerische Simulation der neuen Sonden übernahm. Der Prototyp für das neu entwickelte TDR wurde von R. Becker (Diplomphysiker) in enger Zusammenarbeit mit M. Monett (Elektroniker) von der kanadischen Firma ADD Automation realisiert. Eine wesentliche Innovation des Projekts, nämlich der Rekonstruktionsalgorithmus zur Ableitung von Bodenfeuchteprofilen aus TDR-Messungen, ist auf Arbeiten des Dr.-Ing. S. Schlaeger (Mathematiker), Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Forschungszentrum Karlsruhe, zurückzuführen, der viel in die Anpassung des Verfahrens für das Vorhaben der Hochwasserwarnung investiert hat. Die Bodenanalysen und Teile der Kalibration wurden von dem A. Scheuermann (Bauingenieur), Institut für Bodenmechanik und Felsmechanik, Universität Karlsruhe, übernommen. Baudirektor Dr.-Ing. R. Schuhmann, Institut für Technische Chemie, Forschungszentrum Karlsruhe, wie die oben genannten Personen ebenfalls Mitglied der SMG, hat wichtige Koordinationsaufgaben übernommen, die diese eng verzahnte Zusammenarbeit in der SMG erst möglich machen.

1.1 Stand des Wissens

1.1.1 Abflussbildung bei Hochwasser

Mit Hilfe von Verfahren zur Ganglinienseparation lassen sich mehrere Abflusskomponenten unterschiedlicher Charakteristik identifizieren, die durch die jeweilige Zeitskala (schnell/langsam) und die Form der abgespaltenen Ganglinie bestimmt werden. Dabei wird häufig eine Zuordnung zwischen den separierten Ganglinien und den vermeintlich zugrunde liegenden Prozessen wie Oberflächen-, Zwischen- und Grundwasserabfluss gemacht, wobei die charakteristische Reaktionszeit in den Ganglinien als entscheidendes Merkmal für diese Identifikation verwendet wird. Diese Zuordnung ist zwar praktisch und für manche Anwendungen ausreichend aber wissenschaftlich oft nicht haltbar, denn eine Ganglinienseparation sagt in Wirklichkeit wenig über die raum-zeitliche Verteilung bzw. die Herkunft der Abfluss-Komponenten aus (s. z. B. Gutknecht, 1996).

Deshalb ist in der letzten Zeit das Paradigma der “abflussbildenden Prozesse” wieder verstärkt in das Blickfeld der hydrologischen Wissenschaften gerückt. Dahinter verbirgt sich die Einsicht, dass 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).

Ein wichtiges Instrument für die Prozessidentifikation sind Tracer (Leibundgut, 1995), mit deren Hilfe Aussagen über die Herkunft der im Einzugsgebiet beprobten Wässer gemacht werden können: ob es sich um “neues” Niederschlagswasser oder “altes”, im Boden gespeichertes Wasser handelt. Auch die Wasserchemie gibt Auskunft über Verweilzeiten und Fließwege des Wassers. Trotz der fortschrittlichen Verfahren der Tracer-Hydrologie lassen sich die verschiedenen Abflusskomponenten manchmal nicht zweifelsfrei identifizieren (Jenkins et al., 1994).

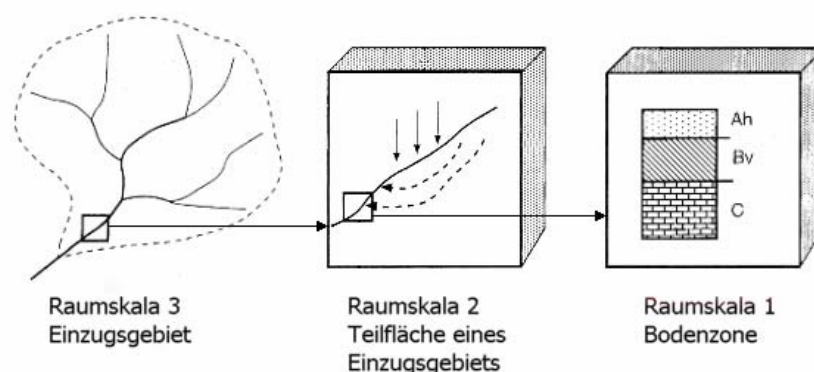


Abbildung 1: Drei Raumskalen nach Uhlenbrook et al (1997) (verändert)

Eine umfassende Auflistung der einzelnen Prozesse der Abflussbildung und ihrer Bedeutung auf verschiedenen Raumskalen ist etwa bei Uhlenbrook et al. (1997) zu finden. Für das geplante Hochwasser-Warnsystem sind alle drei dort eingeführten Skalen von Bedeutung. Mit dem System sollen am Ende Aussagen über das Abflussgeschehen in einem Einzugsgebiet ("Raumskala 3") gemacht werden. Diese Aussagen werden auf der Beurteilung des Feuchtezustands neuralgischer Teilflächen ("Raumskala 2") des Einzugsgebiets fußen. Dazu werden viele Messungen an verschiedenen Punkten in der Bodenzone ("Raumskala 1") innerhalb einer Teilfläche kombiniert. Trotzdem kann die Teilfläche ("Raumskala 2") als die für die Untersuchung wesentliche Skale angesehen werden, da auf diesem Maßstab die verschiedenen abflussbildenden Prozesse deutlich zutage treten. Für diese Skale erachten Uhlenbrook et al. (1997) folgende Prozesse für relevant: Hortonscher Landoberflächenabfluss durch Infiltrationsüberschuss, Sättigungsflächenabfluss, Abfluss durch lokale Grundwasserberge ("Groundwater Ridging"), Druckfortpflanzung oder "Kolbenfluss" ("Piston-Flow"), und lateraler Makroporenabfluss. Zu ergänzen wäre noch der vertikale Wassertransport in Richtung tiefer gelegener Grundwasserleiter durch Makroporen (z.B. Mosley, 1979).

Für die gegebene Fragestellung der Hochwasserentstehung sind nur einige der genannten Prozesse von Bedeutung. Peschke (1998) stellt für das Einzugsgebiet des Wernersbachs (Peschke, 1991) heraus, dass nur Oberflächenfluss ("overland flow") und die schnellen Abflusskomponenten im Untergrund ("quick subsurface flow") einen wesentlichen Beitrag zum ereignisbezogenen Abfluss ("event flow") leisten. Die schnellen Anteile des Abflusses im Untergrund werden unter dem Begriff "Zwischenabfluss" ("Interflow") subsumiert. Andere Komponenten sind für die Hochwasserbildung von untergeordneter Bedeutung.

Die in diesem Zusammenhang wichtigen lateralen Abflusskomponenten im Untergrund treten bevorzugt an Schichtgrenzen auf, wenn die obere Schicht eine höhere hydraulische Leitfähigkeit besitzt als die untere. Beispiele dafür sind lockere Humusaufgabe auf Boden, Verdichtungen im Untergrund wie etwa die Pflugsohle, oder Boden auf Grundgestein. Der laterale Abfluss auf solchen Stauschichten kann entweder gleichmäßig über einen größeren Querschnitt oder konzentriert in wenigen präferentiellen Fließwegen erfolgen (Gutknecht, 1996).

Das Entstehen solcher Fließwege ist zum Teil ein Effekt der Selbstorganisation des Abflussprozesses. Das Wasser sucht sich bei gegebenem Potential (Gravitation und Saugspannung) den Weg des geringsten Widerstands, d.h. der größten hydraulischen Leitfähigkeit. Durch das bevorzugte Fließen entlang solcher Pfade kann Material wegtransportiert werden, was zu einer weiteren Erhöhung der Leitfähigkeit führt. Diese koppelt auf den Wassertransport zurück, da sich der Potentialgradient lokal ändert, wodurch mehr Wasser in Richtung des Pfades erhöhter Leitfähigkeit fließt.

Der für die Hochwasserentstehung bedeutende Oberflächenabfluss kann durch die Prozesse "Sättigungsflächenabfluss" und/oder "Hortonscher Oberflächenabfluss" gebildet werden. Der Infiltrationsüberschuss beim Hortonschen Abfluss tritt auf versiegelten Flächen auf, oder auf solchen, die während eines Niederschlags von oben her aufgesättigt werden. Aber auch Starkniederschläge, die auf trockenen Boden fallen, können zu Infiltrationsüberschuss führen, wie zum Beispiel in den Wadis der Wüsten zu beobachten ist.

Demgegenüber kommt Sättigungsflächenabfluss auf Flächen zustande, deren Böden kein zusätzliches Wasser mehr aufnehmen können, weil sie von unten her aufgesättigt wurden.

Die Ausdehnung der zum Abfluss beitragenden gesättigten Flächen ist von der Vorfeuchte abhängig kann sich während eines Niederschlags vergrößern, was einen erhöhten Oberflächenabfluss nach sich zöge ("variable source area" oder "partial area contribution", z.B. Dunne und Black, 1970).

Die für die Hochwasserentstehung als wesentlich angesehenen Prozesse "schneller Zwischenabfluss" und "Sättigungsflächenabfluss" sind, wie andere Abflussbildungsprozesse auch, gekoppelt. Peschke (1999) berichtet für das Wernersbach-Gebiet: "This [the interflow in saturated subsurface layers] is also restricted to near-stream regions and in close interaction to saturated areas: we normally find starting from the stream at first saturation zones and in the adjacent hill slopes, this type of interflow in perched saturated zones." Hier zeigt sich ein enger Zusammenhang zwischen der Bildung oder Ausdehnung von Sättigungsflächen und dem Auftreten von schnellen Abflusskomponenten in hängenden Grundwasserleitern innerhalb der anschließenden Hänge.

Ein weiteres Beispiel für das Zusammenspiel unterschiedlicher Abflussbildungsprozesse zeigen Kirnbauer et al. (1996). Sie haben eine Abhängigkeit des Abflussbeiwerts auf einer Vernässungszone von dem Ereignisniederschlag und der Vorfeuchte beobachtet, die allerdings nicht durch die einfache Vorstellung vom Wachsen und Schrumpfen der Sättigungsfläche allein zu erklären ist. Vielmehr wird diese Feuchtfäche durch Quellen gespeist, die im Falle von nassen Vorbedingungen stärker schütten und zu einer teilweisen Vorsättigung der Fläche und kleinerer Interzeptionsspeicher führen. Unter diesen Bedingungen kommt es im Falle eines Niederschlags zu größeren Abflussbeiwerten. Auch hier ist eine Kopplung der Prozesse "Sättigungsflächenabfluss" und Abfluss aus dem anschließenden Hang offensichtlich.

Welche Abflussbildungsprozesse in einem Einzugsgebiet in welcher Intensität aktiviert werden hängt bei gegebenem Niederschlagsereignis vom aktuellen Gebietszustand ab, der maßgeblich durch die Bodenfeuchte bestimmt wird. Peschke (1998) erläutert die Rolle des Gebietszustandes vor dem Einsetzen eines Regens für den folgenden Abfluss in einem

Einzugsgebiet anhand einiger Beispiele. Der Bodenfeuchte kommt eine Schlüsselrolle bei der Abflussbildung zu.

Wenn also ein Zusammenhang zwischen den verschiedenen Abflusskomponenten besteht, liegt es nahe, nach den zugrunde liegenden Regeln zu suchen. Man darf aufgrund dieser Kopplung hoffen, durch die Beobachtung ausgewählter Prozesse Aussagen über andere, nicht beobachtete, treffen zu können, deren Wirkungen sich im beobachteten Prozess direkt oder indirekt widerspiegeln. Casper (2002) hat im Dürreych-Einzugsgebiet eine Sättigungsfläche beprobt, deren Sättigung zeitlich mit dem Auftreten schneller Interflow-Komponenten zusammenfällt, auch wenn diese nicht direkt mit der Sättigungsfläche interagieren. Nur wenn die Bodenfeuchte an diesem Standort kritische Werte übersteigt, werden schnelle Abflusskomponenten aktiviert, die als Interflow identifiziert werden konnten. Somit ist die Bodenfeuchte in dieser Sättigungsfläche ein Indikator für das Auftreten schnellen Zwischenabflusses: Ein Prozess kann somit Hinweise über einen anderen geben.

Verschiedene Verfahren wurden entwickelt, um Flächen mit verschiedenen dominanten Abflussbildungsprozessen identifizieren zu können. Eines davon ist das wissensbasierte System FLAB (Peschke, 1999). Die daraus abgeleitete Klassifikation des Einzugsgebiets nach dominanten Abflussbildungsprozessen sollte trotzdem durch eine Gebietsbegehung abgesichert werden (z.B. Uhlenbrook et al., 1997; Gutknecht, 1996). Auch Kirnbauer (2000) bestätigt den individuellen Charakter eines jeden Einzugsgebiets und sogar der in ihm ablaufenden Ereignisse.

Zusammenfassend lässt sich aus der angeführten Literatur für das geplante Vorhaben folgendes festhalten:

- 1) Ein tiefergehendes Verständnis der Abflussbildungsprozesse ist notwendig, um Verbesserungen in der Hochwasserwarnung für kleine Einzugsgebiete zu erzielen.
- 2) Man wird sich für die Hochwasserwarnung im gewählten Einzugsgebiet der Sulm auf die Komponenten "Schneller Zwischenabfluss" und "Sättigungsflächenabfluss" konzentrieren können. Dabei spielt die exakte Identifikation der Ereigniswasserkomponenten eine untergeordnete Rolle.
- 3) Da der Zwischenabfluss operationell nicht leicht zu beobachten ist, sollte versucht werden, aus der Beobachtung geeigneter potentieller Sättigungsflächen Rückschlüsse auf den allgemeinen Gebietszustand zu ziehen. Die enge Kopplung der Prozesse und bereits gemachte Beobachtungen in anderen Gebieten unterstützen diesen Ansatz.
- 4) Wenn Zwischenabfluss auf oberflächennahen Stauschichten ein dominierender Abflussprozess des Einzugsgebiets ist, können Feuchteprofilmessungen in diesen Schichten klären, ob dieser Prozess droht, aktiv zu werden.

- 5) Die vertikale Verteilung des Bodenwassers ist eine wertvolle Information zur potentiellen Abflussbereitschaft eines Einzugsgebiets.
- 6) Zur Identifikation möglicher Teststandorte können verschiedene Werkzeuge verwendet werden, die das Einzugsgebiet in Flächen verschiedener dominanter Abflussbildungsprozesse zerlegen. Diese Zerlegung liefert erste Hinweise auf neuralgische Standorte, die allerdings durch eine Gebietsbegehung zu verifizieren sind.
- 7) Das Untersuchungsgebiet sollte möglichst lange beprobt werden, um die Modellvorstellungen zu verifizieren.

1.1.2 Bestimmung von Bodenfeuchteprofilen mit Hilfe elektromagnetischer Verfahren

Elektromagnetische Verfahren wie TDR, FDR (Frequency Domain Reflectometry) oder Kapazitätsmessungen sind indirekte Verfahren zur Bestimmung der Feuchte in Materialien. Der Messprozess beruht auf der Bestimmung der dielektrischen Eigenschaften des Gemisches, die verschiedene Auswirkungen auf angeregte elektromagnetische Felder haben. In der Bodenfeuchtebestimmung wird aus den dielektrischen Eigenschaften des Bodens, einem Gemisch aus Bodenmatrix, Luft und Wasser, über spezielle Kalibrationsfunktionen oder Mischungsregeln auf den Volumenanteil des Wassers („volumetrischer Wassergehalt“) allein geschlossen.

Dielektrika sind nichtleitende Substanzen, deren polare Bausteine sich in einem elektrischen Feld ausrichten. Diese Polarisation beeinflusst äußere elektrische Felder. Wassermoleküle besitzen aufgrund ihrer gewinkelten Struktur und der Elektronegativität des Sauerstoff, die jene des Wasserstoffs deutlich übersteigt, ein starkes permanentes Dipolmoment und sind daher leicht zu polarisieren (Kaatze, 1996), wodurch sie sich im elektrischen Feld ausrichten. Die Stärke dieser Wechselwirkung wird durch eine Größe ausgedrückt, die relative Dielektrizitätszahl oder relative dielektrische Permittivität genannt wird. Die Polarisierung der Moleküle führt z. B. dazu, dass sich elektromagnetische Wellen unter dem Einfluss von Dielektrika langsamer ausbreiten als im Vakuum oder dass sich die Kapazität eines Kondensators (Ladungsspeicher) vergrößert, wenn das Dielektrikum in sein elektrisches Feld geschoben wird. Der erste Effekt wird von TDR ausgenutzt, der zweite Effekt ist die Grundlage kapazitiver Meßverfahren. Weitere elektromagnetische Verfahren zur Feuchtebestimmung wurden im Laufe der Zeit entwickelt, wobei verschiedene Effekte des Wassers auf elektromagnetische Felder ausgenutzt werden.

Im Kern liefern diese Messverfahren nur punktuelle Feuchtwerte oder mittlere Feuchten über bestimmte Strecken. Für die verlässliche Beurteilung des Bodenwasserspeichers reicht es jedoch nicht aus, die mittlere Bodenfeuchte über die oberen Dezimeter des Bodens zu bestimmen. Einige der für die Abflussbildung bedeutenden Effekte wie lokale Sättigung der

obersten Zentimeter, Stauung auf Schichten geringer Durchlässigkeit innerhalb des Bodens oder die Aufsättigung von unten können durch solch pauschale Messungen nicht differenziert werden. Daher sind Profilmessungen notwendig, um die lokale Abflussbereitschaft des Bodens verlässlich beurteilen zu können.

Feuchteprofile lassen sich auf vielerlei Arten bestimmen (Abbildung 2). Konventionellerweise werden sie aus mehreren Einzelmessungen zusammengesetzt. Dabei müssen die Sonden in unterschiedlichen Tiefen eingebaut werden. Eine Methode sieht vor, von der Bodenoberfläche aus verschieden tiefe Löcher vorzustechen, um darin die Sonden zu versenken (Abbildung 2, 1). Ein gravierender Nachteil dieses Verfahrens liegt in der Veränderung der bodenhydraulischen Eigenschaften oberhalb der Sonden. Außerdem befinden sich die Messstellen nicht genau übereinander sondern sind horizontal versetzt, was den Vergleich der Messungen aufgrund der kleinskaligen Variabilität des Bodens erschweren kann.

In vielen Fällen werden Gräben ausgehoben und die Sonden von der Grabenwand her in den Boden eingestochen, um sie genau übereinander anordnen zu können und den Boden oberhalb der Sonden nicht zu stark zu stören (Abbildung 2, 2). Der Aufwand für diese Art des Einbaus ist erheblich und bei einer großen Zahl geplanter Messstandorte oft inakzeptabel.

Bei einer anderen Methode werden unterschiedlich lange Sonden von der Bodenoberfläche her vertikal eingestochen (Abbildung 2, 3). Entlang dieser Sonden werden die mittleren Feuchtegehalte unterschiedlich tiefer Bodensäulen bestimmt. Rechnet man die volumetrischen Wassergehalte, gegeben in Prozent, in Volumeneinheiten (cm^3) oder Höhen von Wassersäulen (cm) um, lassen sich die Feuchtegehalte übereinander angeordneter Bodenschichten bestimmen (Lehmann, 1995). Da hier u. U. mehrere fehlerhafte Messungen in der Bilanzierung kombiniert werden müssen, vergrößert sich der Fehler des Ergebnisses. Selbst wenn die Messungen sorgfältig durchgeführt werden und mit geringen Messfehlern behaftet sind, lässt sich der Einfluss der kleinskaligen Variabilität des Bodens nicht vermeiden. Diese Art der Profilbestimmung ist als unsicher einzustufen.

Die für das Vorhaben favorisierte Methode basiert auf einem Algorithmus (Schlaeger, 2002), der aus nur einer Messung entlang einer einzelnen Sonde ein Bodenfeuchteprofil abzuleiten erlaubt (Abbildung 2, 4), wodurch die Störung des Bodens relativ gering gehalten wird. Ferner wird das Problem der lateralen Inhomogenitäten bodenhydraulischer Eigenschaften abgemildert, da der Bereich um die Sonde eine einzelne Bodensäule darstellt. Das Verfahren liefert Bodenfeuchteprofile in feiner räumlicher Auflösung. Je nach Anwendung können Strukturen bis zu wenigen Zentimetern Ausdehnung aufgelöst werden.

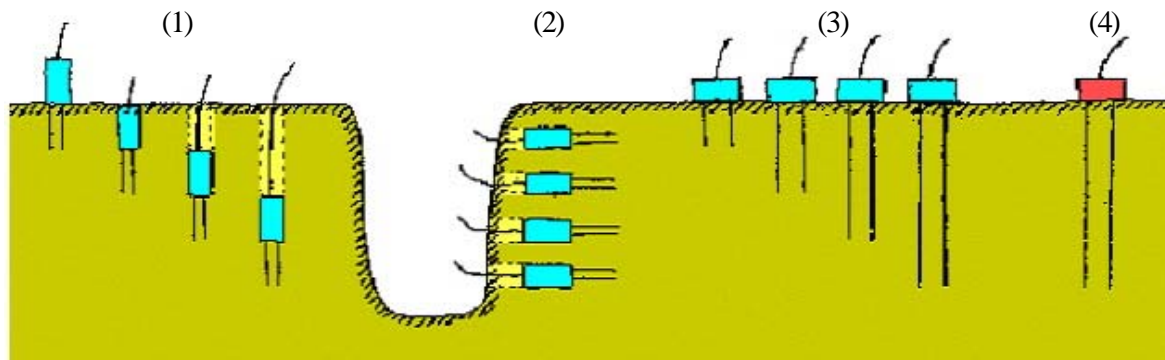


Abbildung 2: Unterschiedliche Verfahren zur Bestimmung von Bodenfeuchteprofilen

Rekonstruktionsverfahren sind auch von anderen entwickelt worden. Eine Methode, die ebenfalls im Zeitbereich arbeitet und damit auch TDR-Daten verwendet, ist von Oswald (2000) entwickelt worden. Der mathematische Kern besteht wie bei Schlaeger (2002) aus der numerischen Lösung einer partiellen Differentialgleichung, der sogenannten „Telegraphengleichung“, die die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen entlang von Wellenleitern beschreibt. Aufgrund des gewählten Optimierungsalgorithmus, der ein wichtiger Teil des Verfahrens ist und die Laufzeit des Systems wesentlich mitbestimmt, dauert die Lösung eines einfachen Standardproblems bei Oswald mehrere Tage, während Schlaegers Algorithmus bereits nach einigen Minuten Ergebnisse liefert.

Ein anderes Verfahren zur Rekonstruktion von Bodenfeuchteprofilen aus TDR-Messungen ist von Pereira Dos Santos (1997) entwickelt worden, welches von Laurent (2000) zusammenfassend dargestellt wird. Hierbei wird auf die Formulierung einer Wellengleichung verzichtet. Die Methode nutzt den Umstand aus, dass elektromagnetische Wellen an Grenzflächen zwischen zwei Materialien unterschiedlicher dielektrischer Eigenschaften teilweise reflektiert und teilweise transmittiert werden. Das TDR-Signal kann als Überlagerung sehr vieler solcher hin- und herlaufenden Wellen angesehen werden. Auch hier erfolgt eine inverse Parameterschätzung der dielektrischen Eigenschaften des Bodens, die durch Kalibartionsbeziehungen in Bodenfeuchte transformiert werden kann. Dazu wird der Boden entlang der Messstrecke in Schichten eingeteilt, denen unterschiedliche Eigenschaften zugeordnet werden, die aus den unterschiedlichen Feuchten resultieren. Dann wird mit dem gewählten einfachen Ansatz eine Wellenausbreitung simuliert und das Ergebnis mit der TDR-Messung verglichen. Die Parameter der Schichten werden dann so lange verändert, bis Messung und Simulation gut übereinstimmen. Das Verfahren ist eher konzeptionell und weniger nah an der Physik der Wellenausbreitung. Einige Effekte wie etwa die oft nicht vernachlässigbare elektrische Leitfähigkeit des Bodens, die das TDR-Signal stark beeinflussen kann, werden nicht berücksichtigt.

TDR-Geräte zeichnen den Verlauf einer Signalausbreitung im Zeitbereich auf. Die Signalamplitude wird als Funktion der Zeit dargestellt. Einfachere TDR-Geräte, die sich wie das System „Trime“ von IMKO (www.imko.de) auf eine reine Laufzeitmessung beschränken, sind für die Anwendung eines Rekonstruktionsalgorithmus ungeeignet. Geräte, die für das Rekonstruktionsverfahren geeignet sind, sind zum Beispiel „Tektronix Metallic Cable Tester 1502B/C“ (www.tek.com/de) oder „TDR100“ von Campbell Scientific, das von Hyperlabs entwickelt wurde und von dieser Firma unter dem Namen „HL1500“ ebenfalls vertrieben wird (www.hyperlabsinc.com).

Die oben beschriebenen Auswerteverfahren arbeiten wie die TDR-Geräte selbst im Zeitbereich. Genauso gut kann die Signalanalyse aber auch im Frequenzbereich erfolgen. Norgren (1996) hat ein Verfahren zur Rekonstruktion der Bodenfeuchte im Frequenzbereich geschaffen. Dazu kann entweder ein TDR-Signal durch Fourier-Transformation im Frequenzbereich dargestellt werden, oder man verwendet ein Messgerät, das von vorn herein im Frequenzbereich operiert. Diese sogenannten Frequency-Domain-Reflektometer (FDR) müssen ebenso wie die zur Rekonstruktion einsetzbaren TDR-Geräte besondere Anforderungen erfüllen. Diese sogenannten „Netzwerkanalysatoren“ sind aufwändige und damit kostspielige Geräte, die in absehbarer Zeit keine breite Verwendung für operationelle Feldmessungen finden werden.

Andere einfachere Geräte, die ebenfalls unter die Rubrik FDR fallen, sind für die Rekonstruktion ungeeignet, weil sie keine Reflektometer im eigentlichen Sinne sind. Dazu zählen zum Beispiel kapazitive Messsonden wie die Theta Probe (www.delta-t.co.uk).

Zusammenfassend kann folgendes festgehalten werden:

1. Die Kombination TDR/Rekonstruktionsalgorithmus zur Bestimmung von Bodenfeuchteprofilen besitzt wesentliche Vorteile gegenüber anderen Verfahren. Dazu zählen die geringe Störung des Bodens durch die Stabsonden, die einfache Installation der Sonden und die feine räumliche Diskretisierung der Profile.
2. TDR-Geräte sind weit verbreitet und gut bekannt. Die verfügbaren FDR-Geräte sind für den praktischen Einsatz bisher wenig geeignet, kompliziert und kostspielig.
3. Der Algorithmus nach Schlaeger (2002) ist durch die Verwendung der Telegraphengleichung nah an der Physik der Wellenausbreitung. Effekte wie elektrische Leitfähigkeit werden berücksichtigt, wodurch die Ergebnisse der Bodenfeuchte-Rekonstruktion verbessert werden. Die Software hat einen Reifegrad erreicht, der in Kürze einen operationellen Einsatz des Verfahrens ermöglicht.

1.1.3 Ableitung bodenhydraulischer Parameter aus TDR-Messungen

Die TDR-Methode wird seit mehr als zwanzig Jahren für die Bodenfeuchtemessung eingesetzt (Topp et al., 1980). Dabei konnte bisher immer nur der mittlere Wassergehalt entlang der Messstrecke ermittelt werden, die meist aus parallelen Metallstäben besteht, die im Boden installiert sind. Kurze Sonden liefern dabei quasi punktuelle Messungen, wo hingegen längere Sonden von mehreren Dezimetern Länge dazu verwendet werden können, den kumulativen Wassergehalt in der Bodensäule um die Stabsonde herum zu bestimmen.

Aus Beobachtungen des zeitlichen Verlaufs der Speicherfüllung der Bodensäule unter konstanter Beregnung lassen sich unter bestimmten Annahmen und Bedingungen bodenhydraulische Parameter ableiten. Dazu wurde eine analytische Lösung der Richards-Gleichung unter konstanten Flussrandbedingungen und der Annahme eines homogenen Bodens entwickelt (Sander, 1988, Broadbridge et al., 1988). Das Fortschreiten einer Infiltrationsfront im Boden lässt sich so für einen bestimmten Parametersatz simulieren. Form der Front und Ausbreitungsgeschwindigkeit werden durch bodenhydraulische Parameter wie Diffusivität und hydraulische Leitfähigkeit bestimmt. Aus Vergleichen des gemessenen zeitlichen Verlaufs der kumulativen Bodenfeuchte in einer Bodensäule mit den Ergebnissen der Simulation lassen sich bodenhydraulische Parameter invers bestimmen, in dem sie so lange variiert werden, bis die Simulation mit den Messergebnissen übereinstimmt (Parkin, 1992, 1995).

Der größte Nachteil dieses Verfahrens zur Bestimmung bodenhydraulischer Parameter besteht darin, dass es streng genommen nur für homogene Böden gilt. Reale Böden bestehen aber meist aus horizontalen Schichten mit zum Teil sehr unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften, über die nicht hinweg gemittelt werden darf. Außerdem haben Ferré et al. (1996) gezeigt, dass die Bestimmung der mittleren Bodenfeuchte mit einer langen Sonde im allgemeinen zu Fehlern führt, wenn der Wassergehalt nicht gleichverteilt ist und ein nichtlinearer Zusammenhang zwischen TDR-Signallaufzeit und Bodenfeuchte besteht, was häufig der Fall ist.

Mit Hilfe des von Schlaeger (2002) entwickelten Algorithmus ist es indes möglich, den zeitlichen Verlauf von Infiltrationsfronten direkt zu messen, wie weiter unten gezeigt wird. Homogenität des Bodens ist dabei keine zwingende Voraussetzung. Auch hier ist eine inverse Schätzung bodenhydraulischer Parameter durch Vergleich der Entwicklung gemessener Bodenfeuchtestprofile mit einem Infiltrationsmodell denkbar. Dieser Ansatz ist bisher noch nicht verfolgt worden, wäre aber für die Charakterisierung der zukünftigen Testflächen interessant, die für das Hochwasser-Warnsystem zur Beobachtung ausgewählt wurden.

1.1.4 Regionalisierung

Die großen Bemühungen der letzten Jahre im Bereich der Regionalisierung in der Hydrologie (Diekkrüger et al., 1997; Kleeberg et al., 1999) zeigen den immensen Forschungsbedarf auf. Nach Kleeberg (1992) werden die Begriffe Regionalisierung und regionale Übertragung zusammengefasst und definiert als: Bestimmung einer räumlichen Verteilung der Funktion g in Abhängigkeit von lokalen abhängigen Größen $p(j)$, die aus anderen Gebieten mit Hilfe von Übertragungsfunktionen h abgeleitet werden. Durch die Beschränkung der Regionalisierung auf die Abflussaktivität (AA) kann der formale Zusammenhang im zweidimensionalen Raum wie folgt ausgedrückt werden:

$$AA(x,y,t) = f(x,y,p(j,t,h))$$

Die zeitliche Variabilität der Abflussaktivität (AA) ist vielfach nachgewiesen (Casper, 2002) und findet daher durch die Variable t ebenfalls Eintrag. Die weiteren Betrachtungen zeigen Möglichkeiten auf, die Verteilungsfunktion $p(j,t)$ näher zu beschreiben, wobei die Abflussaktivität über die Bodenfeuchteverteilung in Kombination mit der Verteilung der dominanten Abflussbildungsprozesse angenähert werden muss.

Zur Ermittlung von Flächeninformationen aus punktuellen Messungen wird häufig auf einfache Interpolationsverfahren wie Dreiecksmethode oder Thiessen-Polygon-Verfahren zurückgegriffen, wobei die Geometrie des Messnetzes das Interpolationsschema beeinflusst. Lehmann (1995) versucht mit Hilfe von Kriging-Verfahren, Verfahren mit gewichteten, gleitenden Mittelwerten, zusätzliche flächenhafte Gebietsinformation zur räumlichen Interpolation von Bodenfeuchtemesswerten zu verwenden. Die Erstellung des räumlichen Zusammenhangs mittels Semivariogrammen führt im Weiherbachgebiet (Kraichgau) zu einer Reichweite von 300m. Insbesondere bei der Verwendung nominaler Informationen zeigt das verwendete Bayes-Markov Kriging aufgrund der Reichweite ein Durchpausen der Zusatzinformation. Dennoch wird der Topographieindex $\ln(a/\tan\beta) \cdot \phi'$, der die Einflussgrößen Lokales Einzugsgebiet, Geländeneigung und Exposition berücksichtigt, sowie die Landnutzung als Einflussfaktoren der Bodenfeuchte herausgestellt. Dem widerspricht Chiffard (2003), der durch einfache Regression ein Bestimmtheitsmaß R^2 des Topografischen Index $\ln(a/\tan\beta)$ zu vier Messterminen von unter 0,14 berechnet. Einen signifikanten Einfluss der Reliefmerkmale relative Höhe und relative Hanglänge auf die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte konnte jedoch nachwiesen werden, wobei auch hier das Bestimmtheitsmaß R^2 0,65 nicht überschreitet.

Fernerkundungsdaten zur Bestimmung der Landnutzung, Oberflächentemperatur, Globalstrahlung und Schneebedeckung dienen Mauser (1998) der Bestimmung der Verdunstungs- und Bodenfeuchteverteilung unter zu Hilfenahme des physikalisch basierten prozessorientierten multiskaligen Evapotranspirations-Modells PROMET.

Die direkte Ableitung der Bodenfeuchte aus multispektralen Satellitenaufnahmen untersucht Belz (2000). Eine Hauptkomponententransformation liefert hier als Ausgabe die Feuchte (Crist, 1984), die der Bodenfeuchte gleichgesetzt wird. Über den Vergleich zweier Aufnahmen wird ein Bodenfeuchteindex ermittelt.

Zur prozessbasierten Hydrotopausweisung sind vielversprechende Ansätze in der Tracerhydrologie erarbeitet worden (Leibundgut, 1995). Weitere Ansätze versuchen aus der Kombination von geoökologischen Parameter mit dem digitalen Geländemodell Grundlagen zur Hydrotopausweisung zu schaffen (Waldenmeyer et al., 2001; Casper, 2002). Potentiell dominanten Abflussprozesses werden durch das wissensbasierte System FLAB auf Grundlage von breitenverfügbaren Informationen ausgewiesen (Peschke et al., 1999).

2 Bearbeitungsstand

2.1 Labormessungen

Um die Robustheit der Mess- und Auswerteverfahren zu testen, ist am Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik ein Lysimeter aufgebaut worden, mit dem verschiedene Bodenfeuchtesonden, Messgeräte und Auswerteverfahren miteinander verglichen werden können. Mit Hilfe der Laboruntersuchungen wird die gesamte „Werkzeugkette“ durchlaufen, die zur Ableitung von Bodenfeuchteprofilen notwendig ist. Neue Dreistabsonden wurden entwickelt und mussten auf ihre Tauglichkeit für das Vorhaben geprüft werden. Umfangreiche Kalibrationsmessungen waren notwendig, um die Ergebnisse des Rekonstruktionsalgorithmus in die Bodenfeuchte zu übersetzen. Neue Multiplexer sind gebaut worden, durch die mehrere Sonden mit einem TDR verbunden werden können, und die eine weitverzweigte Baumstruktur ermöglichen. Verschiedene TDR-Geräte galt es zu testen, zu denen auch der selbstentwickelte Prototyp eines neuartigen TDRs gehört. Da der Messstand weitgehend automatisch laufen und fernsteuerbar sein sollte, wurde auf dem Kontrollrechner das Betriebssystem Linux installiert. Die gesamte Steuersoftware inklusive der Programme für die Messgeräte ist komplett selbst entwickelt worden. Dabei war die Wiederverwertbarkeit der Komponenten für ein späteres autarkes Feldmesssystem ein wichtiges Kriterium. Schliesslich musste der Rekonstruktionsalgorithmus von Schlaeger (2002) für die besonderen Anforderungen und die verschiedenen Messgeräte angepasst werden.

2.1.1 Material und Methoden

TDR-Verfahren

Breitet sich eine geführte Welle im Vakuum mit Lichtgeschwindigkeit c_0 aus, etwa entlang zweier unabgeschirmter paralleler Leiter (Lecher-Leitung, Telegraphen-Leitung), ist die Geschwindigkeit herabgesetzt, wenn die Leitung von einem Dielektrikum umgeben ist. Eine TDR-Bodenfeuchtesonde ist nichts anderes als ein unabgeschirmter Wellenleiter, der vom Dielektrikum „Boden“ umgeben ist. Eine sich darin ausbreitende Welle interagiert mit dem umgebenden Material. Wenn das die Leitung einbettende Medium homogen und isotrop ist, ergibt sich für die Ausbreitungsgeschwindigkeit v eines elektromagnetischen Impulses:

$$v = \frac{1}{\sqrt{L \cdot C(\varepsilon)}}. \quad (\text{Gleichung 1})$$

Dabei ist L die Induktivität der Sonde und C die Gesamtkapazität des Systems aus Sonde und Boden. Die Kapazität wird durch die sogenannte Dielektrizitätszahl oder dielektrische Permittivität ε des Mediums bestimmt, die ein Maß für die Stärke der elektromagnetischen Wechselwirkung ist: Je größer ε , desto größer C und desto kleiner v . Die einfachere Formel $v = c_0 / \sqrt{\varepsilon}$, welche häufig in der Literatur über TDR-Verfahren zu finden ist, ist nur für den Sonderfall von unbeschichteten Wellenleitern ohne Isolierung gültig.

Die Permittivität eines Materialgemisches wie dem Boden ist eine nichttriviale Mischung der Permittivitäten der einzelnen Komponenten. Die Permittivität von Luft ist 1, von Wasser liegt etwa 80, von der Bodenmatrix um die 5. Damit werden die dielektrischen Eigenschaften des Bodens maßgeblich vom Wasseranteil bestimmt.

Versuche, diese Mischung durch sogenannte Mischungsregeln universell zu beschreiben, sind bisher fehlgeschlagen. Es gibt mehr oder weniger befriedigende Mischungsregeln für bestimmte Anwendungen (Roth, 1990, Birchak, 1974) aber keine allgemeingültige. Deshalb müssen in der Praxis oft Kalibrationsmessungen durchgeführt werden, um den Zusammenhang zwischen Permittivität und Bodenfeuchte bei einem gegebenen Boden empirisch zu beschreiben und optimale Ergebnisse zu erzielen.

Um die Laufzeit elektromagnetischer Wellen entlang von Wellenleitern bestimmen zu können werden TDR-Geräte eingesetzt. Ein TDR-Gerät besteht aus einem Pulsgenerator und einer Abtasteinheit („Sampler“), die im Prinzip wie ein Oszilloskop funktioniert (Abbildung 3). Der Pulsgenerator erzeugt periodische elektromagnetische Impulse (Spannungsschritte) meist in Form einer Rechteckschwingung. Jedes der ausgesandten Rechtecksignale ist eine elektromagnetische Welle, die sich zunächst entlang eines abgeschirmten Koaxialkabels ausbreitet, wobei keine Wechselwirkung mit der Umgebung stattfindet. Am Ende des Koaxialkabels befindet sich eine Sonde, die von dem zu untersuchenden Material umgeben ist. In der vorliegenden Studie werden wegen der besonderen Anforderungen dazu selbstentwickelte 3-Stab-Sonden verwendet, die von der Bodenoberfläche aus eingestochen werden können und die Bodenhydraulik vergleichsweise wenig stören. Trifft nun die ausgesandte Welle auf den Übergang Koaxialkabel-Sondenkopf, wird aufgrund des sich ändernden Wellenwiderstands (Impedanzsprung) ein Teil der Welle reflektiert und der Rest in die Sonde hinein transmittiert. Der reflektierte Anteil überlagert den noch nicht beendeten hinlaufenden Spannungspuls, läuft zurück zum TDR-Gerät und wird dort von der Abtasteinheit aufgezeichnet. Die Zeit bis zur Ankunft dieser ersten reflektierten Komponente ist die Laufzeit des Impulses vom TDR-Gerät bis zum Sondenkopf und zurück.

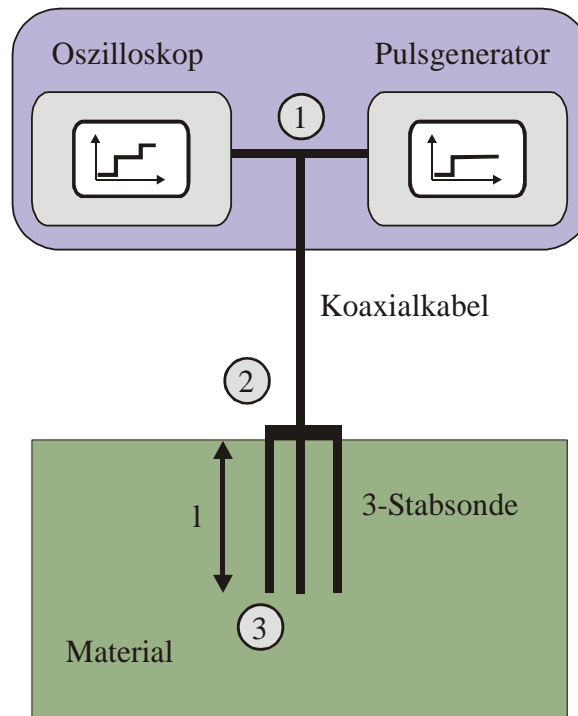


Abbildung 3: Prinzip eines Time-Domain-Reflektometers.

Der Anteil der Welle, der durch die Sonde läuft, interagiert mit dem umgebenden Medium. Je größer die dielektrische Permittivität des Mediums ist, desto langsamer pflanzt sich die Welle fort. Am Ende der Sondenstäbe kommt es erneut zu einer Reflexion. Der reflektierte Anteil überlagert wieder die hinlaufenden Anteile, läuft zurück Richtung TDR-Gerät und wird dort ebenfalls aufgezeichnet. Die Zeit zwischen den Reflexionen an Anfang und Ende der Sonde entspricht der Laufzeit des Signals entlang der Sonde (Abbildung 4).

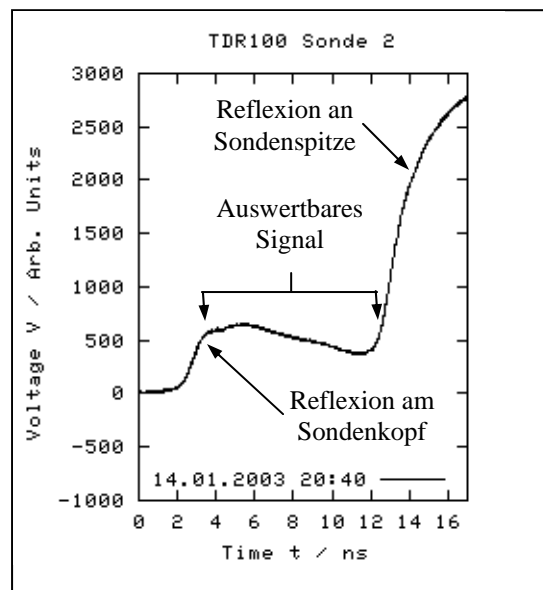


Abbildung 4: TDR-Signal, Reflexionen an Anfang und Ende der Sonde, Struktur dazwischen ist ein Ausdruck der Bodenfeuchteverteilung.

Es gibt mehrere Möglichkeiten, aus dieser Laufzeitmessung die Feuchte des Materials abzuleiten. Eine Methode besteht darin, eine direkte Kalibrationskurve zwischen Laufzeit und Feuchte im Labor zu ermitteln, bei vom gegebenen Material und der Sonde abhängig ist. Bei jeder Änderung der Konfiguration muss eine neue Kalibration durchgeführt werden, wenn man den absoluten Feuchtegehalt möglichst genau bestimmen will.

Eine andere Möglichkeit besteht in der Aufnahme zweier getrennter Kalibrationsbeziehungen. Die eine beschreibt den Zusammenhang zwischen Feuchte und Permittivität des Materialgemisches, die andere zwischen Permittivität des Gemisches und der gemessenen Ausbreitungsgeschwindigkeit. Erstere ist vom Boden, letztere von der Geometrie und der Beschichtung der Sonde abhängig. Der Vorteil der getrennten Kalibrationen liegt in der höheren Flexibilität und der Wiederverwertbarkeit der Kalibrationskurven. Wird etwa ein neuer Sensor verwendet, müssen nur die Parameter im Labor bestimmt werden, die den Zusammenhang zwischen Ausbreitungsgeschwindigkeit und Permittivität des umgebenden Materials beschreiben. Der Zusammenhang zwischen Feuchte des Materialgemisches und dessen Permittivität bleibt davon unbeeinflusst.

Um nun die Feuchte aus dem TDR-Signal zu bestimmen sind einige Zwischenschritte notwendig. Die Zeit zwischen den Reflexionen, die am Anfang und Ende der Sonde auftreten, wird bestimmt und daraus unter Berücksichtigung der bekannten Sondenlänge die Ausbreitungsgeschwindigkeit ermittelt. Unter Berücksichtigung der Sondereigenschaften wird daraus die Permittivität des Umgebungsmaterials bestimmt. Zuletzt wird über den zuvor bestimmte bodenabhängige Kalibration aus der Permittivität der volumetrische Wassergehalt bestimmt.

Rekonstruktionsalgorithmus und Kalibrationsfunktionen

In einem TDR-Reflektogramm stecken mehr Informationen als nur die mittlere Bodenfeuchte, die aus der Laufzeit entlang der Sonde bestimmt wird. Der Bereich zwischen den Reflexionen an Anfang und Ende der Sonde ist von der Bodenfeuchteverteilung entlang der Signalausbreitung bestimmt. Da sich die Bodenfeuchteverteilung nicht direkt aus dem Signal bestimmen lässt, muss sie über eine inverse Parameterschätzung ermittelt werden („inverse Modellierung“).

Dazu wird ein mathematisches Modell aufgebaut, mit dem die Wellenausbreitung entlang der Sonde simuliert werden kann. Der Wellenleiter wird fein diskretisiert. Jedem der daraus entstehenden Berechnungspunkte werden Parameter zugewiesen, die die dielektrischen Eigenschaften des Systems beschreiben.

Die Parameter des mathematischen Modells müssen so lange variiert werden, bis die simulierte Wellenausbreitung zu einer fiktiven TDR-Messung führt, die mit der realen Messung hinreichend genau übereinstimmt. Die Ähnlichkeit zwischen Messung und Simulation ist das Maß für die Güte der Parameterschätzung. Die in diesem Sinne beste Parameterschätzung ist unter den gemachten Annahmen im Modell die beste Schätzung für die realen Verhältnisse. Aus diesen Parameterprofilen entlang der Sonde lassen sich dann in einem nachgeschalteten Schritt unter Verwendung von Kalibrationsbeziehungen Bodenfeuchteprofile ableiten.

Der für das Vorhaben favorisierte Algorithmus von Schlaeger (2002) verwendet eine abgewandelte Form der Telegraphengleichung, um die Wellenausbreitung zu beschreiben. Diese partielle Differentialgleichung 2. Ordnung ist ihrer Struktur nach eine Wellengleichung. Allgemein lässt sich die Ausbreitung einer elektromagnetischen Welle mit den Grundgleichungen der Elektrodynamik, den Maxwell-Gleichungen, beschreiben. Die numerische Lösung der Feldgleichungen ist sehr aufwendig.

Unter bestimmten Bedingungen kann das System durch ein elektronisches Ersatzschaltbild beschrieben werden (Abbildung 5), das aus den Maxwell-Gleichungen unter den vereinfachenden Annahmen abgeleitet werden kann. Die wichtigsten Voraussetzungen sind, dass die Frequenzabhängigkeit der Materialeigenschaften vernachlässigt werden kann und dass die Wellenausbreitung sich im sogenannten transversal-elektromagnetischen Mode (TEM-Mode) vollzieht. Die elektromagnetische Welle wird bei dieser Vereinfachung nicht als zeitlich und räumlich veränderliches Vektorfeld der elektrischen und magnetischen Feldstärke ausgedrückt sondern in Strom und Spannung. Die daraus entstehende Formulierung ist „griffiger“ und in der Praxis besser zu handhaben.

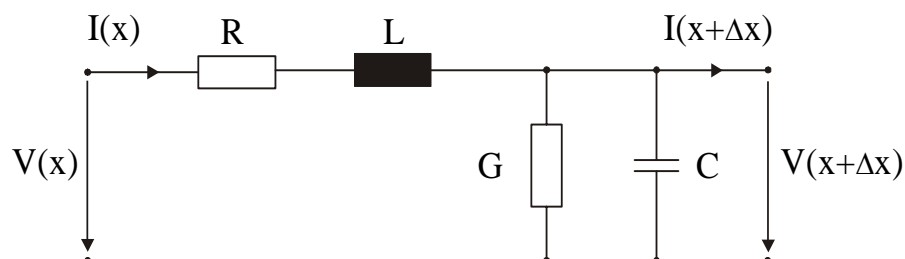


Abbildung 5: Infinitesimal kleines Element des elektronischen Ersatzschaltbilds für einen Wellenleiter. Die Parameter sind auf eine Längeneinheit bezogen. R : Längswiderstand, L : Längsinduktivität, C : Querkapazität C , G : Effektive Querleitfähigkeit.

Abbildung 5 zeigt ein infinitesimal kleines Element des elektronischen Ersatzschaltbildes. Widerstand R und Induktivität L sind Konstanten der Sonde, Kapazität C und effektive Leitfähigkeit G werden durch das Medium beeinflusst, welches die Sonde umgibt. Der Zusammenhang zwischen Strom I und Spannung V wird durch die Kirchhoffschen Regeln ausgedrückt. Die mehrfache Anwendung dieser Regeln, das weitere Ableiten und die Substitution der Gleichungen liefert dann die Wellengleichung für die Spannung:

$$\left[LC \frac{\partial^2}{\partial t^2} + LG \frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{L}{L} \frac{\partial}{\partial x} - \frac{\partial^2}{\partial x^2} \right] V(x, t) = 0 . \quad (\text{Gleichung 2})$$

Diese Gleichung beschreibt die Ausbreitung eines vom TDR generierten Spannungssprungs entlang der Sonde. Der Einfachheit halber wird der Widerstand R gleich Null gesetzt, was eine Vernachlässigung des Skin-Effekts bedeutet. Der Induktivitätsbelag L muss entweder mit Hilfe numerischer elektrodynamischer Simulationswerkzeuge oder experimentell im Labor bestimmt werden.

Die Parameterverteilungen $C(x)$ und $G(x)$ beschreiben die dielektrischen Eigenschaften entlang der Sonde, die vor allem durch die Bodenfeuchte $\theta(x)$ bestimmt werden. $C(x)$ und $G(x)$ liegen diskret an den Berechnungspunkten vor. Die räumliche Diskretisierung für das vorliegende Problem umfasst typischerweise mehrere hundert Ortspunkte. Damit sind mehrere hundert Parameter zu optimieren. Die numerische Lösung des vollständigen Anfangs-Randwert-Problems sowie der im weiteren benötigte Optimierungsalgorithmus zur Suche der besten Parameterverteilungen von C und G sind bei Schlaeger (2002) detailliert beschrieben.

Da zwei Parameterverteilungen $C(x)$ und $G(x)$ zu optimieren sind, sind allgemein zwei unabhängige Messungen durchzuführen. Dies kann zum Beispiel dadurch geschehen, dass die Sonde von beiden Seiten mit einem Koaxialkabel verbunden wird, so dass Messungen von beiden Seiten erfolgen können. Im vorliegenden Fall ist das nicht praktikabel. Ein Ausweg ist die von Hakanson (1997) beobachtete Beziehung zwischen Leitfähigkeit und Kapazität, die beide von der Bodenfeuchte abhängen:

$$\begin{aligned} G(C) &= 0, \text{ für } C < C_0, \\ G(C) &= G_{\max} (1 - \exp(-(C - C_0)/C_d)), \text{ für } C \geq C_0. \end{aligned} \quad (\text{Gleichung 3})$$

Durch diese zusätzliche Beziehung erübrigt sich die zweite Messung, da in Gleichung 2 G durch C ausgedrückt wird. Dazu wurden im Labor Messungen bei verschiedenen

Feuchtegehalten durchgeführt, aus denen die nötigen Parameter abgeleitet werden (Becker et al., 2004a). Die ermittelten Werte sind: $G_{\max} = 3.9 \text{ mS/m}$, $C_0 = 50 \text{ pF/m}$ und $C_d = 18 \text{ pF/m}$. Das Ergebnis des Rekonstruktionsverfahrens ist das Kapazitätsprofil $C(x)$ entlang der Sonde. Ein Beispiel für ein solches Profil ist in Abbildung 6, oben rechts, zu finden.

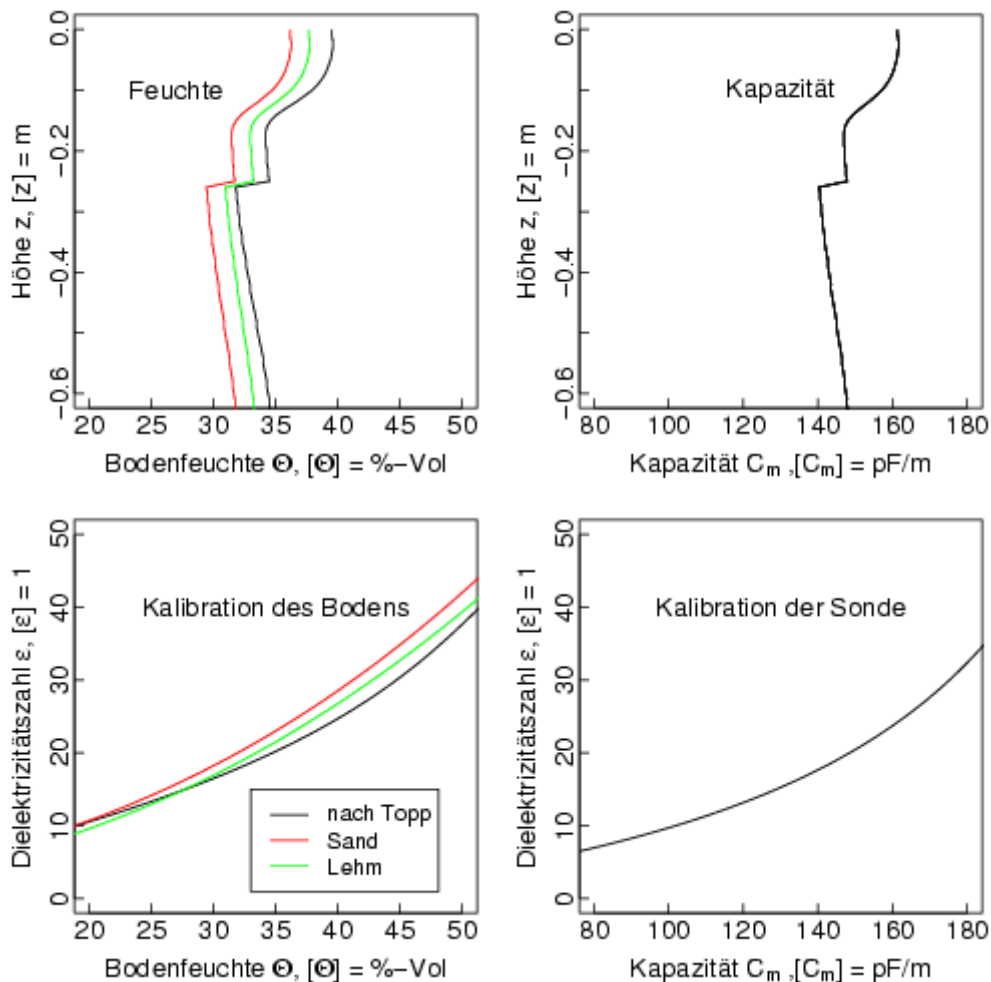


Abbildung 6: Übergang vom rekonstruierten Kapazitätsprofil zum Bodenfeuchteprofil. Oben rechts: vertikales Kapazitätsprofil $C(z)$; unten rechts: Kapazitätsmodell $C(\epsilon)$ der Bodenfeuchtesonde; unten links: drei Beispiele für bodenspezifische Kalibrationsbeziehungen zwischen Bodenfeuchte θ und relativer Permittivität ϵ des Bodens, die der Literatur entnommen wurden (Topp et al., 1980), oder im Labor bestimmt wurden (Sand, Lehm); oben links: vertikale Bodenfeuchteprofile $\theta(z)$, resultierend aus den verschiedenen Bodenkalibrationen.

Die Kapazität wird durch Sondeneigenschaften und die relative Permittivität ϵ des umgebenden Materials bestimmt. Um aus der Kapazität C die Permittivität ϵ zu bestimmen, ist es nötig, das für die verwendete Sonde gültige Kapazitätsmodell zu bestimmen. Für die für das Projekt entwickelte 3-Stabsonde gilt:

$$C = \frac{\varepsilon C_1 \cdot C_2}{\varepsilon C_1 + C_2}, \quad (\text{Gleichung 4})$$

mit zwei konstanten Sondenparametern C_1 und C_2 , die durch elektrodynamische Simulationsmodelle oder durch Kalibrationsmessungen im Labor bestimmt werden können. Gleichung 4 muss noch nach ε aufgelöst werden, um aus dem Kapazitätsprofil $C(x)$ des Systems Sonde/Boden das Dielektrizitätsprofil $\varepsilon(x)$ des Bodens allein zu bestimmen. Abbildung 6, unten rechts, zeigt den Verlauf des Kapazitätsmodells für die später verwendete Sonde.

Eine weitere von der Sonde unabhängige Kalibration ist notwendig, um den Zusammenhang zwischen Permittivität ε und Bodenfeuchte θ zu bestimmen. Diese Beziehung kann im Labor ermittelt werden. Beispiele für solche Kalibrationsfunktionen sind in Abbildung 6, unten links, zu finden.

Der Weg vom Kapazitätsprofil $C(x)$ zum Feuchteprofil $\theta(x)$ über die beiden Transformationsvorschriften $\varepsilon(C)$ und $\theta(\varepsilon)$ ist in Abbildung 6 zusammengefasst. Oben rechts ist ein typisches Kapazitätsprofil gegeben. Wenn man von einem beliebigen Punkt $C(x_0)$ aus nach unten geht, bis man die Kurve schneidet, die in Diagramm unten rechts gegeben ist, lässt sich an der dazugehörigen Ordinate die Permittivität $\varepsilon(C(x_0))$ ablesen. Das Diagramm unten links liefert dann die dazugehörige volumetrische Bodenfeuchte $\theta(\varepsilon(C(x_0)))$. Diese lässt sich wieder gegen den Ort x_0 auftragen, wie im Diagramm oben links geschehen. Das Ergebnis ist die Bodenfeuchte $\theta(x_0)$.

Die drei dargestellten Bodenfeuchteprofile sind Ergebnisse unterschiedlicher empirischer Zusammenhänge zwischen Permittivität ε und vol. Bodenfeuchte θ . Die sorgfältige Ermittlung gerade dieser Beziehung ist wesentlich für die Genauigkeit der Absolutwerte des resultierenden volumetrischen Wassergehalts.

OBSERVER, Prototyp eines neuartigen TDR-Geräts

Die benötigten TDR-Geräte müssen in der Lage sein, den zeitlichen Verlauf der Wellenausbreitung vollständig aufzuzeichnen. Diese Klasse von Geräten wird im folgenden „Sampling TDR“ genannt (abtastend, engl. sampling). Da sie sehr kostspielig sind, entziehen sie sich einer breiten Anwendung. Viele hydrologische Grundlagenuntersuchungen, die einen massiven Einsatz solcher Geräte fordern, können deshalb entweder gar nicht oder nur mit

erheblichen Abstrichen durchgeführt werden, was die räumliche und zeitliche Auflösung der Messungen anbelangt. Aus diesem Missstand heraus erwuchs die Frage, ob man nicht ein eigenes TDR-Gerät bauen kann, welches aufgrund der Verwendung neuer Technologien bei gleichzeitigem Verzicht auf unnötige Features den Anforderungen optimal angepasst und deshalb kostengünstiger ist.

Im Rahmen der vorliegenden Pilotstudie konnte ein solches TDR in Zusammenarbeit mit der kanadischen Firma „ADD Automation“ bis zum Prototypstadium gebracht werden. Der Arbeitsname für dieses Gerät lautet OBSERVER, ein Akronym, das „One Bit Sampling Electromagnetic Reflectometer for Vadose Zone Evolution Recording“ bedeutet. Abbildung 7 zeigt den OBSERVER zusammen mit einer Interface-Platine, die die Kommunikation mit einem PC ermöglicht.

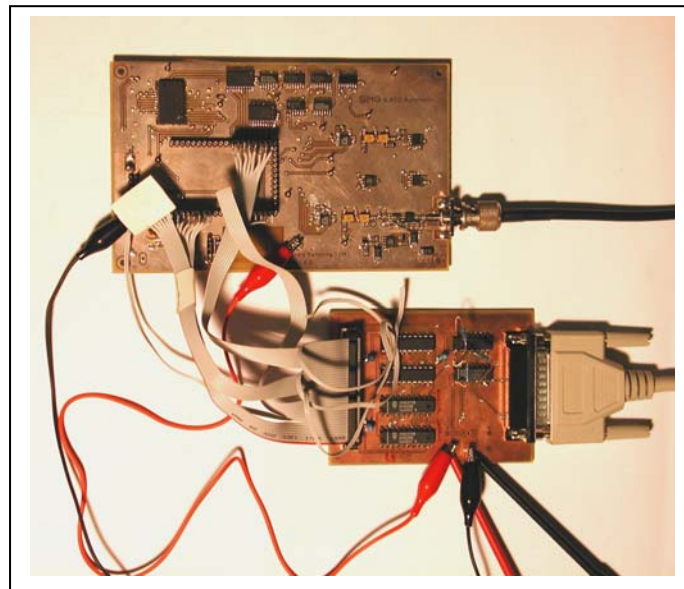


Abbildung 7: TDR-Gerät OBSERVER mit Interface-Platine

Die Abtastschaltungen herkömmlicher TDR-Geräte basieren auf sogenannten Abtast-Halte-Gliedern (Sample-and-Hold oder Track-and-Hold) (Mulvey, 1970). Ein Abtast-Halte-Glied besteht im Prinzip aus einem schnellen Schalter und einem Element zum Speichern von Spannungen, einem Kondensator (Abbildung 8).

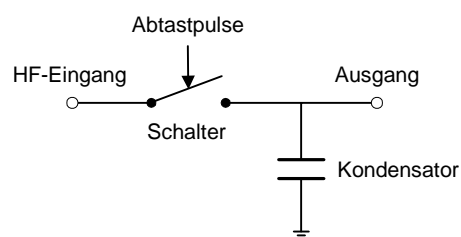


Abbildung 8: Prinzipskizze des Sample-and-Hold

An einem bestimmten Punkt des abzutastenden Eingangssignals wird kurzzeitig der Schalter geschlossen, sodass die momentane Eingangsspannung am Eingang des Kondensators liegt. Wird der Schalter wieder geöffnet, hält der Kondensator die Spannung, die dann von einem nachgeschalteten Analog-Digital-Wandler in einen digitalen Wert übersetzt wird. Der gesamte Vorgang muss sehr schnell ablaufen. Je länger der Schalter geschlossen bleibt, desto stärker wird über das Eingangssignal gemittelt (Tiefpass-Verhalten). Will man schnell sich ändernde Strukturen im Eingangssignal auflösen, muss man zu sehr kurzen Schaltzeiten übergehen. Bei kurzen Zuleitungslängen zu den Bodenfeuchtesonden können im TDR-Signal Flanken entstehen, die deutlich unterhalb einer Nanosekunde ansteigen. Um ausreichend viele Punkte innerhalb der Flanke abtasten zu können, muss die Schaltzeit des Abtast-Halte-Glieds wesentlich kürzer als eine Nanosekunde sein. Die Schaltzeiten liegen typischerweise im Bereich von 10-100 ps.

Diese schnellen Schalter werden oft durch Diodenbrücken realisiert, die sehr kurze, exakte, antisymmetrische Schaltimpulse benötigen. Diese werden üblicherweise mithilfe sogenannter Step-Recovery-Dioden (HP-AN917) erzeugt, die technisch nicht einfach zu handhaben sind. Sie sind beispielsweise empfindlich gegenüber elektrostatischer Entladung und benötigen im Betrieb sehr stabile Stromquellen.

Die Firma ADD Automation, Ottawa, Kanada, schlägt zur Lösung des Problems den sogenannten Binary Sampler vor. Anders als die Abtast-Glieder konventioneller TDR-Geräte ist dieser Sampler ein besonderer Regelkreis mit Rückkopplung, ein Delta Modulator (Steele, 1975), der im Equivalent-Time-Sampling-Modus betrieben wird. Das IWK konnte zusammen mit ADD Automation erstmals den Prototyp eines neuartigen TDR-Geräts realisieren, das auf Delta-Modulation (DM) beruht.

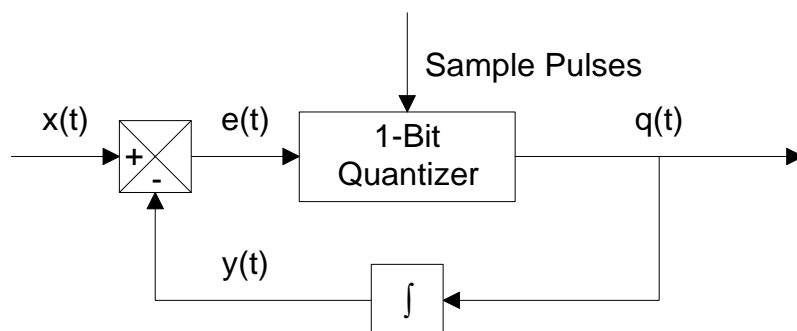


Abbildung 9: Blockdiagramm der Delta-Modulation. $x(t)$: abzutastendes Eingangssignal; $y(t)$: rückgekoppeltes Signal, Schätzung für $x(t)$; $e(t)$: Differenz zwischen $x(t)$ und $y(t)$; $q(t)$: Ausgang des 1-Bit-Quantisierers.

Das Prinzip der DM (Abbildung 9) kann wie folgt beschrieben werden: Bei einem Abtastimpuls (Sampling Pulse) zum Zeitpunkt t_i wird die Differenz $e(t_i) = x(t_i) - y(t_i)$ zwischen dem abzutastenden Eingangssignal $x(t_i)$ und dem Rückkopplungssignal $y(t_i)$ bestimmt und in einem 1-Bit-Quantisierer kodiert. Ist die Differenz positiv – ist also das Eingangssignal größer als das Rückkopplungssignal –, liefert der Quantisierer eine positive konstante Ausgangsspannung $q(t_i) = +\Delta V$. Diese wird einem Integrator zugeführt, dessen Ausgang das Rückkopplungssignal y bildet. Die Integration der konstanten positiven Spannung von Zeitpunkt t_i bis zum nächsten Abtastzeitpunkt t_{i+1} liefert eine linear steigende Rampe. Das als zu klein bewertete Rückkopplungssignal steigt also linear an. Wurde bis zu einem folgenden Abtastzeitpunkt t_k das Niveau des Eingangssignals überschritten – wird also $e(t_k)$ negativ –, kippt der Ausgang des 1-Bit-Quantisierers auf eine konstante negative Spannung, $q(t_i) = -\Delta V$, was zu einem Absenken des Rückkopplungssignals führt. Somit folgt $y(t)$ dem Signal $x(t)$. Es stellt eine Approximation des Eingangssignals dar, wobei $e(t)$ als „Fehler“ der Näherung betrachtet werden kann.

Die beiden Zustände des 1-Bit-Quantisierers können mit den logischen Zuständen „0“ und „1“ identifiziert werden, wobei etwa „1“ eine positive Ausgangsspannung und damit eine positive Differenz $e(t)$ bezeichnet. Die binäre Folge der kodierten Differenzen stellt einen differentiellen Pulscode dar, aus dem das abgetastete Signal rekonstruiert (dekodiert) werden kann. Dazu wird die Binärfolge sequenziell abgearbeitet. Bei jeder „1“ wird ein Zähler um eins hochgezählt (inkrementiert), bei jeder „0“ dekrementiert. Der Zählerstand ist proportional zur Signalamplitude.

Je nach Anwendungsfall des Samplers kann es von Nachteil sein, dass er in der augenblicklichen Form keine absoluten Signalamplituden wiederzugeben erlaubt. Die Kodierung des Signals durch die Differenzbildung des DM entspricht der Ableitung des Signals, die Dekodierung durch die Summation des Pulskodes einer Integration. Ist eine Funktion differenzierbar, erhält man durch Ausführung von Differenzierung und anschließender Integration die Funktion bis auf eine Konstante zurück. Dieser zusätzliche Freiheitsgrad führt zum Verlust des absoluten Amplitudenbezugspunkts im DM. Für die Anwendung in der Bodenfeuchtemessung ist dieser Umstand irrelevant.

Abbildung 10 zeigt die Simulation einer Signalabtastung in Echtzeit mit dem Delta Modulator. In Echtzeit bedeutet, dass die Abtastrate wesentlich höher ist als die höchste Frequenzkomponente des abzutastenden Signals. Das sinusförmige Eingangssignal $V(IN)$ wird durch das Rückkopplungssignal $V(OUT)$ (den integrierten Pulscode) approximiert. Der Pulskamm $V(CLK)$ bildet die Abtastpulse. Die Ausgangszustände des 1-Bit-Quantisierers werden durch $V(Q)$ wiedergegeben, wobei die beiden möglichen Zustände mit „0“ und „1“

identifiziert werden. Die resultierende binäre Sequenz ist der differentielle Pulsecode für das Eingangssignal.

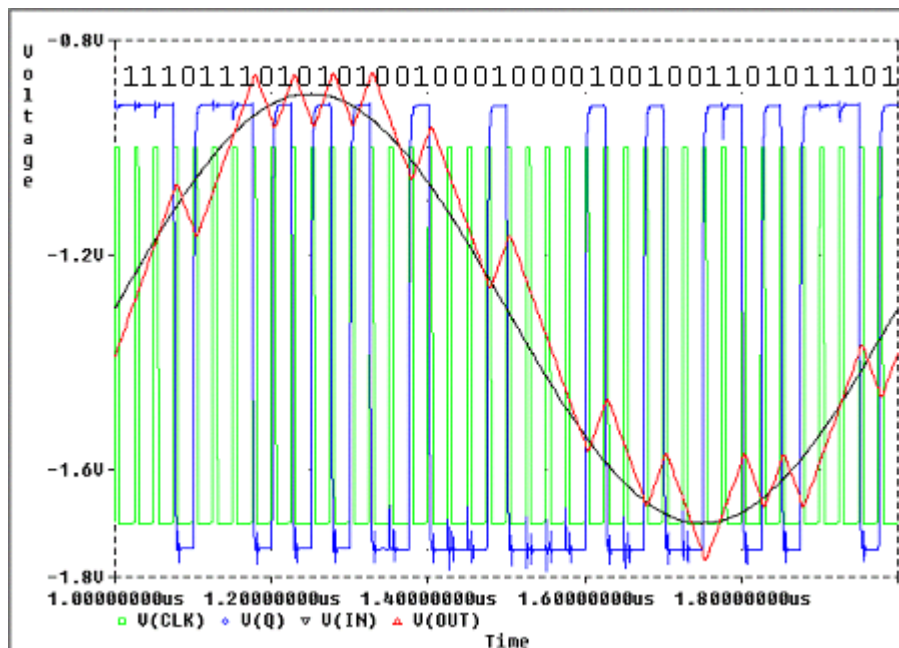


Abbildung 10: Simulation einer Abtastung mit Delta-Modulation. Mit den im Text verwendeten Bezeichnungen bedeuten die Kurven: schwarz: sinusförmiges Eingangssignal $x(t)$; rot: rückgekoppeltes Signal $y(t)$, abschnittsweise lineare Schätzung für $x(t)$; blau: Ausgang $q(t)$ des 1-Bit-Quantisierers; grün: Abtastimpulse. Die Bitfolge oberhalb der Kurven zeigt die Folge der Quantisierungszustände, die Kodierung des Eingangssignals.

Typische Signalanstiegszeiten, die mit einem TDR noch aufgelöst werden sollen, liegen im Bereich von 200ps bis 1ns. Um diese schnellen Signalflanken mit ausreichender Genauigkeit abzutasten, dürfen die Abtastzeitpunkte nicht mehr als etwa 50ps auseinander liegen. So hohe Abtastraten in Echtzeit zu realisieren ist extrem kostspielig und nur dann interessant, wenn es sich bei den abzutastenden Signalen um Transienten handelt, die nur einmal kurz auftauchen und danach nicht wieder. Da die typischen Zeitkonstanten von Prozessen, die die Feuchte im Boden verändern, gegenüber typischen Signallaufzeiten von weniger als 1 us sehr groß sind, kann das System Boden für den Zeitraum der Messung als konstant angesehen werden.

Deshalb ist es nicht nötig, ein TDR-Signal während einer Messung vollständig zu erfassen. Vielmehr kann das TDR-Signal mit vielen aufeinander folgenden Einzelmessungen abgetastet werden. Dabei werden periodisch Anregungsimpulse vom TDR in die Sonde geschickt und die resultierenden Signale in jeder Periode nur an einem Punkt abgetastet. Der Abtastzeitpunkt wird von Periode zu Periode langsam verschoben, so dass über viele Perioden hinweg das gesamte abzutastende Signal überstrichen wird. Abbildung 11 zeigt einen

Vergleich zwischen Real-Time- und Equivalent-Time-Sampling. Wie herkömmliche TDR-Geräte auch, arbeitet der OBSERVER nach diesem Prinzip des "Equivalent-Time-Sampling".

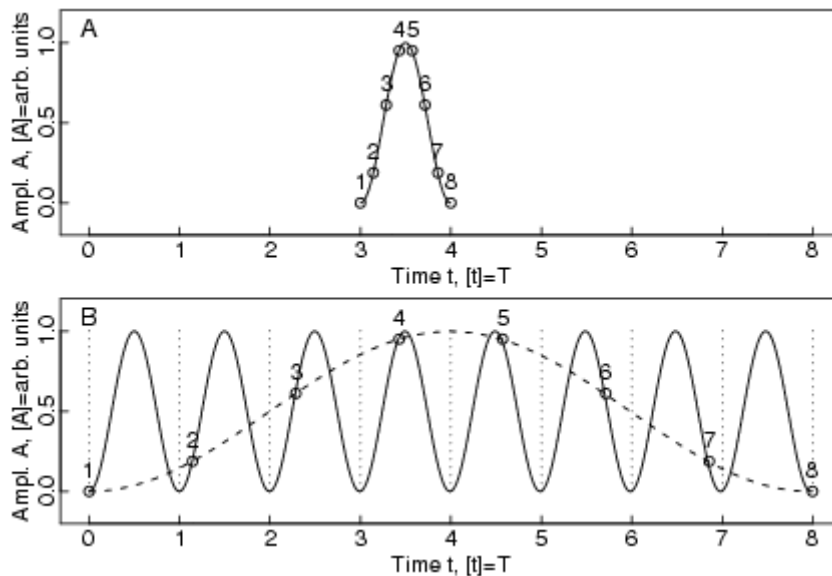


Abbildung 11: Verschiedene Abtastverfahren. A: Realtime-Sampling, ein transientes Signal wird zu acht Zeitpunkten abgetastet; B: Equivalent-Time-Sampling, das abzutastende Signal wird achtmal wiederholt, wobei pro Wiederholung nur eine Abtastung erfolgt.

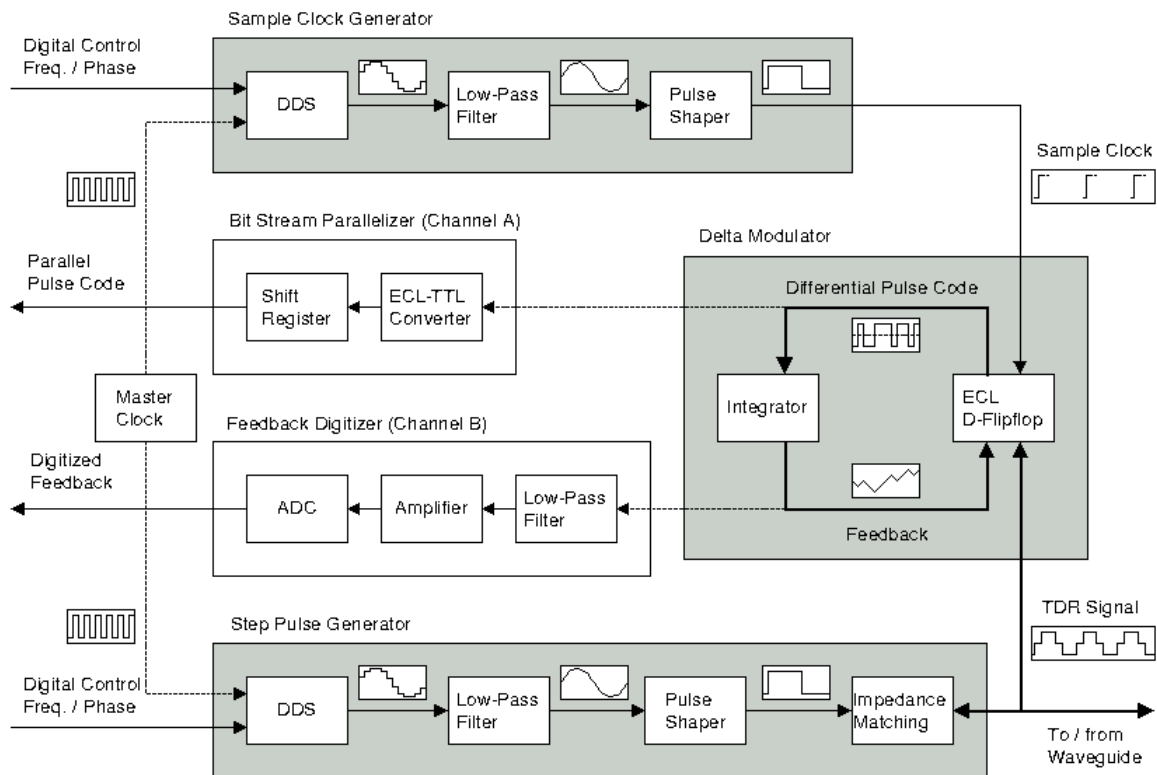


Abbildung 12: Blockschaltbild des OBSERVER.

Das Blockschaltbild des neuen Messgeräts zeigt Abbildung 12.

Der Delta-Modulator bildet den Kern der OBSERVER, um den sich weitere funktionale Blöcke gruppieren. Abbildung 12 zeigt das Blockschaltbild dieses neuartigen TDR-Geräts. Die wichtigsten Komponenten sind neben dem DM die Signalgeneratoren mit programmierbarer Frequenz. Der eine erzeugt die ausgesandten TDR-Pulse, der andere generiert die Abtastimpulse. Durch geringste Abweichungen in den Frequenzen wird pro ausgesandtem TDR-Puls nur eine Abtastung vorgenommen, wobei der Abtastpunkt im Laufe der Zeit über eine komplette Periode des TDR-Signals streicht. Eine genauere Beschreibung der Funktionsweise des OBSERVERS ist bei Hübner et al. (2004) zu finden.

Dreistabsonde

Im Rahmen des Pilotprojekts wurde eine neue Dreistabsonde entwickelt, die von der Bodenoberfläche aus eingestochen werden kann. Die Stäbe bestehen aus Rundstahl von 6 mm Durchmesser, die in PC-Rohre von 8 mm Außendurchmesser geschoben werden (Abbildung 13). Durch die Isolation werden die Verluste durch ionische Leitfähigkeit des Bodens während der Signalausbreitung minimiert, was im Vergleich zu unbeschichteten Stäben zu einer höheren Signalamplitude führt. Je größer die verbleibende Amplitude nach Durchlaufen der Messtrecke ist, desto zuverlässiger kann die Reflexion am Sondenende detektiert werden und desto genauer ist die Bodenfeuchtebestimmung.

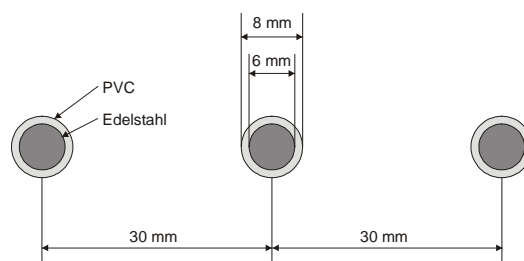


Abbildung 13: Querschnitt durch die Sondenstäbe der Dreistabsonde

Um die Sonde elektrodynamisch besser einordnen zu können, wurde sie mit Hilfe spezieller Software numerisch simuliert, was durch einen Werkvertrag abgedeckt wurde. Abbildung 14 und Abbildung 15 zeigen die Feldvektoren und die Verteilung der Feldenergie, die ein Maß für das Messvolumen der Sonde ist. Darüber hinaus lässt sich durch die numerische Simulation die für den Rekonstruktionsalgorithmus notwendige Induktivität L bestimmen. Um später aus dem resultierenden Kapazitätsprofil die Permittivität des Bodens allein entlang der Sonde bestimmen zu können, müssen zwei weitere Parameter – $C1$ und $C2$ – bestimmt werden (Hübner, 1999). Auch diese lassen sich durch eine numerische Simulation eingrenzen.

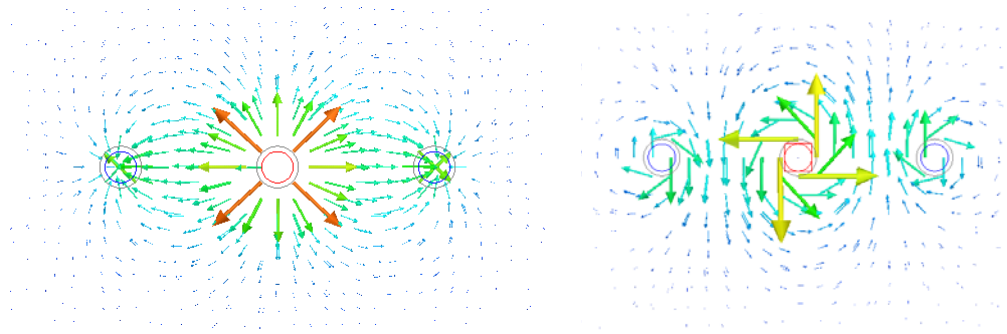


Abbildung 14: Felder der elektrischen und magnetischen Feldvektoren der 3-Stab-Sonde.

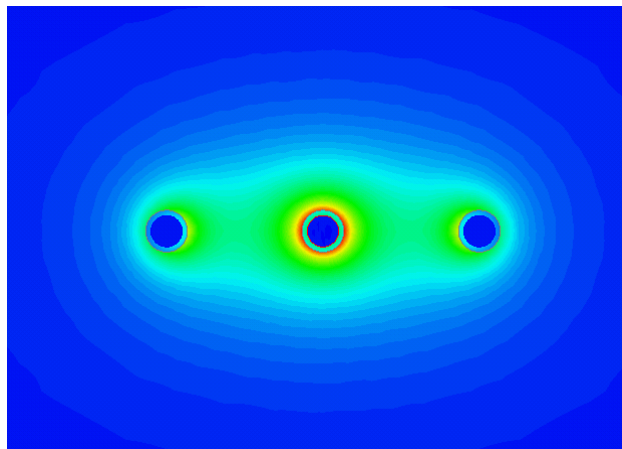


Abbildung 15: Feldstärkeverteilung der 3-Stab-Sonde.

Die Sondenparameter L , C_1 und C_2 lassen sich aber auch experimentell bestimmen. Dazu sind mindestens zwei weitere Messungen der Sonde in verschiedenen homogenen Materialien notwendig. Üblicherweise werden die Medien Luft und Wasser verwendet. Eine genaue Beschreibung des Verfahrens ist bei Becker et al (2004b) zu finden. Die dort ermittelten Werte sind in Tabelle 1 aufgelistet.

Parameter	Symbol	Wert	Einh.	Rel. Fehler / %
Permittivität von Wasser bei 25°C, Literaturwert	ϵ_w	78	---	vernachlässigt
Reflexionskoeffizient für den Übergang Koaxialkabel/Sondenkopf mit Sonde in Luft bei 14m Anschlusskabel (RG213)	r	0.55	---	± 1.8
Geschwindigkeit des EM Pulses entlang der Sonde in Luft	v_a	$3 \cdot 10^8$	m/s	-1.0
Geschwindigkeit des EM Pulses entlang der Sonde in Wasser	v_w	$0.774 \cdot 10^8$	m/s	± 3.0
Impulslaufzeit im Sondenkopf, Hin- und Rücklauf	t_h	354	ps	± 3.0
Elektrische Länge der Sondenstäbe	l'	0.604	m	± 1.0
Impedanz des Abschlusskabels (RG213)	Z_0	50	Ω	± 3.0
Impedanz der Sonde in Luft	$Z(\epsilon_a)$	172	Ω	± 4.3
Induktivität der Sondenstäbe	L	575	nH/m	± 4.0
Parameter des Kapazitätsmodells der Sonde, beeinflusst durch Stabgeometrie	C_1	20.5	pF/m	± 4.5
Parameter des Kapazitätsmodells der Sonde, beeinflusst durch Stabummantelung	C_2	356	pF/m	± 8.4

Tabelle 1: Verschiedene Parameter der 3-Stab-Sonde, die für die Anwendung von Spatial TDR notwendig sind (aus Becker et al., 2004b).

Lysimeter

Das Lysimeter (Abbildung 16a.) besteht aus einem Vierkantrohrrahmen, dessen ausgefachte Seitenteile innenliegende PVC-Platten stützen. Es ist so konstruiert, dass es 1 m³ Boden aufnehmen kann. Zwei gegenüberliegende Seitenteile sind abnehmbar, um das Befüllen und Entleeren zu erleichtern. Durch die Gitterstruktur des Rahmens lassen sich von allen Seiten Öffnungen in die PVC-Wände schneiden, durch die Sonden eingebracht oder Material entnommen werden kann. Der Boden des Lysimeters ist mit einer 2.5 cm dicken Dränmatte ausgelegt, die der Dränierung des infiltrierten Wassers dient. Die Matte besteht aus groben Kunststofffasern, die zu einer Art weitmaschigem Knäuel verbunden sind. Ober- und

Unterseite dieser flächenhaften, wenige Zentimeter mächtigen Schicht sind mit feinmaschigem Geotextil abgeschlossen. Am Boden des Lysimeters befindet sich ein Auslassventil, durch das das in der Dränmatte gesammelte Wasser abgeführt werden kann.

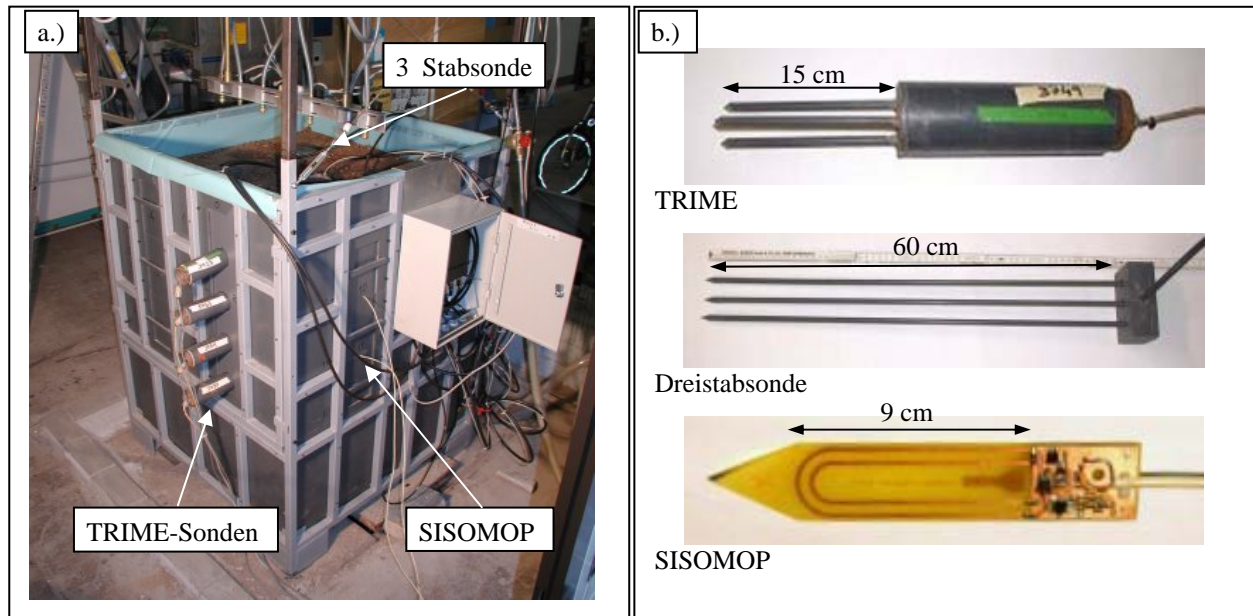


Abbildung 16: a.) Lysimeter und b.) eingebaute Sonden mit jeweiliger effektiver Messlänge

Instrumentierung

Die Instrumentierung des Lysimeters ist darauf ausgelegt zum einen den Vergleich zwischen FDR und TDR-Verfahren zu ermöglichen, zum anderen verschiedene kommerzielle Geräte sowie Eigenentwicklungen miteinander zu vergleichen.

Der eigenentwickelte Bodenfeuchtesensor „Simple SOil MOisture Probe“ (SISOMOP) (Abbildung 16b.) beruht auf dem FDR-Verfahren. Ein Ringoszillator wird in Form einer Ringleitung in das zu messende Medium eingebracht. Die Frequenz des Ringoszillators wird aufgezeichnet. Sie ist umso kleiner, je höher der Feuchtegehalt des umgebenden Mediums ist. Die integrale Messlänge beträgt hier 9cm. Die beiden SISOMOP-Sonden sind übereinander angeordnet, horizontal in den Bodenkörper eingebracht (Abbildung 17, SP). Die Steuerung der Sonden erfolgt über ein Linux basierten Messrechner. Das Messintervall beträgt 10 min.

Vier Sonden vom Typ TRIME der Firma Imko (Abbildung 16b.) sind übereinander, horizontal in den Boden eingebracht (Abbildung 17, T). Die Sonden werden über ein Zentralmodul mit der serielle Schnittstelle des Windows basierten Imko-Messrechners verbunden und von dort alle 5 min zur Messung angesteuert. Trotz der Verwendung der TDR-Technik wird der Signalverlauf nicht aufgezeichnet, sondern lediglich der integrale Bodenfeuchtwert mittels Tangentenverfahren über die gesamte Stablänge von 15cm ermittelt.

Die Möglichkeit der profilaufgelösten Messung bieten vier selbstentwickelte Dreistabsonden (S1 – S4) (Abbildung 16b.)), sowie ein Flachbandkabel (F). Beide Sondentypen sind vertikal von oben in den Lysimeter eingebracht (Abbildung 17). Die 60cm langen Dreistabsonden sind im Raster von 40 cm angeordnet. Das 80cm lange Flachbandkabel ist Lysimetermitte platziert.

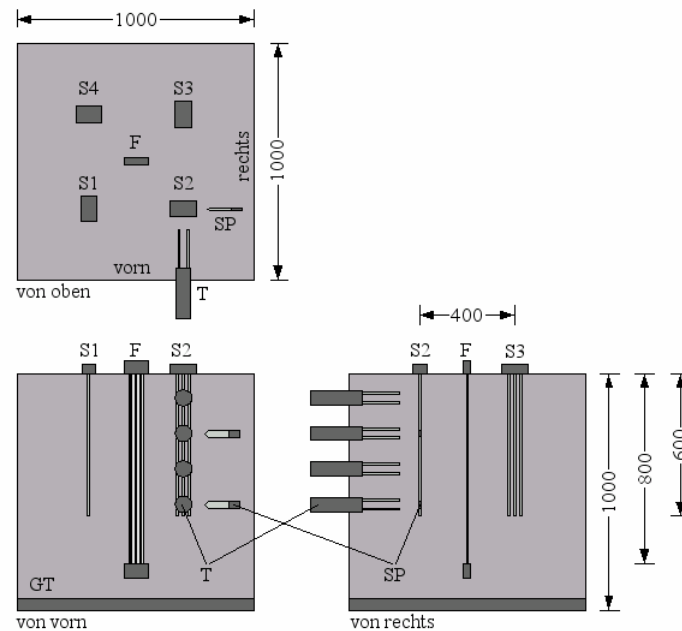


Abbildung 17: Anordnung der Sonden innerhalb des Lysimeters

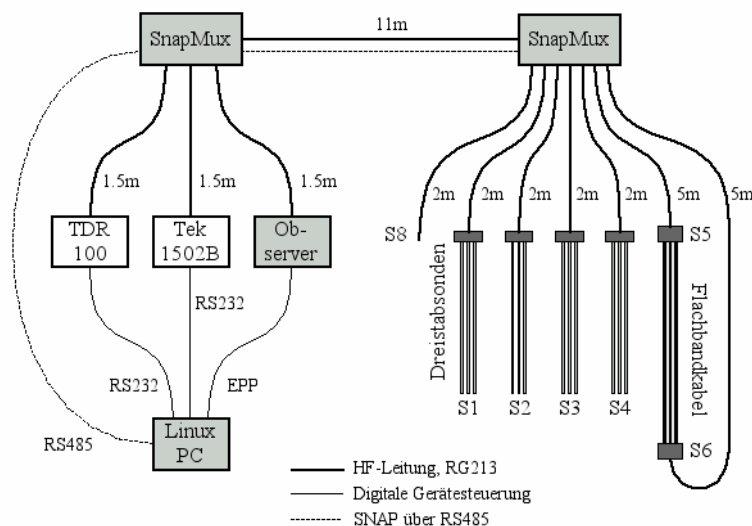


Abbildung 18: Steuerungsschema der vergleichenden, profilaufgelösten TDR-Messungen

Die profilauflösenden Sonden werden über einen Linux basierten PC gesteuert (Abbildung 18). Die Ansteuerung der zum Vergleich stehenden drei TDR-Geräte (TDR100, Tek1502B,

OBSERVER) erfolgt über die Seriellen Schnittstellen (RS232, EPP) des PCs. Ebenfalls über die serielle Schnittstelle (RS485) werden die Multiplexer (SnapMux), die zur Weiterleitung des Hochfrequenzsignals dienen gesteuert. SnapMux, eine Eigenentwicklung der SMG, ist ein modulares, busfähiges Achtkanal-Multiplexersystem, dass mit Hilfe von Adresscodierung über das differenzielle Protokoll RS485 die Steuerbefehle zuweist.

Das Hochfrequenzsignal, kommend von einem der drei TDR-Geräte, wird somit über den ersten SnapMux in die Zwischenleitung eingeleitet um über die zweiten SnapMux zu der ausgewählten Sonde (S1-S6, und S8) weitergeleitet zu werden. Die Ausgänge S5 und S6, die dem eingebauten Flachbandkabel zuleiten, ermöglichen Messungen an einer Sonde aus unterschiedlichen Richtungen und somit die Bestimmung des Kapazitätsprofils (C) und des Leitfähigkeitsprofils (G) unabhängig von einer Beziehung zwischen C und G (s.o.). Der Ausgang S8 ist mit dem für die Rekonstruktion benötigten Referenzkabel ausgestattet.

Eine Zusammenfassung der eingebauten Sonden, deren Funktionsweise sowie weiterer Angaben zeigt die Tabelle 2.

Name	TRIME	Dreistabsonde	SISOMOP	Flachbandkabel
Hersteller	IMKO	Eigenentwicklung	Eigenentwicklung	Eigenentwicklung
Messprinzip	TDR	TDR	FDR	TDR
Effektive Sondenlänge	15 cm	60 cm	9 cm	80 cm
Einbaurichtung	Horizontal	Vertikal	Horizontal	Vertikal
Time Domain Reflectometer	Intern	OBSERVER TDR100 TEK 1502	-	OBSERVER TDR100 TEK 1502
Bodenfeuchteprofil möglich	Nein	Ja	Nein	Ja
Sondenanzahl im Lysimeter	4	4	2	1

Tabelle 2: Zusammenstellung der eingebauten Sonden mit Messprinzip

Regner

Die Beregung erfolgt über einen fahrbaren Sprühregner, der schon in früheren Projekten erfolgreich für Infiltrationsversuche eingesetzt wurde. Vier schaltbare Sprühdüsen, die einen sehr feinen Sprühnebel erzeugen, sind unterhalb eines elektromotorbetrieben Wagens angebracht, der auf Schienen hin- und herfährt. Der Vorteil dieses Regners liegt in der geringen kinetischen Energie der einzelnen Wassertropfen im Sprühnebel, die die mögliche Erosion der Bodenoberfläche reduziert. Der Regner wird über der zu untersuchenden Messparzelle mit Hilfe eines Gestells angeordnet. Die maximale Größe der Messparzelle wird durch die Breite der Düsenanordnung und die Länge der Schienen auf etwa 1m x 1m begrenzt. Über die Geschwindigkeit des Wagens und die Einschaltintervalle der Düsen lassen

sich verschiedene Regenraten einstellen. Das Wasser für die Beregnung wird aus einem Vorratsgefäß entnommen, dessen Füllstand in regelmäßigen Abständen kontrolliert und das bei Bedarf nachgefüllt wird. Damit lässt sich die gesamte aufgebrauchte Wassermenge bestimmen.

Boden

Das Lysimeter ist derzeit mit schwach schluffigem Sand gefüllt. Das Material wurde so gewählt, dass die durchzuführenden Infiltrationsversuche innerhalb einiger Stunden abgeschlossen werden können (Gesättigte Leitfähigkeit k_s im Bereich von $10^{-5} - 10^{-4}$ m/s). Der Sand kommt aus dem Nordosten Karlsruhes („Fächerbad“). Das Institut für Bodenmechanik und Felsmechanik (IBF), Abt. Erddamm- und Deponiebau, hat im Rahmen der Forschungs Kooperation der SMG dankenswerterweise die benötigten bodenhydraulischen Analysen durchgeführt. Für eine erste Einschätzung der Eignung des Materials wurden die Korngrößenverteilung (KGV) des Materials bestimmt (Abbildung 19). Die KGV sagt aus, wie viel Prozent der Gesamtmasse des Materials auf Körner entfallen, die unterhalb eines bestimmten Korndurchmessers d liegen (kumulative Verteilungsfunktion).

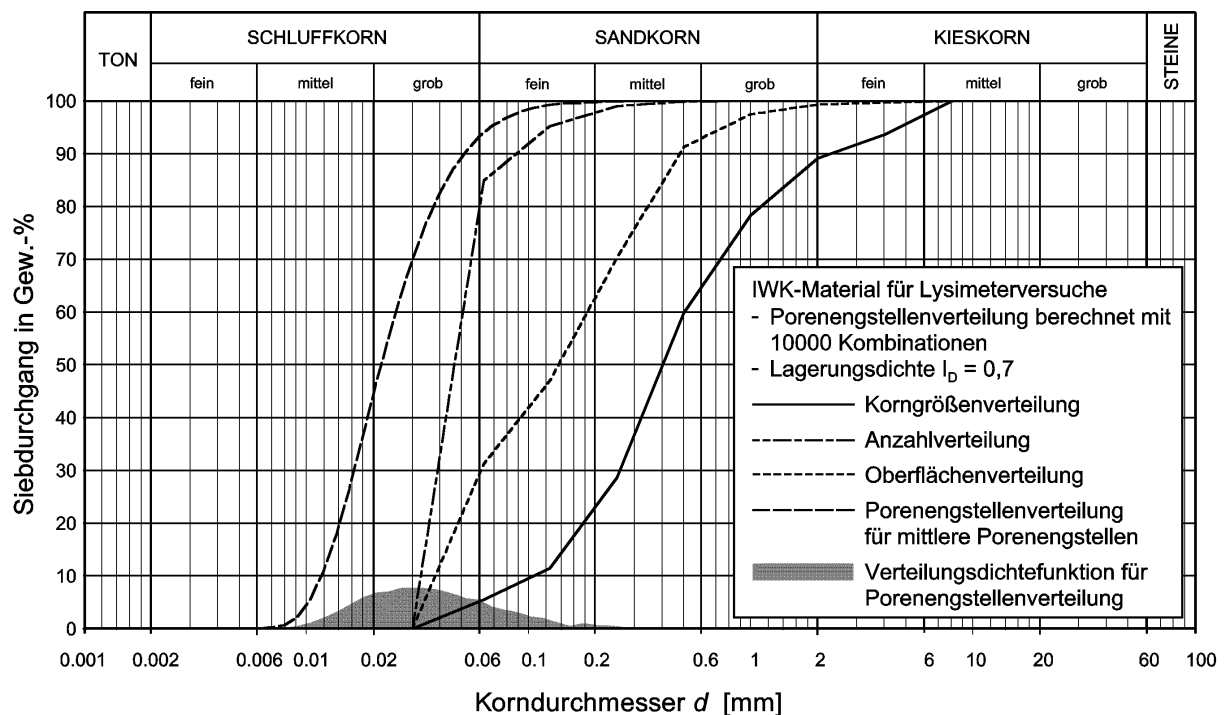


Abbildung 19: Korngrößenverteilung (KGV) des Bodenmaterials „Fächerbad“

Am IBF wurde ein neues Verfahren entwickelt, um unter vereinfachenden Annahmen aus der KGV bodenhydraulische Parameter wie gesättigte Leitfähigkeit k_s oder Wassergehalt-Saugspannungsbeziehung (WSB) zu schätzen (Scheuermann, 2004). Die Ergebnisse sind in Abbildung 20 und Abbildung 21 wiedergegeben.

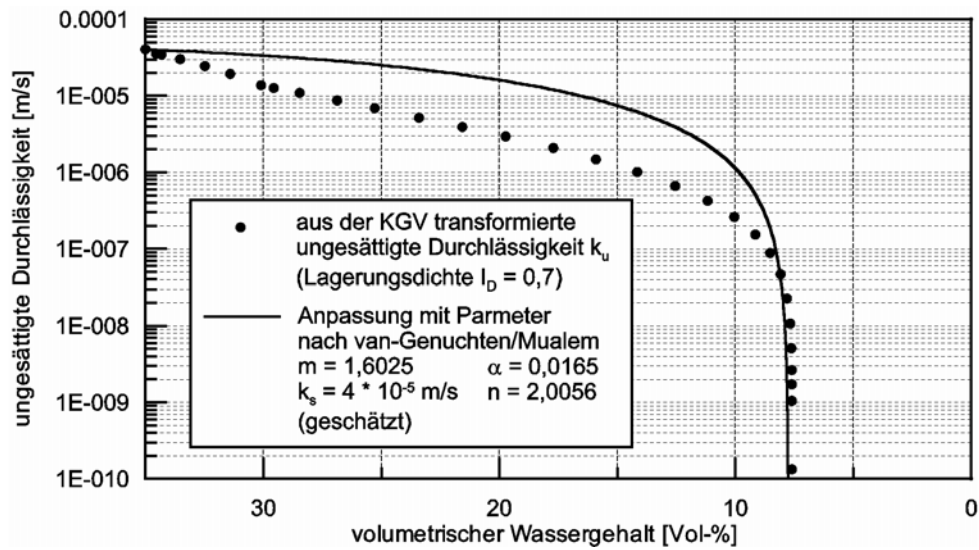


Abbildung 20: ungesättigte Durchlässigkeit in Abhängigkeit des volumetrischen Wassergehalts

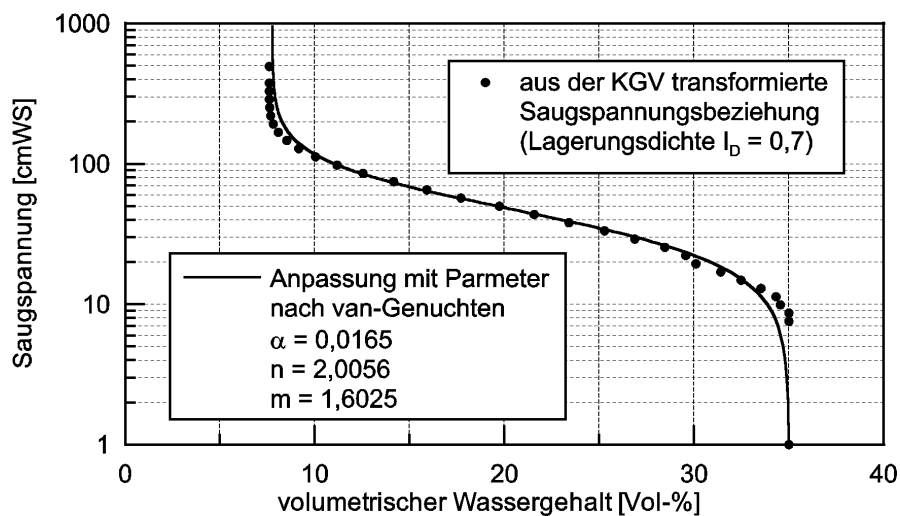


Abbildung 21: Saugspannung in Abhängigkeit des volumetrischen Wassergehalts

Die erste schnelle Schätzung der gesättigten Leitfähigkeit, die aus der Porenengstellenverteilung (PEV) abgeleitet wurde, entspricht den Erwartungen an das gewünschte Material, weshalb der vorliegende schwach schluffige Sand als Substrat für die folgenden Versuche gewählt wurde.

Dielektrische Permittivität und elektrische Leitfähigkeit des Bodens

Das Institut für Bodenmechanik und Felsmechanik der Universität Karlsruhe hat im Rahmen der Beteiligung in der „Soil Moisture Group“ Kalibrationsversuche durchgeführt, um die

Beziehung zwischen volumetrischem Wassergehalt und relativer dielektrischer Permittivität für das Lysimeter-Material zu bestimmen. Abbildung 22 zeigt die Messungen und die gewählte parametrisierte Funktion („Ausgleichskurve“):

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

Zum Vergleich wurde die oft verwendete Kalibrationsfunktion nach Topp et al. (1980) dargestellt, die eine schlechtere Anpassung liefert.

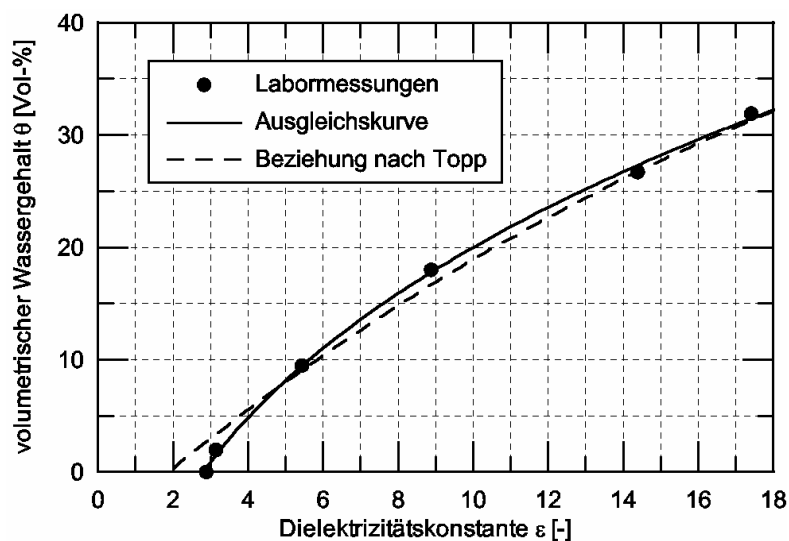


Abbildung 22: Empirisch ermittelte Beziehung zwischen volumetrischem Wassergehalt θ und relativer dielektrischer Permittivität ε für den schluffigen Sand im Lysimeter.

Durchführung des Beregnungsversuchs

Vorbereitend wird das untersuchte Material „Fächerbad“ Lagenweise in 20 cm Schichten eingebaut, mit anschließender Verdichtung der Bodenlage und Auflockerung der obersten Zentimeter. In einem Beregnungsversuch wird anschließend pulsweise Niederschlag aufgebracht. Bei einer anfänglichen Beregnungsdauer von 10 Minuten und Intervallen von 20 Minuten wird sukzessive die Beregnung auf letztlich 5 min pro 35 min herabgesetzt. Die Dauer der Gesamtberegnung beträgt 4.5 Stunden. Das aufgebrachte Wasservolumen beträgt 160 Liter. Die Messintervalle der Sonden liegen bei 10 Minuten für Dreistabsonden und SISOMOP sowie 5 Minuten für die TRIME-Sonden.

2.1.2 Ergebnisse

Die folgenden Abbildungen zeigen Auswertungen aus dem beschriebenen Beregnungsversuch. Abbildung 23 stellt die Aufzeichnungen der Reflexionsrohdaten vor

Beginn der Beregnung bis zum Erreichen der größten Teilsättigung (20:30-00:00) dar. Zu erkennen ist der zeitliche Verlauf der Infiltrationsfront, der zu zwei Zeitpunkten exemplarisch hervorgehoben ist.

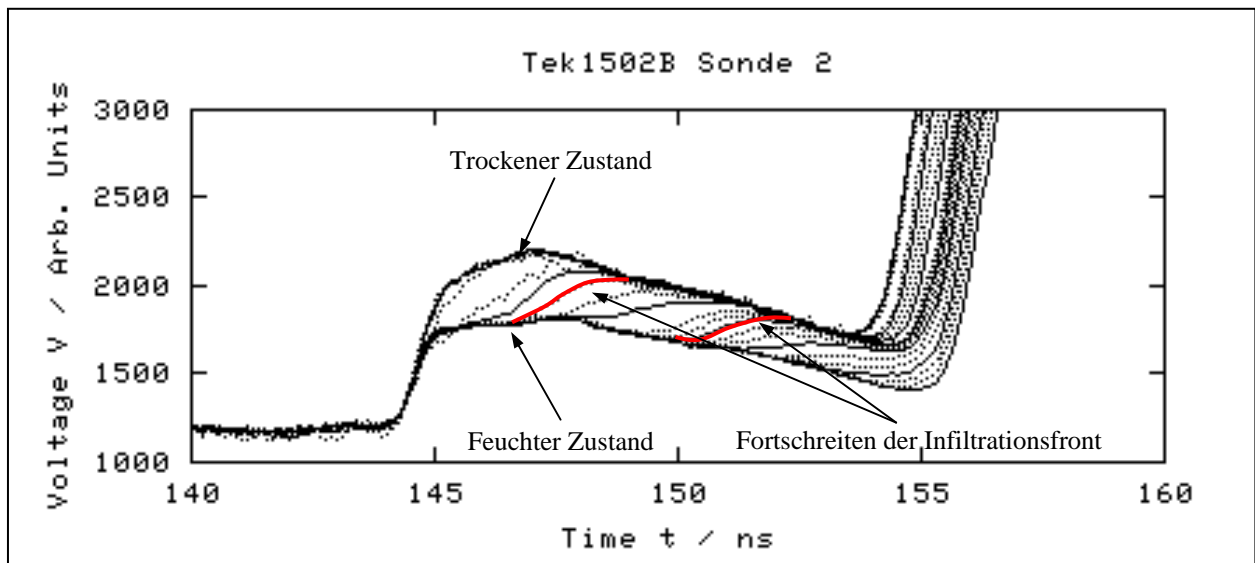


Abbildung 23: Zeitlicher Verlauf des Reflexionssignals der Sonde 2 (Dreistabsonde) vom trockenen Zustand (obere Kurven) bis zur Teilsättigung (untere Kurven). Messungen mit Tektronix 1502b

Abbildung 24 zeigt den Vergleich der Reflexionssignale der drei eingesetzten Sampling TDRs zum Zeitpunkt 21:30 Uhr (während der Beregnung). Die beginnende Ausprägung der Infiltrationsfront ist in allen drei Signalen der Sampling TDRs zu erkennen.

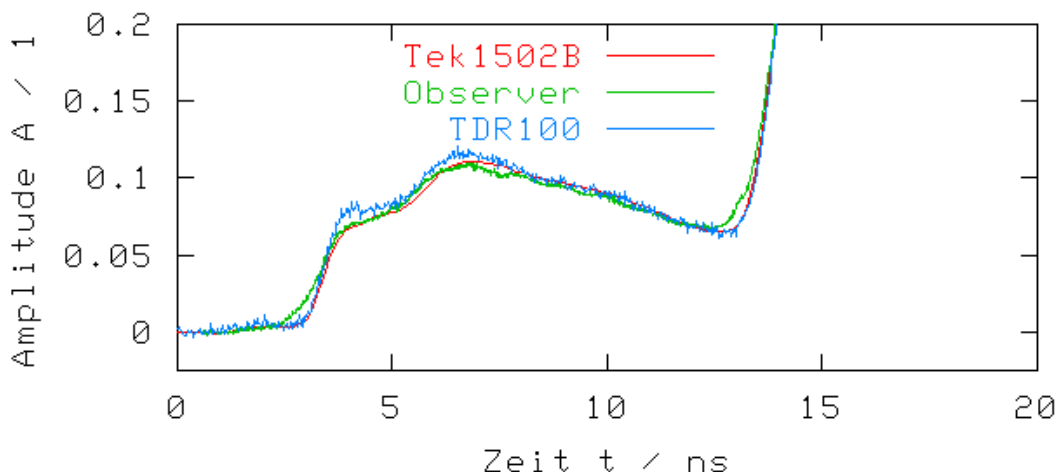


Abbildung 24: Vergleich der Reflexionssignale zwischen den Sampling TDRs 1502b (Tektronix) OBSERVER (Eigenentwicklung) und TDR100 (Campbell Scientific)

Abbildung 25 stellt alle vier Dreistabsonden über den Zeitbereich von Beginn der Beregnung bis zum Erreichen der größten Teilsättigung an Sonde 3 dar. Ein deutlicher Unterschied ist in der Ausprägung der Infiltrationsfronten zu unterschiedlichen Zeitpunkten (in Graustufen unterlegt) erkennbar.

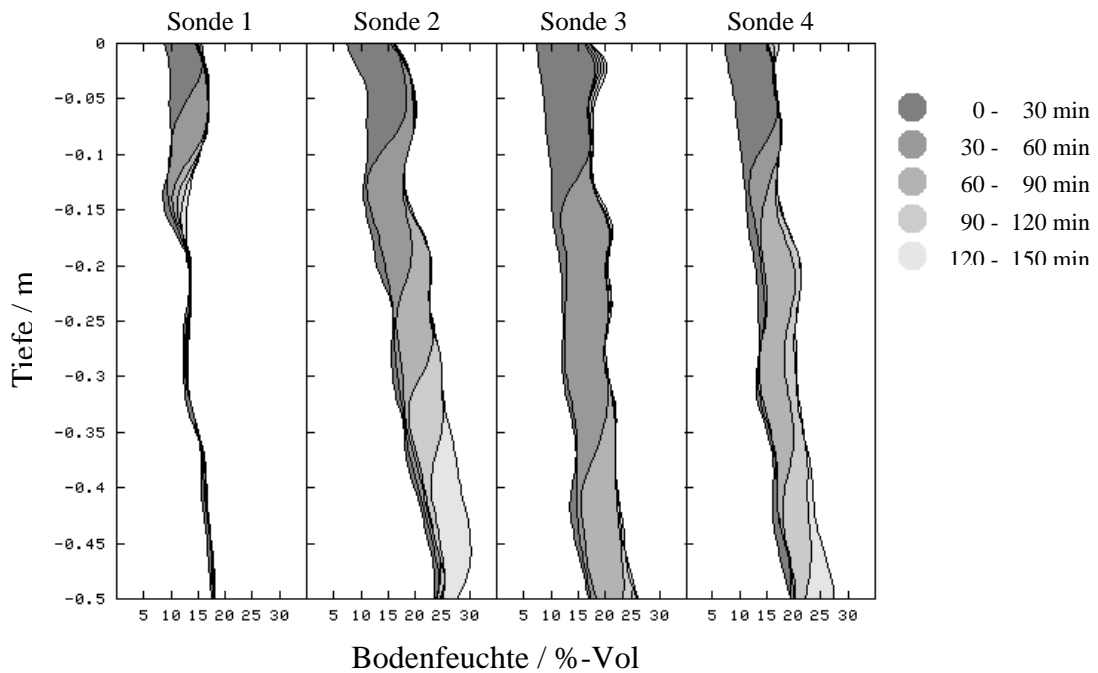


Abbildung 25: Zeitliche Entwicklung der Infiltrationsfronten, gemessen an den vier 3-Stub-Sonden mit TDR Tek1502B. Zeitangaben in Minuten nach Einsetzen der Beregnung.

2.1.3 Diskussion

Eine plausible Veränderung des Reflexionssignals aufgrund der fortschreitenden Infiltration der Bodenfeuchtefront konnte gemessen werden. Eine bei den ersten Messungen beobachteten Signalstörungen konnten durch eine Erhöhung der geräteinternen Glättung für die weiteren Messungen unterdrückt werden.

Gute Übereinstimmung zeigen die Reflexionssignale der unterschiedlichen Sampling TDRs. Die Verbesserung der Signalschärfe des Sampling TDRs OBSERVER ist durch eine zusätzliche Rauschunterdrückung zu realisieren. Die Steilheit des Flankenanstiegs (Maß für die Auflösungsgenauigkeit) dieses Gerätes kann durch Veränderung der Elektronik im Bereich des Pulsgenerators vergrößert werden.

Der zeitliche Verlauf der Reflexionssignale aller Sonden spiegelt die Beobachtungen wieder, die während des Beregnungsversuches gemacht wurden. Aufgrund eines leichten Gefälles der Lysimeteroberfläche kam es zu einem vermindertem Wasserangebot an Sonde 1 und einem erhöhten Wasserangebot an Sonde 3. Die Reaktionszeit ist folgerichtig an Sonde 3 am kürzesten, während Sonde 1 erst zum Ende der Beregnungszeit mit einer deutlichen Veränderung im Signalverlauf reagiert (nicht in Abbildung). Auch in diesem quasi homogenen Bodenvolumen kann eine starke Variabilität der Sondensignale festgestellt werden, was sich durch die kleinskalige Variabilität des Bodens und der Bodenfeuchte erklären lässt.

Die plausible Rekonstruktion der Bodenfeuchte zeigt qualitativ das gleiche Ergebnis wie die Messungen der TRIME-Sonden. In beiden Fällen kann das Fortschreiten der Infiltrationsfront beobachtet werden.

Der untere Rand der Dreistabsonden wird systematisch unterschätzt was auf die vollständige Reflektion an der Sondenspitze zurückzuführen ist und mit der Anpassung des Rekonstruktionsalgorithmus ausgeglichen werden kann. Die quantitativen Unterschiede ergeben sich aus einer noch unzureichenden Kalibrierung der Sonden.

Der einfache vertikale Einbau der Sonden sowie der Informationsgewinn durch das Bodenfeuchteprofil ist, insbesondere bei lokalen Stauern im Untergrund, der entscheidende Vorteil der Dreistabsonden.

2.2 Feldversuche im Messgebiet Goldersbach (Tübingen)

Die ortsaufgelöste Bodenfeuchtemessung in natürlich gewachsenen Böden ist mit Hilfe von Zweistabsonden im Einzugsgebiet des Goldersbaches (Tübingen, Baden-Württemberg) realisiert worden. Eine ausführliche Beschreibung des Projektgebietes findet sich in Einsele (1986). Die natürliche Variabilität der Bodenfeuchte wurde hier untersucht und Erfahrungen in der Steuerung eines Messclusters gewonnen.

2.2.1 Material und Methoden

Mit geringer Störung der anstehenden pseudovergleyten Braunerde wurde ein Messcluster mit 46 vertikal eingebrachten, 60 cm langen Zweistabsonden aufgebaut. Der Aufbau ist rasterförmig mit 4 m Abstand zwischen den Sonden. Als Time Domain Reflectometer dient ein Kabeltester 1502b (Tektronix), die hochfrequente Ansteuerung der Sonden erfolgt über einen 46-Kanal Multiplexer. Der Steuerung des Messclusters dient ein stromsparender Einplatinen-Computer, der im Rahmen dieses Projektes entwickelt wurde. Durch Datenpufferung ist die dauerhafte und lückenlose Aufzeichnung der Messsignale möglich. Die Datenabfrage erfolgt über Funkmodem. Über eine solare Stromversorgung wird das System autark betrieben. Das aufgebaute Messsystem kann eine zeitliche Auflösung von 10 Minuten erreichen. Die derzeitige zeitliche Auflösung beträgt 3 Stunden.

Die Rekonstruktion der Signalrohdaten erfolgt automatisiert auf einem Linux-Rechencluster. Die Dauer der Rekonstruktion für alle 46 Sonden beträgt maximal 15 min.

2.2.2 Ergebnisse

Die TDR-Signale, die der Auswertung zu Grunde liegen, wurden während einer Messkampagne zwischen August 2002 und November 2002 aufgezeichnet. Über ein Tangentenverfahren werden aus den TDR-Signalen die Integralwerte der Bodenfeuchte

bestimmt. Diese werden vor der profilaufgelösten Auswertung einer modular aufgebauten Fehlerprüfung, dem Messfehlerfinder unterzogen (Abbildung 26).

Bodenfeuchtwerte, die einen zu definierenden Wertebereich (z.B. 0-60 Vol%) verlassen, werden identifiziert und kommen nicht in die weitere Betrachtung. Ebenso werden Werte, die den Mittelwert aller Messungen eines Zeitpunktes um 75% über bzw. unterschreiten entfernt. Die Beobachtung der Messwerte einer Sonde über den Zeitverlauf ermöglicht die Ermittlung von unplausiblen Sprüngen in der Zeitreihe. Der Messfehlerfinder lässt die Definition eines maximalen Anstieg getrennt von der Definition des maximalen Abfalls vom vorhergehenden auf den aktuellen Messwert zu. Somit kann den oftmals unterschiedlichen Aufsättigungs- und Entleerungsprozessen des Bodens Rechnung getragen werden.

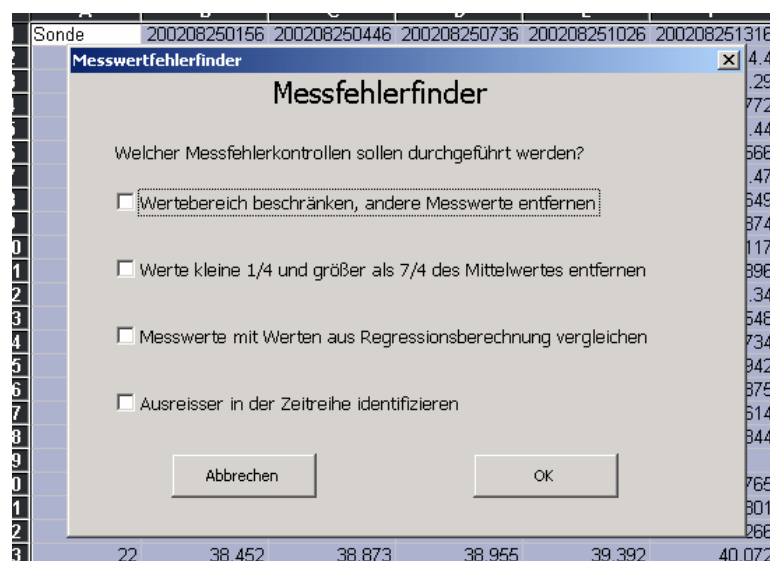


Abbildung 26: Windowsbasierter Aufbau des modularen Messfehlerfinders

Die Untersuchung der Sonden untereinander zeigt, dass Sonden teilweise stark korrelieren. Sondenmesswerte lassen sich somit durch Regressionsbeziehungen zu Referenzsonden eingrenzen. Die Güte der Berechnung ist über den Korrelationskoeffizienten abschätzbar. Das Modul der Regressionsberechnung des Messfehlerfinders ermöglicht die Definition eines unteren Grenzwertes des Korrelationskoeffizienten, sowie die maximale Differenz zwischen Messwert und berechnetem Wert. Nur wenn der Grenzwert des Korrelationskoeffizienten überschritten wird, erfolgt eine Messwertprüfung mittels Regressionsberechnung. In diesem Fall wird ein Messfehler erkannt, wenn die Wertedifferenz überschritten wird. Die Gefahr einer fehlerhaften Referenzmessung wird durch die Verwendung von zwei unabhängigen Regressionsbeziehungen für jede Sonde minimiert. Falls beide Beziehungen einen Messfehler erkennen, wird der Messfehler ausgewiesen und zur Editierung weitergeleitet (Abbildung 27).

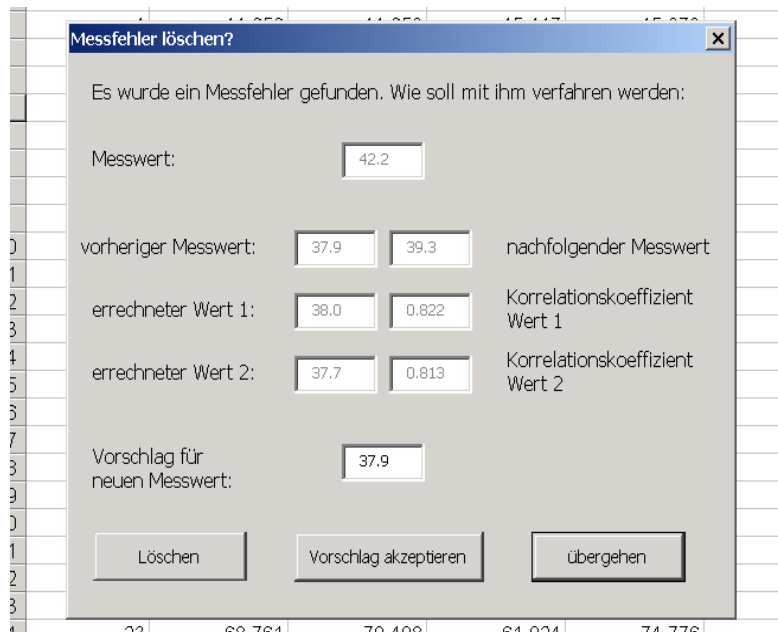


Abbildung 27: Editierung eines identifizierten Messfehlers

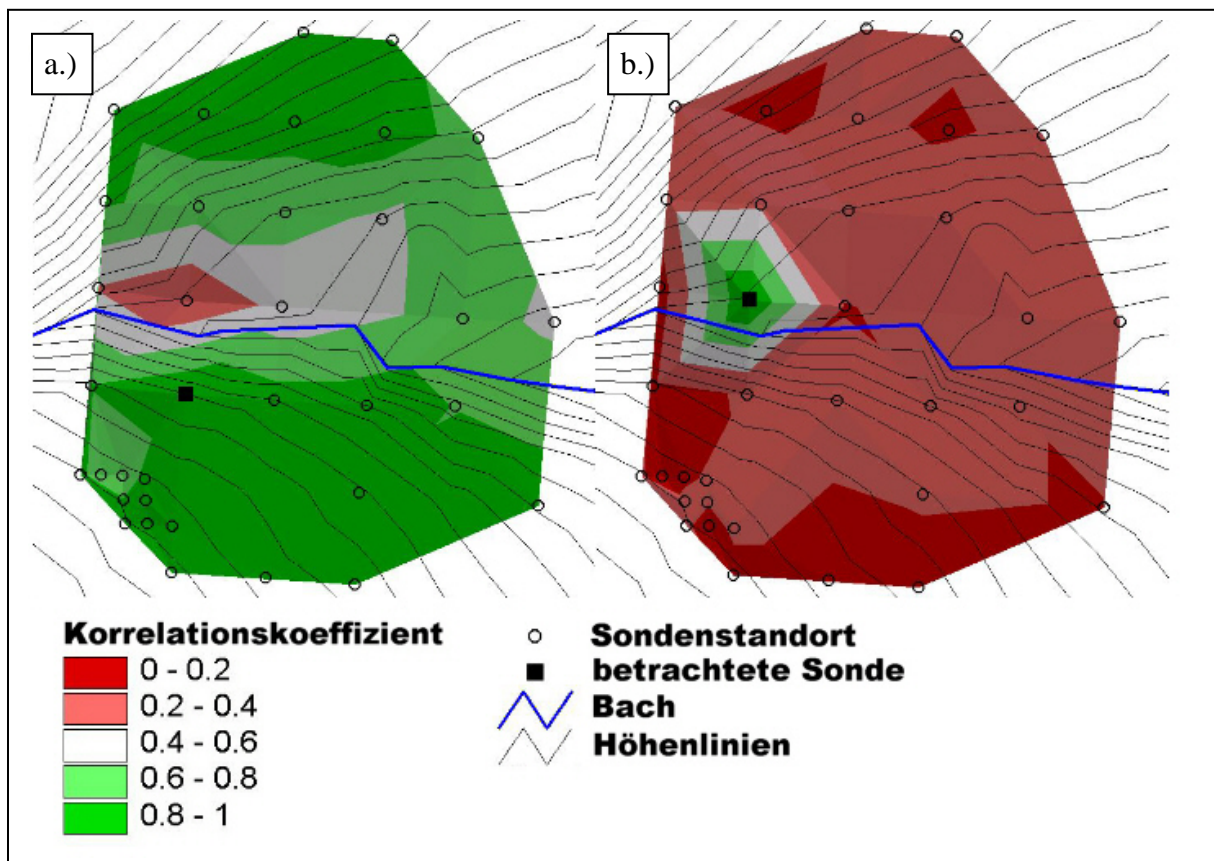


Abbildung 28: Korrelationskoeffizienten der Referenzsonden zu Sonde 17(a.) bzw. Sonde 16 (b.) visualisiert als räumliche Interpolation

Neben der Überprüfung der Messwerte wird durch die Ermittlung der Matrix der Korrelationskoeffizienten der betriebene Messaufwand hinterfragt. Abbildung 28 stellt den

räumlichen Bezug der Korrelationskoeffizienten zwischen ausgewählten Sonden (Korrelationskoeffizient = 1) und den übrigen Referenzsonden her. Zu Darstellungszwecken wird eine räumliche, lineare Interpolation der Korrelationskoeffizienten durchgeführt. Als bezüglich der Korrelationskoeffizienten repräsentative Sonde für den Randbereich wird Sonde 17 (Abbildung 28a.)) gewählt, die Bachaue ist durch Sonde 16 dargestellt (Abbildung 28b.)).

Ein durch den Messfehlerfinder plausibilisierte Bodenfeuchteverteilung vor und nach dem Niederschlagsereignis vom 26.08.2002 stellt Abbildung 29 dar. Zu Darstellungszwecken wurde die mittlere Bodenfeuchte an jeder der 46 Sonden (orangene Punkte) berechnet und zwischen den Sonden linear interpoliert. Zu sehen sind zudem Niederschlagsverteilung, Höhenlinien aus einem mit über 800 Punkten hochaufgelösten Höhenmodell, Bachverlauf und der aktuelle Pegelstand.

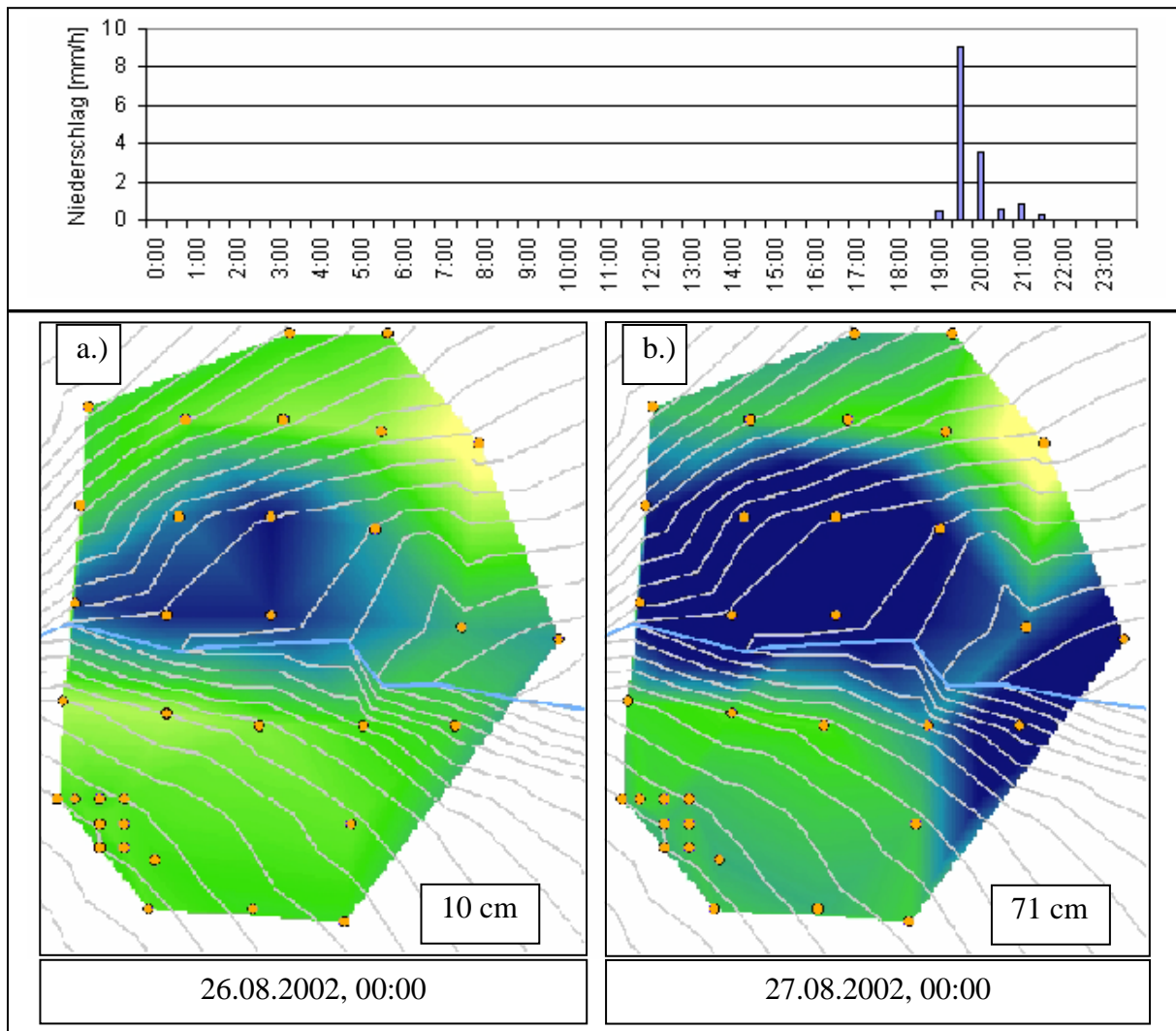


Abbildung 29: Niederschlagsaufzeichnung Station Tübingen, Ausbreitung der feuchten Zone am Messcluster „Mauterswiese“ und Pegelstand am Pegel „Kirnbach“ (Sonden unkalibriert)

2.2.3 Diskussion

Der modulare, interaktive Aufbau des Messfehlerfinders weist eine hohe Anpassungsfähigkeit auf unterschiedliche Untersuchungsgebiete auf. Die Beschränkung auf den integralen Bodenfeuchtwert wurde gewählt, um Fehlmessungen bereits vor der zeitintensiveren, profilaufgelösten Rekonstruktion zu identifizieren und aus der automatisierten Rekonstruktionsprozedur zu entfernen.

Für den höherliegenden Randbereich zeigt die Verteilung der Korrelationskoeffizienten, dass Messungen mit vergleichbarer Höhendifferenz zum Vorfluter ähnlich ausfallen. Messungen im vorfluternahen Bereich sind hierzu dekorreliert. Die Messung im bachnahen Bereich zeigt keinerlei Korrelation weder zu bachnahen Bereichen noch zu den Randbereichen.

Die mittlere Standardabweichung der Randbereiche ist mit 2,28 deutlich unter dem Wert der mittlere Standardabweichung der Messungen im bachnahen Bereich (4,71). Aufgrund des in diesem Zeitraum wasserführenden Baches wäre jedoch eine gleichbleibend hohe, konstante Bodenfeuchte und somit eine geringe Standardabweichung für diesen Bereich zu erwarten gewesen. Der Einstau der bachnahen Sonden kann dazu geführt haben, dass zeitweise Wasser entlang der Sondenstäbe in den Boden infiltrierte, was die Messungen beeinflusste. Die zeitliche Variabilität der Infiltration erklärt auch die Dekorrelation der bachnahen Sonden untereinander.

Die gute Korrelation der Sonden des Randbereiches macht eine Beschränkung des Messaufwandes auf zwei Transekte möglich. Bachnahe Bereiche, die durch Oberflächenabfluss zum Einstau der Sonde führen können, sind von der Beprobung auszuschließen.

Die räumlich aufgelöste Rekonstruktion zu einem Messzeitpunkt zeigt in allen 6 Querschnitten die Sättigung im Bereich der Bachau, sowie einen Kapillarsaum als Übergang zu trockeneren Randbereichen an. Ebenfalls kann der Verlauf des Baches im interpolierten Bodenfeuchteraum nachgebildet werden. Tieferliegende Bereiche stellen sich in der Aufweitung der gesättigten Zone dar. Der untere Rand der Zweistabsonde wird systematisch unterschätzt, dies führt zu einem trockeneren Band am Sondenende. Die Anpassung des Rekonstruktionsalgorithmus an die Sonden führt zu einer Abminderung des Effekts.

Im Zeitverlauf sind deutlich verschiedene Ausdehnungen der Sättigungsflächen erkennbar, die aufgrund des Niederschlagsereignisses hervorgerufen wurden. Die Zone der hohen Feuchtwerte erstreckt sich in beiden Abbildung 29a.) und b.) entlang des Baches, verwischt aber in Abbildung 29b.) zu den Außenbereichen hin. Ein Kapillarsaum ist als Übergang zwischen den stark feuchten, tieferliegenden und den schwach feuchten, höherliegenden Bereichen auch hier erkennbar. Die ausgedehntere Sättigungsfläche lässt auf erhöhte Abflussbereitschaft schließen, was sich in den Messungen des Pegelstandes niederschlägt.

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

2.3 Wahl eines repräsentativen Messstandortes

Die Aussagekraft der Bodenfeuchtemessungen ist aufgrund der Heterogenität eines Einzugsgebietes abhängig von der Wahl des Messstandortes. Neben der Charakteristik des Bodens müssen dabei topographische Aspekte (Hangnicke) und die Landnutzung betrachtet werden. So eignen sich vom Grundwasser abgetrennte, sandige Böden mit einer hohen hydraulischen Leitfähigkeit aufgrund schneller Austrocknung und messtechnischer Probleme bei der Erfassung von Fingering-Effekten nicht als Messstandort. Ebenso wenig dienlich sind tonige Böden mit einer sehr geringen hydraulischen Leitfähigkeit und extrem langer Bindung der Feuchtigkeit. Die Wahl eines repräsentativen Messstandortes ist somit auf Flächen mit geeigneten Böden beschränkt. Um eine differenzierte Darstellung des Gebietszustandes zu erhalten müssen diese Böden zusätzlich eine hohe Bodenfeuchtedynamik aufweisen.

2.3.1 Material und Methoden

Aus Sequenzen von Satellitenbildern (Landsat-TM 5) lassen sich Informationen über die Bodenfeuchtedynamik der obersten Bodenschicht räumlich differenziert gewinnen. Der passive Sensor Landsat-TM 5 zeichnet dazu die reflektierte Sonnenstrahlung als Mikrowellen auf.

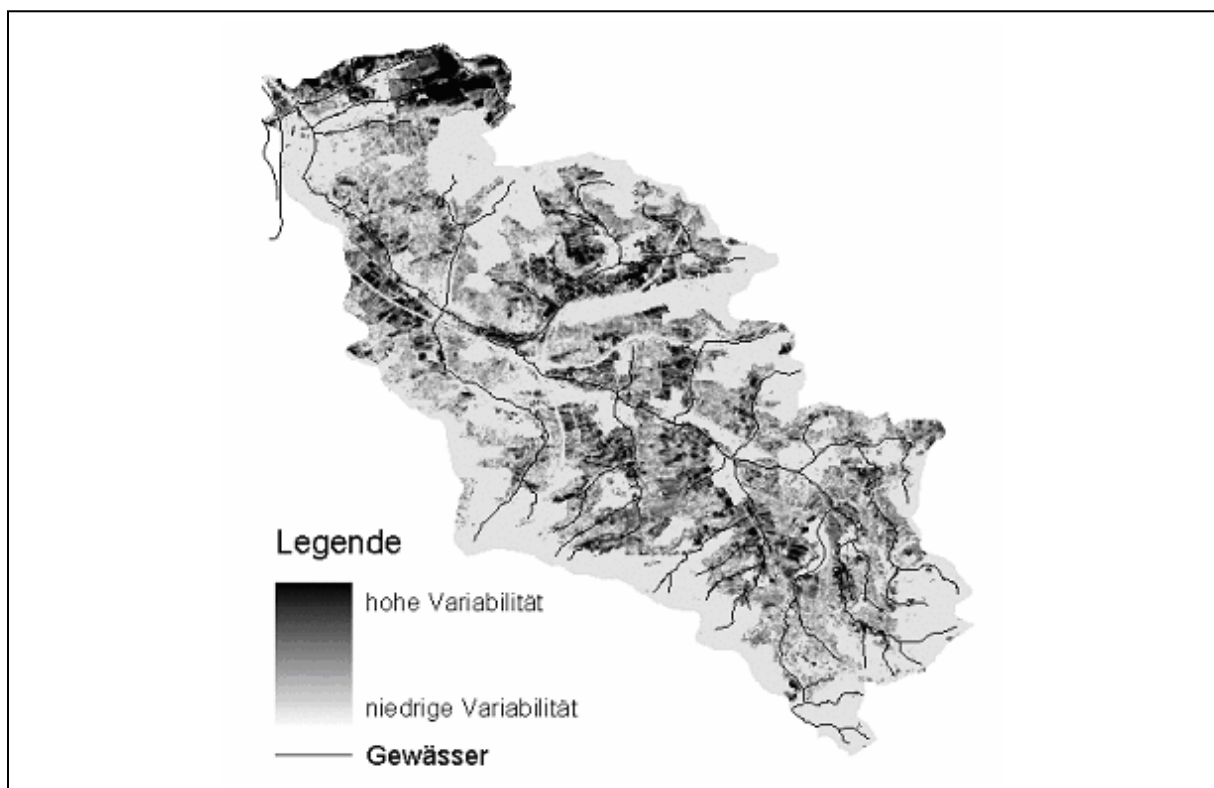


Abbildung 30: Klassifikation des Sulm-Einzugsgebietes nach Flächen unterschiedlicher Dynamik der Bodenfeuchte

Die in sechs Kanälen im Wellenlängenbereich von 0.45 - 2.35µm aufgezeichnete Strahlung beinhaltet Informationen über oberflächige und oberflächennahe Reflektoren. Diese Informationen werden aus der Kombination verschiedener Landsatkanäle abgeleitet und unter zu Hilfenahme von Transferfunktionen (Tasseled-Cap-Transformation (Crist, 1984)), physikalischen Größen zugeordnet. Um die Spanne der Bodenfeuchtedynamik zu erfassen werden Landsat-Satellitenbilder mit unterschiedlichen Aufnahmevorbedingungen gewählt. Bilder nach homogen verteilten, kräftigen Niederschlägen, die im Abflussgeschehen eine starke, respektive schwache Reaktion zeigen, dienen somit der Auswertung.

Die Bodenfeuchtedynamik des Einzugsgebiets der Sulm zeigt die Abbildung 30. Hellgrau hinterlegte Flächen können aufgrund von Bebauung, Wald oder Wasserflächen nicht klassifiziert werden.

2.3.2 Ergebnisse

Eine Untersuchung, die gewonnene Klassifizierung der Bodenfeuchtedynamik anhand geographischer und geökologischer Parameter zu erklären, zeigt die Tabelle 3. Mit Hilfe einer eindimensionalen Diskriminanzanalyse wurde die Trennschärfe zwischen den zu Klassen zusammengefassten Gebietseigenschaften berechnet.

	Steigung	Exposition	Landnutzung	Pedologie	Geologie	ln a / tan β
Anzahl Klassen	5	9	9	15	9	5
Prozentualer Anteil der korrekt klassifizierten Pixel aller Klassen	29,9	9,8	6,3	7,7	8,6	13,0
Maximaler Anteil der korrekt klassifizierten Pixel einer Klasse	57,5	57,6	57,1	52,5	60,2	53,7

Tabelle 3: Prozentualer Anteil der richtig klassifizierten Pixel

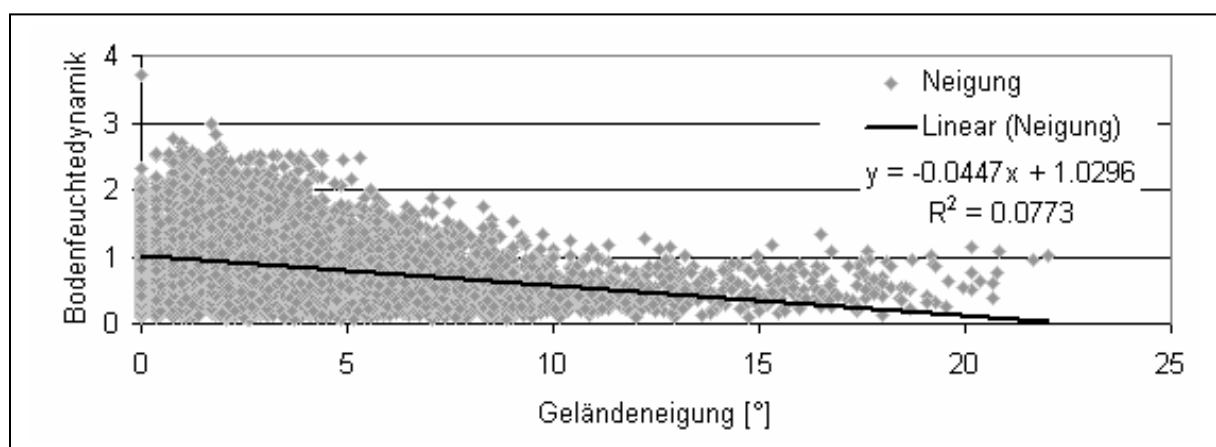


Abbildung 31: Regressionsberechnung zwischen Bodenfeuchtedynamik und Geländeneigung

Eine einfache Regressionsberechnung, die den Einfluss der Steigung auf die Bodenfeuchtedynamik beschreibt weist ein Bestimmtheitsmaß von lediglich $R^2=0,077$ auf (Abbildung 31).

2.3.3 Diskussion

Das Ergebnis der linearen Regression steht im Gegensatz zu den Modellvorstellungen in der Hydrologie. Bei gleichen Randbedingungen wird hier davon ausgegangen, dass aufgrund des Gravitationspotentials Flächen mit starker Neigung schneller Wasser abgeben (Peschke, 1998) und somit einen höheren Wert der Bodenfeuchtedynamik annehmen. Die Interpretation der Regression lässt zwei Schlüsse zu:

1. Aufgrund der zeitlichen Diskrepanz zwischen dem Niederschlagsereignis und dem Aufnahmezeitpunkt der Landsataufnahme, die wegen der Restriktion der Unbewölcktheit mehrere Tage betragen kann, ist das Wasser der steileren Hänge bereits abgegeben. Diese Flächen werden immer als trocken ausgewiesen und beinhalten somit keine Dynamik.
2. Der Satellitensensor ist physikalisch beschränkt auf die Erfassung der obersten Zentimeter des Bodens. Der meist dominierende Abflussprozess des Interflows in Hangflächen findet unterhalb dieser erfassten Zone statt, während der erfasste oberste Bodenbereich bereits abgetrocknet ist. Eine Differenzierung im Feuchtezustand ist somit nicht erkennbar.

Diese Betrachtung schränkt das Verfahren zur Ausweisung von Bodenfeuchtedynamikklassen zusätzlich auf Gebiete ein, die als dominierenden Abflussbildungsprozess Sättigungsflächenabfluss aufweisen.

Generell kann nur in geringem Maß die extrahierte Verteilung der Bodenfeuchtedynamik über Gebietsparameter nachvollzogen werden. Die Wahl der repräsentativen Messpunkte wird durch die Beschränkung auf Flächen mit hoher Bodenfeuchtedynamik eingegrenzt. Die Verschneidung zwischen der Bodenfeuchtedynamikverteilung und diversen Verfahren zur räumlich differenzierten Ausweisung des dominierenden Abflussbildungsprozesses schränken die Wahl weiter ein. Eine Feldbegehung mit Bodenansprache und Expertenwissen ist für die endgültige Festlegung der Messpunkte unumgänglich.

3 Zusammenfassung und Ausblick

Die Tauglichkeit des Rekonstruktionsverfahrens zur Ableitung von Bodenfeuchteprofilen konnte in den durchgeführten Laborversuchen unter Beweis gestellt werden. Der erste Prototyp des neu entwickelten TDR-Geräts zeigt eine Performance, die für den Fall der Bodenfeuchtemessung mit kommerziellen Geräten vergleichbar ist. Konzepte für eine weitere Verbesserung des Geräts wurden bereits erarbeitet. Die Feldversuche mit dem selbst entwickelten, autarken Messcluster belegen die Feldtauglichkeit des Verfahrens. Die automatisch durchgeführten und fernabfragbaren Messungen zeigen plausible Feuchteverhältnisse im Untergrund. Für eine Klassifikation des Sulm-Einzugsgebiets nach Hydrotopen wurden in einem ersten Schritt Satellitenbilder ausgewertet. Die Einbeziehung weiterer geographischer Faktoren zur Verfeinerung des Verfahrens steht noch aus. Aufgrund der Ergebnisse dieser Machbarkeitsstudie kann das vorgeschlagene Konzept zur Hochwasserwarnung als gangbarer Weg angesehen werden.

4 Literatur:

Becker, R., A. Brandelik, C. Huebner, W. Schädel, A. Scheuermann, und S. Schlaeger (2002): Soil and snow moisture measurement system with subsurface transmission lines for remote sensing and environmental applications - Results of the Soil Moisture Group of the University of Karlsruhe. In Y. Furuhashi, W. Keydel, and M. Hallikainen (Eds.): Open Symposium on Propagation and Remote Sensing, URSI Commission-F, Garmisch-Partenkirchen, Germany, February 12-15, 2002

Becker, R., S. Schlaeger und E. Zehe (2004a): Application of Spatial TDR to monitor Soil Moisture Profiles along Coated Rod Probes. *Vadose Zone J.* (eingereicht)

Becker, R., S. Schlaeger, C. Hübner, und W. Schädel. (2004b): Design and calibration of coated 3-rod-probes for application with Spatial TDR. *Vadose Zone J.* (eingereicht)

Birchak J R (1974): High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture Proc. IEEE 62 93–8

Braun, L.W.(1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. *Zürcher Geographische Schriften* 21. Geographisches Institut der ETH Zürich.

Broadbridge P., White I. Constant rate rainfall infiltration: A versatile nonlinear model. I. Analytical solution. *Water Resour. Res.* 1988;24:145-154

Casper, M.C. (2002): Die Identifikation hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbachs (Nordschwarzwald), Dissertation, Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Heft 210, Universität Karlsruhe.

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

Dunne, T., Black, R.D. (1970): Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed, *Water Resour. Res.*, 6, 1296-1311

Gutknecht, D. (1996): Das interdisziplinäre Forschungsprojekt „Kleine Einzugsgebiete“. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*. Jahrgang 48 (1/2). 1-5

Ferré, P.A., D.L. Rudolph, und R.G. Kachanoski (1996): Spatial average of water content by time domain reflectometry: Implications for twin rod probes with and without dielectric coatings. *Water Resour. Res.* 32(2):271-279

Gutknecht, D. (1996): Abflusstentstehung an Hängen – Beobachtungen und Konzeptionen, *Österr. Wasser- u. Abfallwirtschaft*, 48 (5/6), 134-144

Hübner, C. 1999. Entwicklung hochfrequenter Messverfahren zur Boden- und Schneefeuchtebestimmung. Dissertation, Wissenschaftliche Berichte FZKA 6329, Forschungszentrum Karlsruhe.

Hübner, C., S. Schlaeger, R. Becker, A. Scheuermann, A. Brandelik, W. Schädel und R. Schuhmann (2004): Advanced measurement methods in time domain reflectometry for soil moisture determination. In K. Kupfer et al. (ed.): *Electromagnetic Aquametry*. Kapitel 14. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.

Kaatze, U. (1996): Microwave dielectric properties of water. In *Microwave Aquametry, Electromagnetic Wave Interaction with Water-Containing Materials*, A. Kraszewski, Ed., TAB-IEEE Press Book Series, IEEE Press, New York, pp. 37-53

Kirnbauer, R., H. Pirkl, P. Haas und R. Seidl (1996): Abflussmechanismen – Beobachtung und Modellierung, *Österr. Wasser- u. Abfallwirtschaft*, 48 (1/2), 15-26

Kirnbauer, R., Lang, H., Forster, F. (2000): Hydrologische Forschungsgebiete – Informationsquellen für Wissenschaft und Praxis, *Österr. Wasser- und Abfallwirtschaft*, 52 (5/6), 87-94

Laurent J.P. (2000): Profiling water content in soils by TDR : experimental comparison with the neutron probe technique. AIEA-TECDOC-1137, AIEA, pp. 81-104

Lehmann, W. (1995): Anwendung geostatistischer Verfahren auf die Bodenfeuchte in ländlichen Einzugsgebieten, Dissertation, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Heft 52, Universität Karlsruhe.

Lundstedt, J. (1995): Inverse problems on nonuniform transmission lines, Dissertation Royal Institute of Technology, Department of Electromagnetic Theory, Stockholm

Mosley, M.P. (1979): Streamflow generation in a forest watershed, New Zealand, *Water Resour. Res.* 15, 795-806

Mulvey, J. (1970) : "Sampling Oscilloscope Circuits,"Tektronix, Inc., Concept Series

Norgren, M. (1996): Wave-splitting approaches to direct and inverse frequency-domain scattering of electromagnetic waves from stratified bianisotropic materials, Dissertation Royal Institute of Technology, Department of Electromagnetic Theory, Stockholm

Oswald, B. 2000. Full wave solution of inverse electromagnetic problems. Dissertation. ETH Zürich, Schweiz.

Parkin G.W., Elrick D.E., Kachanoski R.G. Cumulative storage of water under constant flux infiltration: Analytical solution. Water Resour. Res. 1992;28:2811-2818.[ISI]

Parkin G.W., Warrick A.W., Elrick D.E., Kachanoski R.G. Analytical solution for one-dimensional drainage: Water stored in a fixed depth. Water Resour. Res. 1995;31:1267-1271.[ISI]

Pereira Dos Santos, L.A. (1997): Développement d'une nouvelle méthode de détermination des profils de teneur en eau dans sols par inversion d'un signal TDR, Dissertation Universität Grenoble

Peschke, G. (1998): Hydrological processes of storm runoff generation, PIK Report, 48, 75-87, Potsdam.

Peschke, G., C. Etzenberg, G. Müller, J. Töpfer & S. Zimmermann (1999): Das wissensbasierte System FLAB - ein Instrument zur rechnergestützten Bestimmung von Landschaftseinheiten mit gleicher Abflußbildung. IHI-Schriften, Heft 10, Zittau.

Roth K, Schulin R, Flühler H and Attinger W (1990): Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach Water Resources Res. 26 2267-73

Sander G.C., Parlange J.-Y., Kuhnelt V., Hogarth W.L., Lockinton D., O'Kane J.P.J. (1988):Exact nonlinear solution for constant flux infiltration. J. Hydrol. 97(4):341-346.

Schädel, W. (2005): Grundlagen zur Erstellung eines Hochwasserwarnsystems auf Basis von verteilten Online-Bodenfeuchtemessungen, gepl. Dissertation, Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe.

Scheuermann, A. (2004): Dissertation, Institut für Bodenmechanik und Felsmechanik, Universität Karlsruhe.

Scheuermann, A., S. Schlaeger, J. Brauns, C. Hübner und A. Brandelik (2002): Bestimmung von Feuchteprofilen mittels TDR während eines Einstauversuches an einem naturgemäßen Deichmodell. *Technisches Messen* 69(1), 37-42.

Schlaeger, S. (2002): Inversion von TDR-Messungen zur Rekonstruktion räumlich verteilter bodenphysikalischer Parameter. Dissertation. Veröffentlichungen des Instituts für Bodenmechanik und Felsmechanik, Universität Karlsruhe, Heft 156.

Schlaeger, S. (2004): A fast TDR-inversion technique for the reconstruction of spatial soil moisture content. *Vadose Zone J.* (eingereicht)

Schlaeger, S., C. Huebner, und K. Weber (2004): Moisture profile determination with TDR. *Subsurface Sensing Technologies and Applications* (eingereicht)

Stacheder, M. (1996): Die Time Domain Reflectometry in der Geotechnik, Dissertation, Schriftenreihe Angew. Geol. Karlsruhe, 40, Karlsruhe

Steele, R. (1975): *Delta Modulation Systems*, Pentech Press, London.

Topp, G. C., J. L. Davis, & A. P. Annan. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16:574-582.

Uhlenbrook, S. und Ch. Leibundgut (1997): Abflussbildung bei Hochwasser in verschiedenen Raumskalen, *Wasser Boden*, 49 (9), 13-22