

Untersuchungen zur räumlichen Variabilität der Oberbodenfeuchte in Abhängigkeit von Relief und Boden

P. Chiffard, S. Gall und H. Zepp

Ruhr-Universität Bochum, Geographisches Institut, Lehrstuhl für Angewandte Physische Geographie

Kurzfassung

Im Rahmen dieser Untersuchungen konnte gezeigt werden, dass mit Hilfe der TDR-Methode in angemessenem Zeit- und Arbeitsaufwand flächenhaft Bodenfeuchtedaten in chorischer Dimension aufgenommen werden können. Die in den hydrologisch-landschaftsökologischen Untersuchungsgebieten Husten und Bohläse durchgeführten zwölf Messkampagnen (jeweils 40 bis 80 Messpunkte) sind Grundlage für umfassende Korrelations- und Regressionsberechnungen, aus denen Regionalisierungsansätze abgeleitet werden sollen. Es konnte ein signifikanter Einfluss von Reliefmerkmalen wie Hangneigung, relative Höhe und relative Hanglänge auf die Bodenfeuchteverteilung am Testhang Husten nachgewiesen werden. Insbesondere bei der Hangneigung und zum Teil bei der relativen Höhe zeigt sich eine Abhängigkeit der Feuchtefelder von der Witterungssituation. So nimmt der Einfluss beider Faktoren bei zunehmend höherem mittleren Wassergehalt am Testhang Husten zu. Der Einfluss des Bodens ist über eine partielle Regression unter Ausschluss der relativen Höhe ansatzweise erklärbar. Die zum Teil nicht so guten Regressionsergebnisse konnten unter anderem auf den Einfluss des Skelettgehaltes im Boden zurückgeführt werden. Grundlage hierfür sind Vergleichsmessungen von TDR- und gravimetrischer Methode an 28 Standorten.

Abstract

In the investigation presented in this contribution it can be shown, that with the TDR-Method it is possible to obtain laminar moisture contents with a reasonable effort regarding both time and work. The measuring programmes in the hydrologic ecological landscape investigation areas in Husten and Bohläse (each about 40 up to 80 measuring locations) form the basis for comprehensive correlation and regression-analysis, with which regionalisation approaches are to be developed. Thus the influence of different relief attributes such as the slope inclination, the relative height and the relative length of the slope on the soil moisture distribution in the investigation areas could be shown.

Stichwörter: Oberbodenfeuchte, Relief, Boden, Bodenfeuchteverteilung

1 Problemstellung und Zielsetzung

War die Beschreibung bzw. Aufgliederung der Bodenwasserflüsse und der Bodenfeuchte für Einzelflächen bzw. Einzelpunkte bei systemhydrologischen Simulationen eher zweitrangig [27], so wird an physikalisch basierte, flächendetaillierte hydrologische Modelle zunehmend die Anforderung gestellt, die Variabilität der hydrologischen Prozesse im Einzugsgebiet zu berücksichtigen. Diese wird neben der Heterogenität der Geocharakteristika (Relief, Pedologie, Landnutzung, Geologie), des meteorologischen Inputs (Niederschlag usw.) auch durch die ereignisabhängige räumliche Verteilung der Zustandsvariablen, insbesondere der Bodenfeuchte, verursacht. Verschiedene Prozess-Studien zeigen den Einfluss der Gebietsvorfeuchte bei Beginn eines Niederschlagsereignisses auf das Abflussverhalten eines Einzugsgebietes [14,9]. ETZENBERG [10] beschreibt die Bedeutung der flächenhaft unterschiedlichen Füllung des Bodenspeichers für die Bildung schneller Abflusskomponenten. Zu derartigen Abhängigkeiten werden im Bereich der flächendifferenzierten, mesoskaligen Abflussmodellierung neue Hypothesen aufgestellt, wie es z.B. im TOPMODELL der Fall ist. Dieses verwendet für die Beschreibung der heterogenen Verteilung der Zustandsvariable "Bodenfeuchte" den topographischen Index $\ln(a/\tan\beta)$ [1]. Mit diesem Index wird die Bereitschaft einer Fläche beschrieben, Sättigungsflächenabfluss zu erzeugen. Für die multiresponse-Kalibrierung und -Validierung der modellierten Heterogenitäten werden ebenfalls wiederum räumlich verteilte Informationen über Zustandsvariablen wie z. B. die Bodenfeuchte benötigt.

Bei der flächendeckenden Erfassung von Bodenfeuchtedaten in einem Einzugsgebiet stösst man rasch auf arbeits- und kostentechnische Grenzen. Die Erkundung der Bodenfeuchte mit Hilfe satellitengestützter Mikrowellensensor- oder Radarsysteme würde zwar dem Aspekt der Flächendeckung gerecht werden, ist aber aus Gründen zu hoher Kosten, zu geringer messbarer Bodenschicht (nur wenige cm) oder störender Einflussgrößen (Bewölkung, Bewuchs usw.) für einen operationellen Einsatz nicht immer die ideale Lösung. Die Messung der Bodenfeuchte mit der gravimetrischen Methode liefert zwar sehr genaue Messwerte, kann aber nur unter hohem Arbeitsaufwand flächendeckend angewandt werden [2,24]. Um dennoch sowohl verlässliche Bodenfeuchtedaten zu erhalten als auch den Zeitaufwand zu reduzieren, bietet sich für die Durchführung der Wassergehaltsbestimmung die TDR-Methode an. Diese wurde für flächenartige Messungen vor allem mit stationären Messgeräten bereits verwendet und als wenig zeitaufwendig beschrieben [6,18]. Beim Aufbau eines umfassenden Messnetzes muss beachtet werden, dass jede Messung neben den technischen Fehlern des Messgerätes auch aufgrund der kleinräumigen Variabilität der Bodenfeuchte gewissen Unsicherheiten unterliegt [20,21].

Zur Gewinnung einer umfangreichen Datenbasis und um der letztgenannten Unsicherheit entgegenzutreten wurden bei den hier vorgestellten Untersuchungen des Lehrstuhls für Angewandte Physische Geographie (Ruhr-Universität Bochum) die chorische Dimension als Raumskala für die Messkampagnen zur räumlichen Variabilität der Bodenfeuchte ausgewählt. Als chorische Dimension bezeichnet man in der (landschaftsökologischen) Theorie der geographischen Dimensionen eine Raumskala, die komplexe Hydrotopgefüge beinhaltet, in denen neben anderen Einflussfaktoren wie Vegetation und Boden, auch laterale Hangwassertransporte Feuchteunterschiede bewirken. Im Gegensatz zu den stationären Messgeräten kam eine TDR-Einstechsonde zum Einsatz, mit der unter vertretbarem zeitlichen und finanziellen Aufwand die oberflächennahe Bodenfeuchte an verschiedenen Lokalitäten (Test-

hänge) mit jeweils über 80 Messpunkten erfasst werden kann. Ausgehend von diesen punktuellen Messungen sollen mit multivariat-statistischen Methoden Zusammenhänge zwischen der räumlichen Variabilität der Bodenfeuchte und der sie beeinflussenden Größen Relief, Boden und Nutzung quantifiziert werden und als Grundlage für eine Regionalisierung der Oberbodenfeuchte dienen. Da nach [19] im Minimum 50 bis 70 Daten für eine umfassende geostatistische Auswertung nötig sind, kann durch die oben angesprochene Messmethode und -anzahl dem entsprochen werden. Über das Regionalisierungsmodell sollen keine exakten Vol.% Wassergehaltsangaben für jede Rasterzelle im Untersuchungsgebiet errechnet, sondern mittlere Abweichungen des Wassergehaltes gegenüber einem ebenen Standort mit gleichartigen Boden-Nutzungs-Verhältnissen angegeben werden.

2 Bodenfeuchtemessung mit dem TDR-Verfahren (Time-Domain-Reflectometry)

Das TDR-Verfahren ist den indirekten Methoden zuzuordnen, bei denen vom Wassergehalt abhängige physikalische Größen gemessen werden. Weitere Beispiele sind das tensiometrische oder radioaktive Verfahren (Neutronensonde, Gammasonde). Demgegenüber stehen die direkten Methoden wie z.B. die gravimetrische Wassergehaltsbestimmung oder die Tauchwägmethode [15].

Bei der TDR-Methode handelt es sich um ein Radarmessverfahren, das auf der Messung der Dielektrizitätszahl (DEZ) eines Mediums beruht. Anfangs von der Elektrotechnik zur Überprüfung von elektrischen Leitungssystemen eingesetzt, wird sie seit etwa 30 Jahren auch zur Bestimmung des Wassergehaltes im Boden verwendet [3]. Die eigentliche Grundvoraussetzung für die Wassergehaltsbestimmung mit dem TDR-Verfahren bildet der Umstand, dass sich Wasser mit einer vielfach höheren DEZ (81) von der Festsubstanz (3-5) und der Luft (1) unterscheidet [16].

Bei der Messung der Bodenfeuchte wird zuerst über die Aussendung einer elektromagnetischen Welle und deren Reflektionszeit die DEZ des Bodens berechnet. Anschließend kann der volumetrische Wassergehalt des Bodens unter Einsetzung der DEZ des Bodens über eine Gleichung berechnet werden [20,3,23].

Im Rahmen der eigenen Untersuchungen findet die Messung der Bodenfeuchte mit einer dreiständigen Gabelsonde (Typ P3), die an das Messgerät „TRIME-FM“ (beide von der Fa. IMKO) angeschlossen ist, statt. Der Messbereich der Sonde liegt als „Zylinder“ um die drei Messstäbe, die eine Länge von 16 cm haben (vgl. Abbildung 1).

Bei der Messung werden die Stäbe in vorgebohrte Löcher in den Boden eingeführt. Der volumetrische Wassergehalt wird vom Messgerät „TRIME-FM“ über eine Eichfunktion berechnet und direkt angezeigt. Dieser Wert ist als Mittelwert über die 16 cm Bodenmächtigkeit anzusehen. Bei der als Standard im Messgerät eingestellten Eichfunktion handelt es sich um die weitverbreitete Funktion von TOPP, DAVIS & ANNAN [23], die für mineralische Substrate entwickelt worden ist. Das Messgerät ist auf den Bereich von 2,8 Vol.% bis 43,8 Vol.% kalibriert, weshalb alle Messwerte außerhalb dieses Bereiches aus der statistischen Auswertung ausgeklammert worden sind.

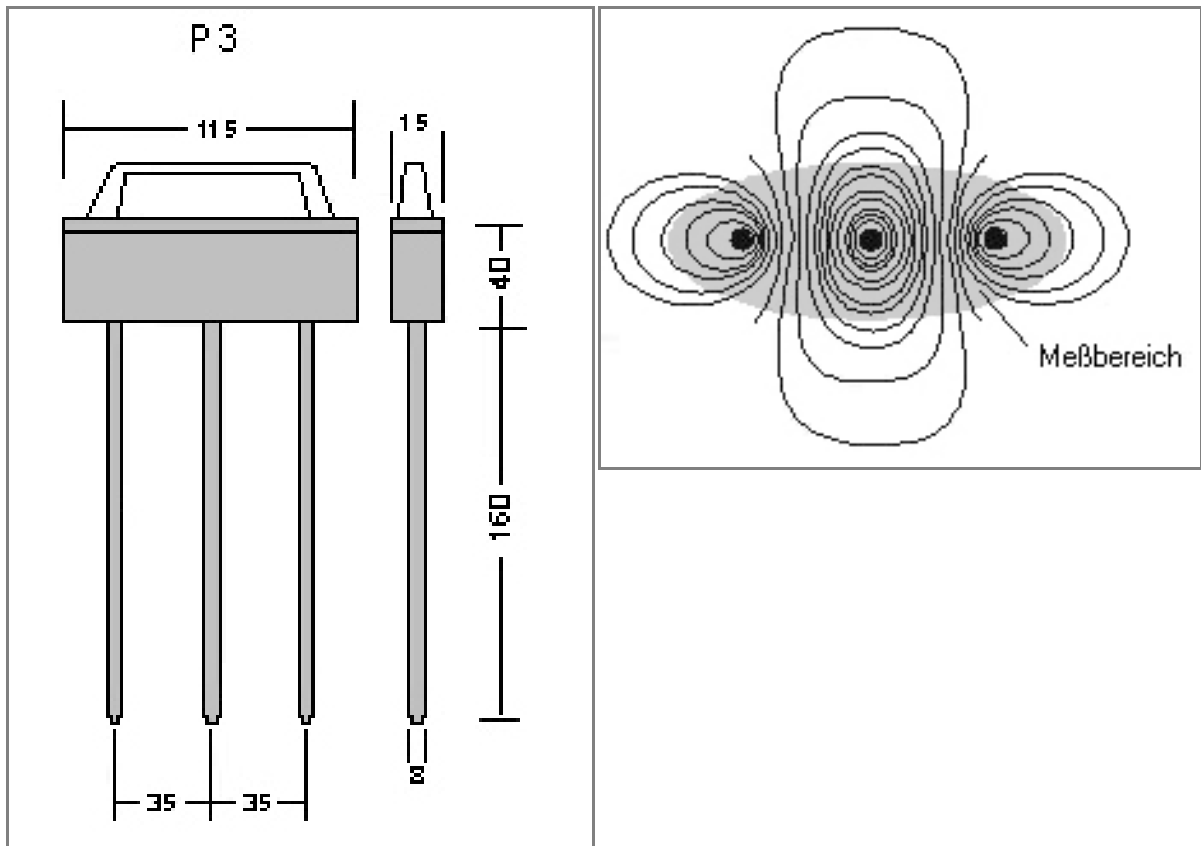


Abbildung 1: Darstellung der Gabelsonde mit Messbereich der Fa. IMKO

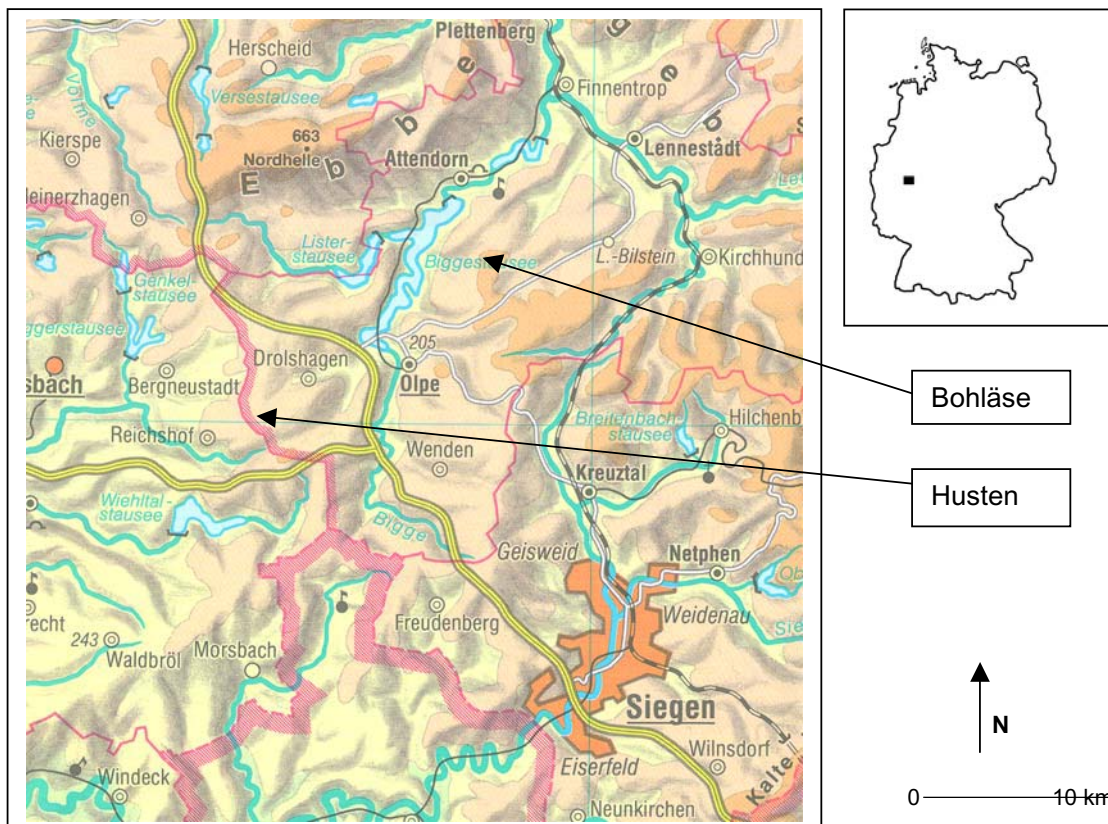


Abbildung 2: Lage der Untersuchungsgebiete Bohläse und Husten (verändert nach [26])

3 Die Untersuchungsgebiete Husten und Bohläse

Die Untersuchungen zur räumlichen Variabilität der Bodenfeuchte fanden an vier Testhängen in den hydrologisch-landschaftsökologischen Untersuchungsgebieten Husten (2,5 km²) und Bohläse (0,7 km²) im Sauerland statt (siehe Abbildung 2).

Die beiden Untersuchungsgebiete liegen in der naturräumlichen Einheit Südsauerländer Bergland in der Nähe der Bigge-Talsperre und gehören zum nordwestdeutschen Klimabereich mit feuchtkaltem Berglandklima. Die Jahresmitteltemperatur beträgt 8°C, der Jahresniederschlag liegt im Mittel bei 1158 mm [4,11]. Den geologischen Untergrund bilden überwiegend Ton- und Siltschiefer des Unter- und Mitteldevons, im Gebiet Husten treten zusätzlich feinkörnige Sandsteineinlagerungen hinzu [12]. Als Bodentypen treten in der Bohläse neben Ranker vor allem gering- bis mittelmächtige Braunerden auf, die sich aus periglazialen Deckschichten gebildet haben. Im Gebiet Husten kommen hierzu noch Staunässeböden auf Flächen mit dichten quartären Fließerden, in kleinen flachen Hangmulden Anmoorgley und Niedermoore, in den Talgrundbereichen Gley und Nassgley und an den Unterhängen aufgrund historischen Ackerbaus Kolluvisole. Hinsichtlich des Reliefs und der Landnutzung steht dem stark reliefierten, ausschließlich als Forst genutzten Gebiet Bohläse, das Gebiet Husten mit durchschnittlich geringeren Hangneigungen und überwiegend Grünlandnutzung gegenüber.

Im Untersuchungsgebiet Husten liegen die beiden Testhänge „Hähnen“ und „Husten“ (vgl. Tabelle 1). Beide ähneln sich hinsichtlich der Reliefform (konvergenter Hang), der Nutzung und des Substrates. Unterschiede treten beim Faktor Exposition und in

Tabelle 1: Reliefverhältnisse der Testflächen Hähnen, Husten, Bohläse I und II mit Anzahl der Messpunkte je Kampagne

	Testhang Hähnen	Testhang Husten	Testhang Bohläse I	Testhang Bohläse II
Exposition	O, NO, (N, NW)	O, SO, (S, NO)	NW, (N)	O, (NO)
Neigung	0 – 20°	0 – 20°	3 – 20°	3 – 30°
Höhe (m ü. NN)	433 -468	382 - 425	364 - 384	372 - 428
Vertikalwölbung	Oberhang: konvex Mittelhang: konkav Unterhang: konkav	Oberhang: konvex Mittelhang: konkav Unterhang: konkav	Oberhang: konvex Mittelhang: gestreckt Unterhang: gestreckt	Oberhang: konvex Mittelhang: konvex Unterhang: gestreckt
Horizontalwölbung	Oberhang: gestreckt Mittelhang: konkav Unterhang: konkav	Oberhang: konvex Mittelhang: konkav Unterhang: konkav	Oberhang: gestreckt Mittelhang: gestreckt Unterhang: gestreckt	Oberhang: gestreckt Mittelhang: gestreckt Unterhang: gestreckt
Anzahl der Messpunkte	Messung 1: 94 Messung 2: 90 Messung 3: 60	Messung 1: 72 Messung 2: 84 Messung 3: 77 Messung 4: 88	Messung 1: 45 Messung 2: 42 Messung 3: 40	Messung 1: 80 Messung 2: 70

der Variabilität der Neigungsverhältnisse auf. Im Untersuchungsgebiet Bohläse liegen die Testhänge „Bohläse I“ und „Bohläse II“, die in Nutzung und Bodentyp gleiche Ausprägung aufweisen. Während der Testhang „Bohläse I“ aber überwiegend nordwestexponiert ist und eine geringere Hanglänge besitzt, weist der Testhang „Bohläse II“ überwiegend eine Ostexposition und eine größere Hanglänge gegenüber „Bohläse I“ auf.

4 Räumliche Variabilität der Bodenfeuchte an den Testhängen in Husten und Bohläse

Bisher sind an den vier Messhängen insgesamt 12 Messkampagnen mit jeweils etwa 40 bis 90 Messpunkten durchgeführt worden (vgl. Tabelle 1). Die Auswahl der Messstage erfolgte zum Einen unter dem Aspekt verschiedener Witterungssituationen (unterschiedlicher mittlerer Wassergehalt am gesamten Testhang) und zum Anderen sollten zwischen Messtag und letztem Niederschlagsereignis eine gewisse Austrocknungsphase liegen. Dadurch sollte sichergestellt werden, dass die im Oberboden gemessene Feuchte den Charakter einer Gleichgewichtsbodenfeuchte unter den gegebenen Witterungssituationen annimmt. Keinesfalls sollte sie durch kurz vor dem Messzeitpunkt gefallene Niederschläge räumlich ungleichmäßig geworden sein.

Im Weiteren werden beispielhaft die Messkampagnen am Testhang Husten dargestellt und quantitativ ausgewertet. Tabelle 2 gibt einen Überblick zu der jeweiligen Witterungssituation, dem mittleren Wassergehalt (Vol.%) und dessen Spannweite. Beim Messtermin 07.05.2002 wurde am Testhang Husten bewusst keine mehrtägige Austrocknungsphase eingehalten, um die räumliche Variabilität der Bodenfeuchte unmittelbar nach einem feuchten Zeitraum zu erfassen.

An jedem Messpunkt fanden mindestens zwei Messungen im Abstand von ca. 20 cm statt, woraus der Mittelwert für diesen Geländepunkt ermittelt wurde. War die Differenz der absoluten Bodenfeuchte größer als 5 Vol.-% wurde in unmittelbarer Nachbarschaft eine dritte Messung durchgeführt. Die einzelnen Messpunkte wurden so ausgewählt, dass der Einfluss von z.B. ehemaligen Flurgrenzen, Wegen usw. ausgeschlossen werden konnte. Des Weiteren wurden die Messpunkte mit einem Tachymeter vermessen, wodurch genaue Koordinaten und Höhenangaben in m ü. NN vorliegen. Für eine Messkampagne mit ca. 80 Messpunkten war für zwei Arbeitskräfte ein Zeitaufwand von ca. 6 Stunden nötig.

Mit Hilfe der Software Surfer 7.0 der Fa. Golden Software können die gemessenen Bodenfeuchtedaten zusammen mit den Koordinaten und Höhenangaben für den jeweiligen Messtag visualisiert werden (vgl. Abbildung 3, 4, 5 und 6). Um eine flächendeckende Darstellung anzuzeigen, bietet die Software verschiedene Interpolationsmethoden (z.B. Kriging) an. In den weiterführenden multivariat-statistischen Auswertungen dieser Untersuchung (vgl. Kap. 5 und 6) werden aber nur die Wassergehaltswerte der punktuellen Messungen verwendet, die interpolierten Daten dienen nur der besseren Anschauung.

Eine erste qualitative Beschreibung der Abbildungen lässt gut erkennen, dass der Bodenwassergehalt im Oberboden tendenziell stets vom Oberhang bis zum Unterhang bzw. vorfluternahen Bereich zunimmt. Dies kann auf den Einfluss des Reliefs zurückgeführt werden, wobei sich stets der Bereich südlich der Mess-Station Oberhang mit geringeren Wassergehalten gegenüber dem restlichen Oberhangbereich hervorhebt. Dort sind sehr geringmächtige und skelettreiche Ranker anzutreffen, die

Tabelle 2: Übersicht über Witterung und Abflüsse (nahegelegene Pegelstation) der Messtage am Testhang Husten

Kennwert	14.06.2000	09.05.2001	24.08.2001	07.05.2002
Mittelwert (Vol.%)	25,3	28,7	17,5	35,5
Maximum (Vol.%)	40,8	41,4	30,4	43,2
Minimum (Vol.%)	11,4	8,4	10,1	26,0
Spannweite (Vol.%)	29,4	33,0	20,3	17,2
Standardabweichung	6,38	5,51	4,02	4,52
mittl. Tagesabfluss (m ³ /s) / mittl. Jahresabfluss (m ³ /s)	0,0095 / 0,094	0,0315 / 0,076	0,0065 / 0,076	0,083 / 0,100
Nd-summe (7 Tage vorher (mm))	2,2	0,0	3,4	32,4
Nd-summe (3 Tage vorher (mm))	0,2	0,0	0,2	22,6
Nd-summe (2 Tage vorher (mm))	0,0	0,0	0,2	6,8
Nd-summe (1 Tag vorher (mm))	0,0	0,0	0,0	6,8
Regenfreie Tage vor Mes- sung	6	7	3	0

das Bodenwasser aufgrund ihrer geringen Speicherkapazität rasch versickern lassen. Ebenfalls ist bis auf den Messtermin vom 14.06.2000 die Tiefenlinie des Testhanges mit gegenüber dem Umfeld erhöhten Bodenwassergehalten deutlich erkennbar. Beim Messtermin 24.08.2001 sind mehrere Feuchtefelder mit geringeren Wassergehalten erkennbar, die den allgemeinen Trend-Zunahme des Wassergehaltes zum Unterhang hin - unterbrechen. Derartige abweichende Feuchtefelder, sowohl mit höherem als auch niedrigerem Wassergehalt, sind auch an anderen Messtagen erkennbar.

Der Einfluss der unterschiedlichen Witterungssituationen macht sich insbesondere bei den Terminen 14.06.2000, 09.05.2001 und 24.08.2001 bemerkbar. Weisen die beiden seitlichen Kuppenbereiche nordöstlich und südwestlich der Mess-Station Rinne an den beiden erstgenannten Terminen noch eine ähnliche Bodenfeuchteverteilung auf, so ist am 24.08.2001 eine leichte Asymmetrie zu erkennen.

Bei dem Messtermin 07.05.2002 ist obwohl dieser keinen regenfreien Vortag aufweist ein den anderen Messterminen ähnliches Bodenfeuchtemuster zu erkennen. Dabei kommt es aber zu Abweichungen im Bereich des südlichen Hangrückens. Während hier am 24.08.2002 die Wassergehalte zur Tiefenlinie hin (Mess-Station Rinne) zunehmen, weisen am 07.05.2002 der Hangrücken und der Tiefenlinienbereich z. T. höhere Wassergehalte auf als der dazwischen liegende Bereich.

Diese erste qualitative Beschreibung der Bodenfeuchteverteilung gibt einen Einblick in das Zusammenwirken von Bodenfeuchteverteilung und Geofaktoren und es konnten erste Thesen für die weiteren statistischen Auswertungen abgeleitet werden. Voraussetzung für die Entwicklung eines anwendbaren Regionalisierungsansatzes ist aber die Quantifizierung derartiger Zusammenhänge.

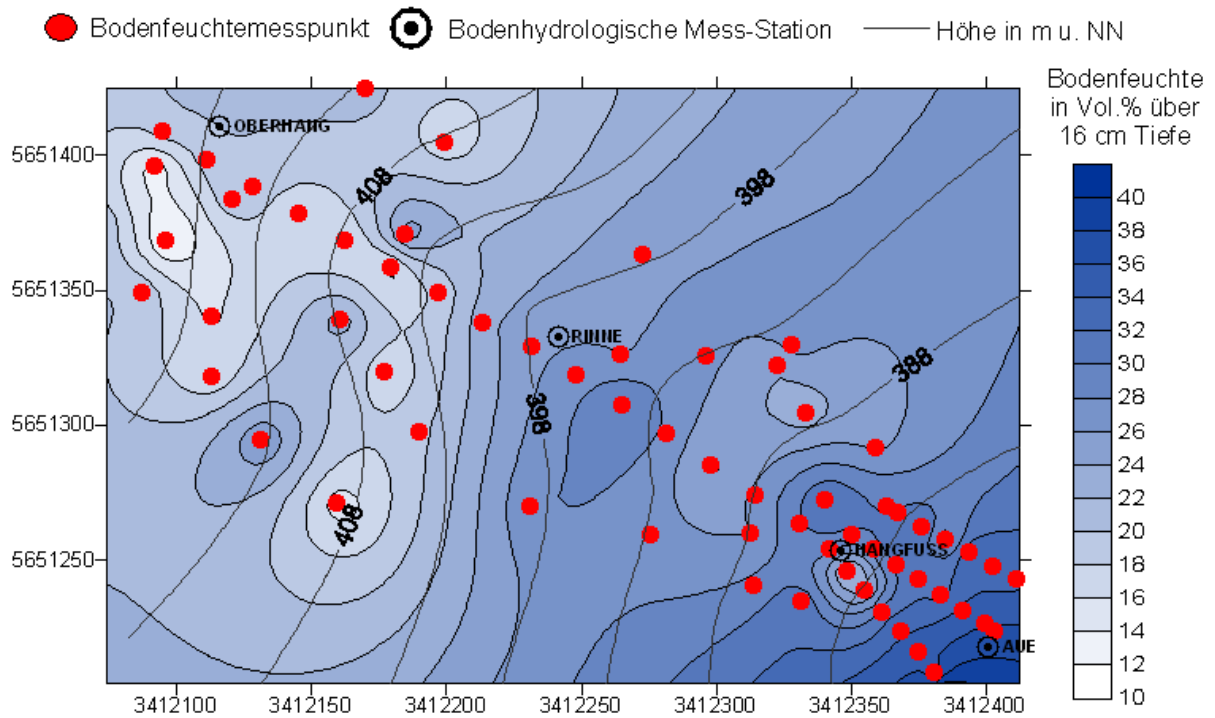


Abbildung 3: Räumliche Variabilität der Bodenfeuchte am Testhang Husten am 14.06.2000 (verändert nach [28]); (Abbildungen sind alle eingenordet und der Vorfluter befindet sich am südöstlichen Rand)

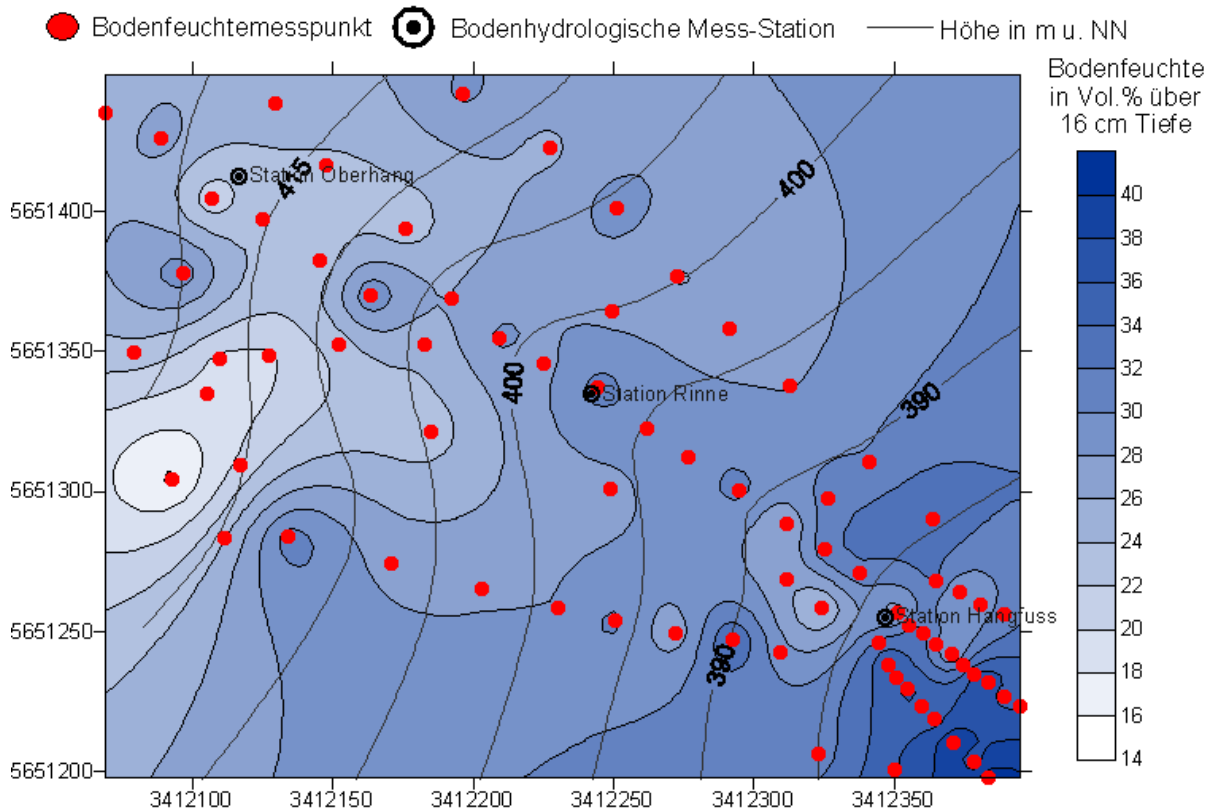


Abbildung 4: Räumliche Variabilität der Bodenfeuchte am Testhang Husten am 09.05.2001

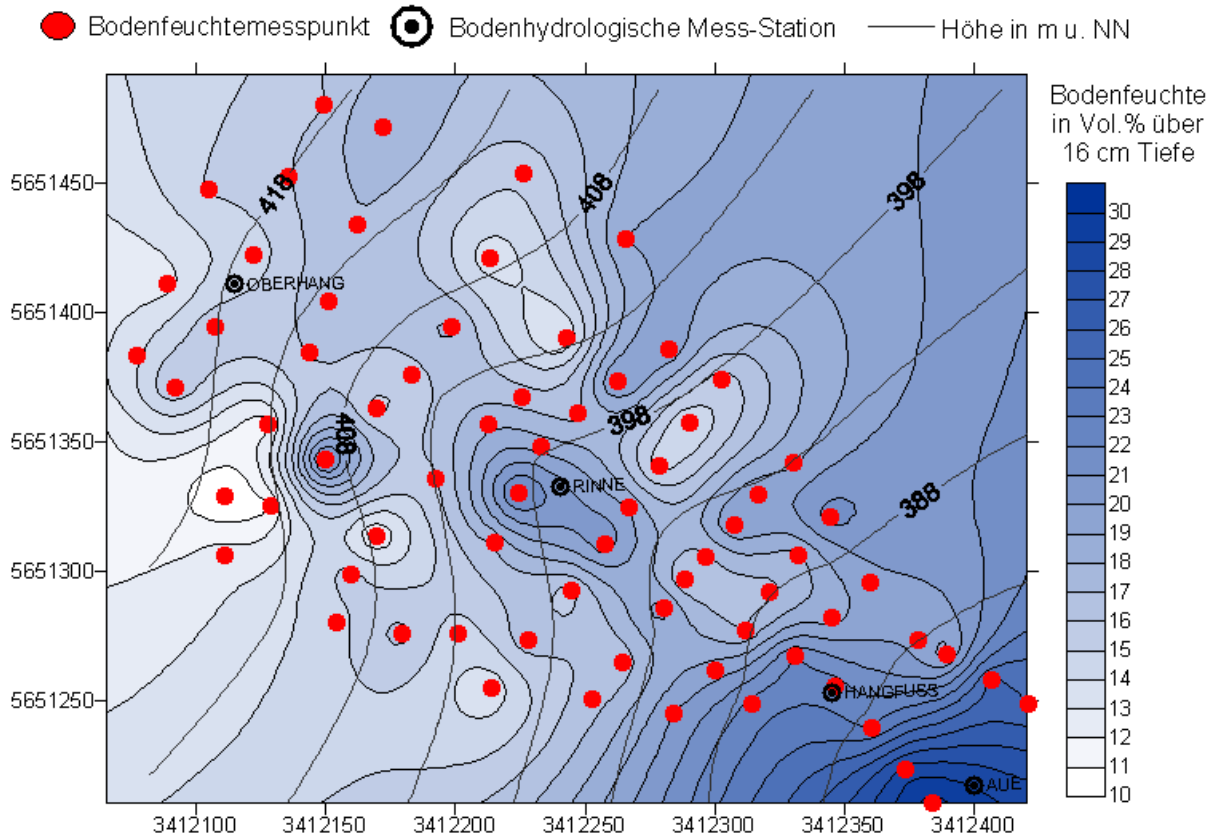


Abbildung 5: Räumliche Variabilität der Bodenfeuchte am Testhang Husten am 24.08.2001

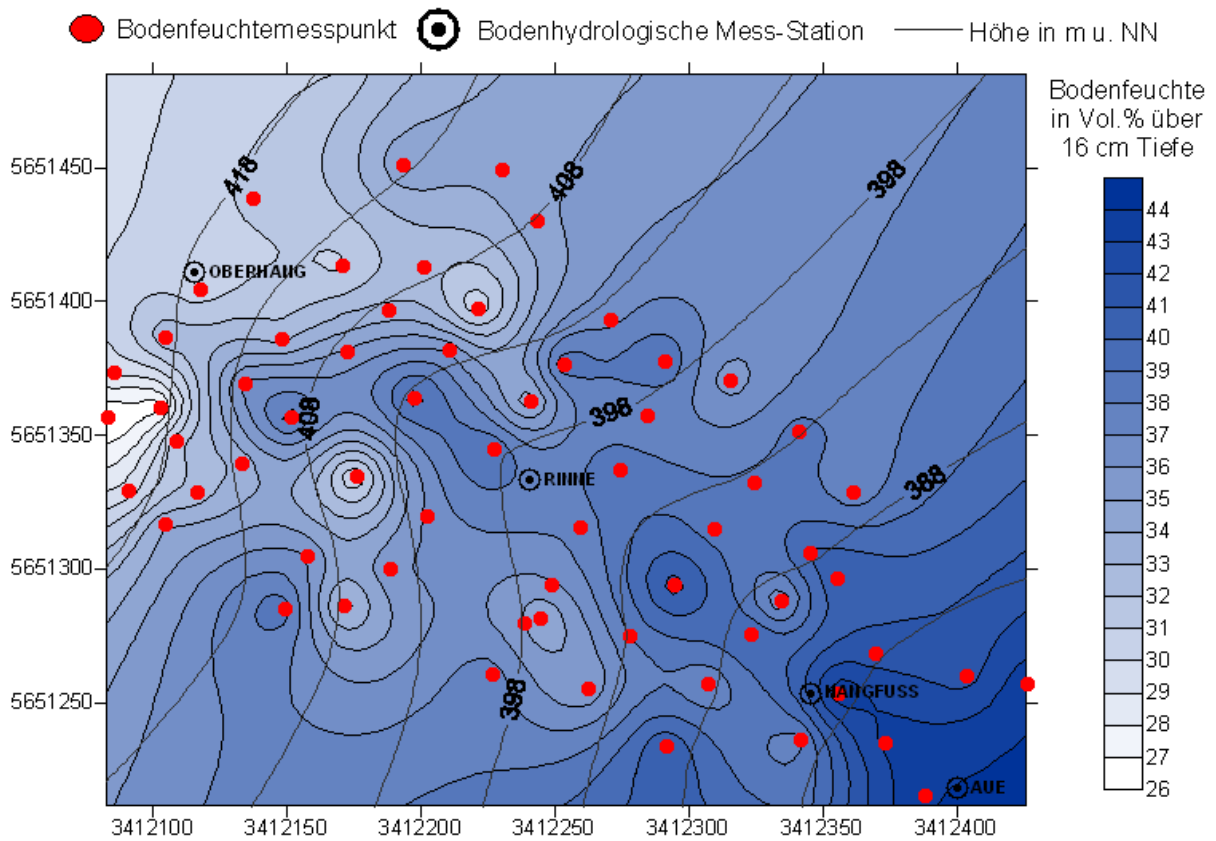


Abbildung 6: Räumliche Variabilität der Bodenfeuchte am Testhang Husten am 07.05.2002

5 Multivariat-statistische Auswertungen zur Abhängigkeit der Bodenfeuchteverteilung von Relief und Boden als Grundlage für ein Regionalisierungskonzept

5.1 Einführung

Auf Grundlage der oben aufgeführten Messungen lassen sich erste deutliche Einflüsse des Reliefs erkennen. Dessen zentrale Rolle auf die Verteilung der Bodenfeuchte ist bereits ausführlich untersucht worden [17,13,25] und spiegelt sich in verschiedenen Reliefindices zur Beschreibung der Bodenfeuchtevariabilität wider. Zusammenfassend sind diese bei [20] erläutert, weitere Erkenntnisse sind bei [7] beschrieben. Des Weiteren ist auch der Boden, wie in Kap. 4 bereits angedeutet, durch seine Speichereigenschaften und die Nutzung über den Bewuchs und deren Verdunstung von Bedeutung für die räumliche Bodenfeuchtevariabilität. Die Nutzung ist auf den in dieser Untersuchung bearbeiteten Testhängen stets gleich, weshalb davon ausgegangen werden kann, dass dieser Faktor für die Ausprägung der räumlichen Bodenfeuchtefelder ohne nennenswerte Auswirkung bleibt. Der absolute Wassergehalt bleibt durch die austrocknungsfördernde Transpiration des Bewuchses dagegen nicht unbeeinflusst. Dies gilt es bei einem Vergleich von verschiedenen Messtagen zu berücksichtigen. Bei den nachfolgenden statistischen Auswertungen findet daher einerseits eine Eingrenzung auf die Einflussfaktoren Relief und Boden statt, andererseits sollen sich diese Ausführungen auf die Datenlage des Testhanges Husten beschränken. Dort stehen für die Regressionsanalysen eine detaillierte Bodenkartierung (60 Bohrpunkte; Fläche 48000 m²) und ein Digitales Höhenmodell im 10x10 m Raster zur Verfügung. Des Weiteren werden für eine Übertragbarkeit der Ergebnisse nicht die absoluten Wassergehalte für die statistischen Auswertungen verwendet, sondern die für jeden Messpunkt berechnete Abweichung des Wassergehaltes vom Mittelwert der jeweiligen Messkampagne.

5.2 Einfluss des Reliefs auf die Bodenfeuchteverteilung

5.2.1 Vorbemerkungen

Im Folgenden soll über einfache Regressionsberechnungen der Einfluss des Reliefs über einzelne Reliefparameter wie z.B. Hangneigung, Exposition usw., betrachtet werden. Dabei werden die Messpunkte die im Einflussbereich des Grundwassers liegen nicht in die Berechnungen einbezogen. Der Einfluss des Grundwassers würde die anderen Zusammenhänge zu stark überlagern.

5.2.2 Einfluss der Hangneigung auf die Bodenfeuchteverteilung

Die Hangneigung übt einen Einfluss sowohl auf ober- bzw. unterirdische Abflüsse als auch auf den standörtlichen Energie- und Wärmehaushalt aus. Es ist zu erwarten, dass bei zunehmender Hangneigung die Abflussgeschwindigkeit zunimmt und die Infiltration bei gleichen Bodeneigenschaften herabgesetzt wird. Dadurch würde eine zunehmende Hangneigung eine Verringerung der Bodenfeuchte bewirken [7].

Diese Annahme lässt sich bei allen Messterminen bestätigen, wie die gleichartig verlaufenden Tendenzen zeigen. So kann der Einfluss der Hangneigung auf die Bodenfeuchtevariabilität mit den Bestimmtheitsmaßen in Abbildung 7 insbesondere für die Messtermine 14.06.2000 und 09.05.2001 nachgewiesen und zu ca. 41% bzw. ca. 36% erklärt werden. Gegenüber diesen beiden Tagen die mit 25 Vol.% und 28 Vol.%

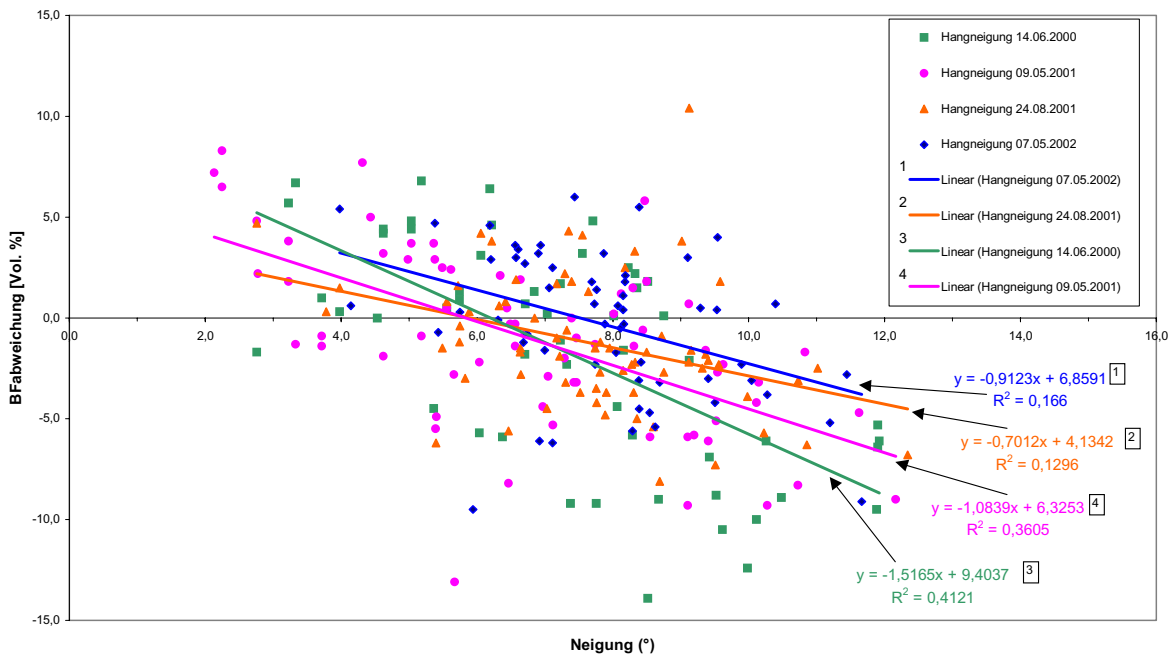


Abbildung 7: Regressionsberechnung (Bodenfeuchteabweichung – Hangneigung) mit allen vier Terminen am Testhang Husten

ähnliche mittlere Wassergehalte aufweisen verringert sich das Bestimmtheitsmaß bei den anderen Messungen. Insbesondere bei den Werten vom Messtermin 24.08.2001, der mit durchschnittlich 17,5 Vol% Wassergehalt trockene Bodenfeuchteverhältnisse repräsentiert, verringert sich das Bestimmtheitsmaß auf 0,1296. An der räumlichen Verteilung der Bodenfeuchte im Sommer dürften daher weitere Faktoren einwirken, die den Einfluss der Hangeigung mindern. Der Boden kann dabei über seine Speichereigenschaften - Bodenwasser wird entgegen der Versickerung und Verdunstung gehalten - eine Rolle spielen und den Einfluss des Reliefs mindern.

5.2.3 Einfluss der relativen Hanglänge auf die Bodenfeuchteverteilung

„Mit der „relativen Hanglänge“ läßt sich die Position eines Standortes im oberirdischen Abflußsystem parametrisieren“ [7:113]. Dabei setzt man die tatsächliche Entfernung eines Standortes zur lokalen Wasserscheide mit der gesamten Fließstrecke in Beziehung. Dieser Parameter kann Werte zwischen null und eins annehmen und ist als Indikator für das lokale Einzugsgebiet eines Standortes zu sehen. Je näher der Wert an eins liegt, desto größer ist das lokale Einzugsgebiet und desto höhere Wassergehalte sind im Boden zu erwarten.

Wie die Abbildung 8 zeigt, nimmt an allen Messterminen der Wassergehalt mit zunehmender Hangneigung zu, weshalb obige Annahme hier bestätigt werden kann. Während die Messtage 14.06.2000 ($r^2=0,6621$) und 07.05.2002 ($r^2=0,5303$) ein jeweils hohes Bestimmtheitsmaß aufweisen, berechnet sich beim sommerlichen Termin (24.08.2001) mit 0,3145 ein deutlich geringerer Wert. Die relative Hanglänge beschreibt zwar an allen Messtagen mit mindestens 31% die Variabilität der Bodenfeuchte, aber wie bereits bei der Hangneigung müssen bei geringeren durchschnittlichen Wassergehalten im Boden andere beeinflussende Faktoren hinzutreten.

Wird die relative Hanglänge noch als Indikator für das lokale Einzugsgebiet verwendet, so lässt sich letzteres direkt über den Einsatz eines Digitalen Höhenmodells und

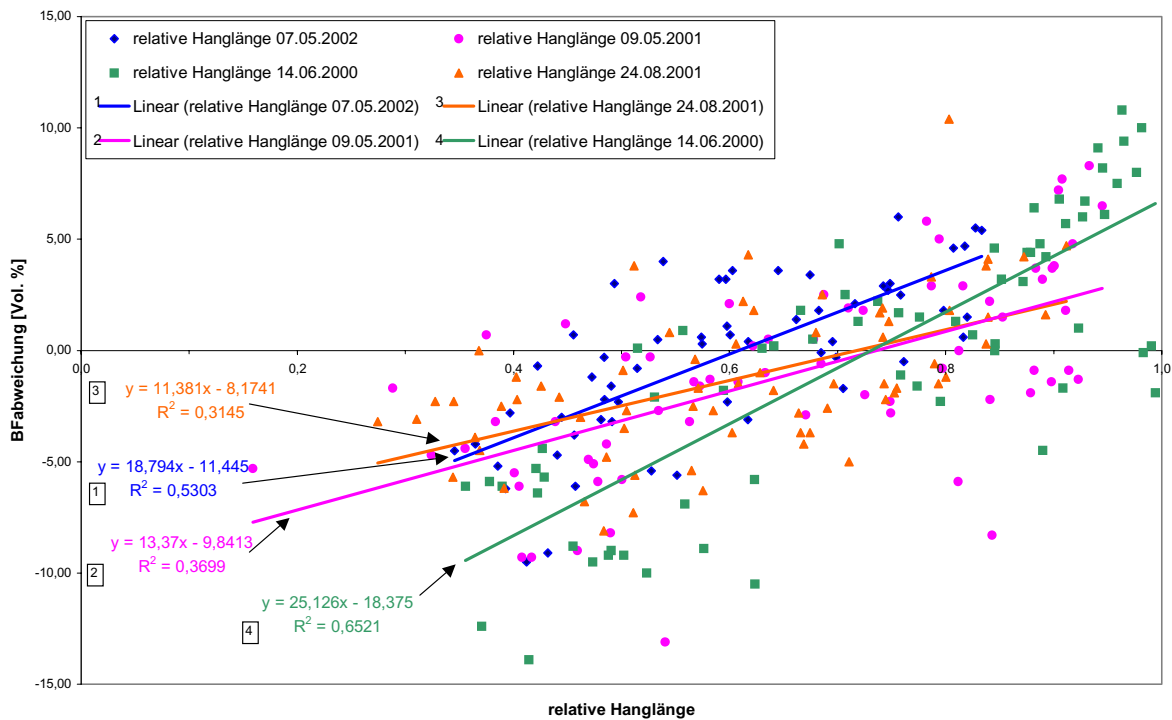


Abbildung 8: Regressionsberechnung (Bodenfeuchteabweichung – rel. Hanglänge) mit allen vier Terminen am Testhang Husten

mit einer in der GIS-Software ArcView zur Verfügung stehenden Erweiterung (watershed) berechnen. Setzt man diese Werte (in m^2) mit der Bodenfeuchteabweichung in Beziehung, so erhält man gegenüber der Hanglänge an den verschiedenen Messterminen ein jeweils geringeres Bestimmtheitsmaß. Insbesondere am Sommertermin würde das lokale Einzugsgebiet die Bodenfeuchtfelder nicht mehr erklären. Eine mögliche Ursache für diese großen Unterschiede der Regressionsergebnisse kann in der Art der Berechnung des Parameters liegen. So muss für den Rechenvorgang ein den Bodenfeuchtemesspunkt umgebender Bereich gewählt werden (snap-Funktion), der die Grundlage für die Einzugsgebietsberechnung bildet. In Abbildung 9 sind die Bestimmtheitsmaße für einen Punktbereich von 10 m Radius dargestellt. Verwendet man z.B. für den Datensatz des Messtermines 14.06.2000 einen Radius von 30 m, so erhöht sich das Bestimmtheitsmaß von 0,1713 auf 0,3547. Es würde dadurch eine signifikante Abhängigkeit bei $\alpha/2 = 0,025$ bestehen. Diese Berechnungen haben natürlich auch Auswirkungen auf den Einfluss des Topographischen Index (vgl. Kap. 5.1.3), der das Einzugsgebiet eines Punktes einbezieht. Zudem berücksichtigt ArcView in der Berechnung nur eine Fließrichtung je Rasterzelle, was nicht den realen Abflussprozessgegebenheiten entspricht. Dieser Aspekt, dass unterschiedliche Berechnungsmethoden, die eigentlich den gleichen Parameter darstellen sollen, aber verschiedene Regressionsergebnisse liefern, wird insbesondere bei der Entwicklung des Regionalisierungsmodells wichtig. Dort sollen die Zu- und Abschläge der Bodenfeuchte eines Standortes nach den Einflussfaktoren gewichtet werden.

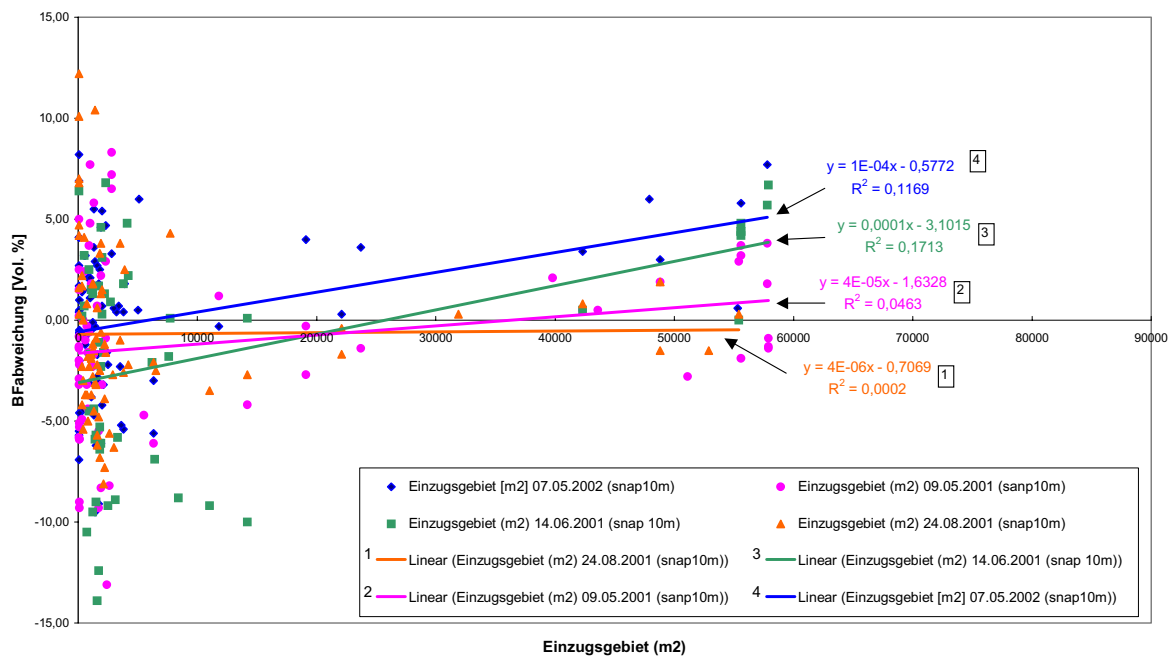


Abbildung 9: Regressionsberechnung (Bodenfeuchteabweichung – Einzugsgebiet) mit allen vier Terminen am Testhang Husten

5.2.4 Einfluss der Hangneigung und des Einzugsgebietes auf die Bodenfeuchteverteilung

Die gemeinsame Betrachtung von Einzugsgebiet und Hangneigung zur Beschreibung der Bodenfeuchteverteilung stellt einen der am häufigsten verwendeten kombinierten Parameter dar. Durch diese beiden Einflussfaktoren wird die Auswirkung des an einem Standort ankommenden Niederschlagswassers und dessen Infiltration bzw. Weiterleitung erfasst [7,20]. Eine Abnahme der Hangneigung und eine Zunahme des Einzugsgebietes würde eine Erhöhung des Bodenwassergehaltes und folglich des Indexwertes bewirken. Ein Beispiel für diesen kombinierten Parameter ist der Topographische Index ($\ln(a/\tan\beta)$) von BEVEN, KIRKBY, SCHOFIELD & TAGG [1], der als Teil des TOPMODEL fungiert. LEHMANN [20] beschreibt noch zwei weitere Termine dieses kombinierten Parameters, wobei bei den folgenden Auswertungen der von BEVEN, KIRKBY, SCHOFIELD & TAGG [1] verwendet wird.

Die Regressionsergebnisse zeigen bei allen Messtagen keinen guten Zusammenhang, wobei aber durch die Tendenz, dass bei steigendem TopIndex die Bodenfeuchte zunimmt, obige Annahme ansatzweise bestätigt wird (vgl. Abbildung 10). Einzig der Messtermin 14.06.2000 zeigt mit 0,1449 ein höheres Bestimmtheitsmaß als die anderen Messtermine. Würde man hier für die Berechnung des Einzugsgebietes einen Grundlagenradius von 30 m verwenden (vgl. Kap. 5.1.3), so wäre auch hier eine Erhöhung des Bestimmtheitsmaßes von 0,1449 auf 0,2634 (Termin 14.06.2000) die Folge und eine signifikante Abhängigkeit ($\alpha/2 = 0,025$) gegeben.

5.2.5 Einfluss der Exposition auf die Bodenfeuchteverteilung

Die Exposition stellt einen Indikator für die Verdunstung dar [7,20]. Der Einfluss der Exposition auf die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte am Testhang Husten ist an allen Messterminen sehr gering (vgl. Abbildung 11). Das Bestimmtheitsmaß erreicht maximal 0,0567, was bedeutet, dass die Exposition nur zu 5% die Variabilität der

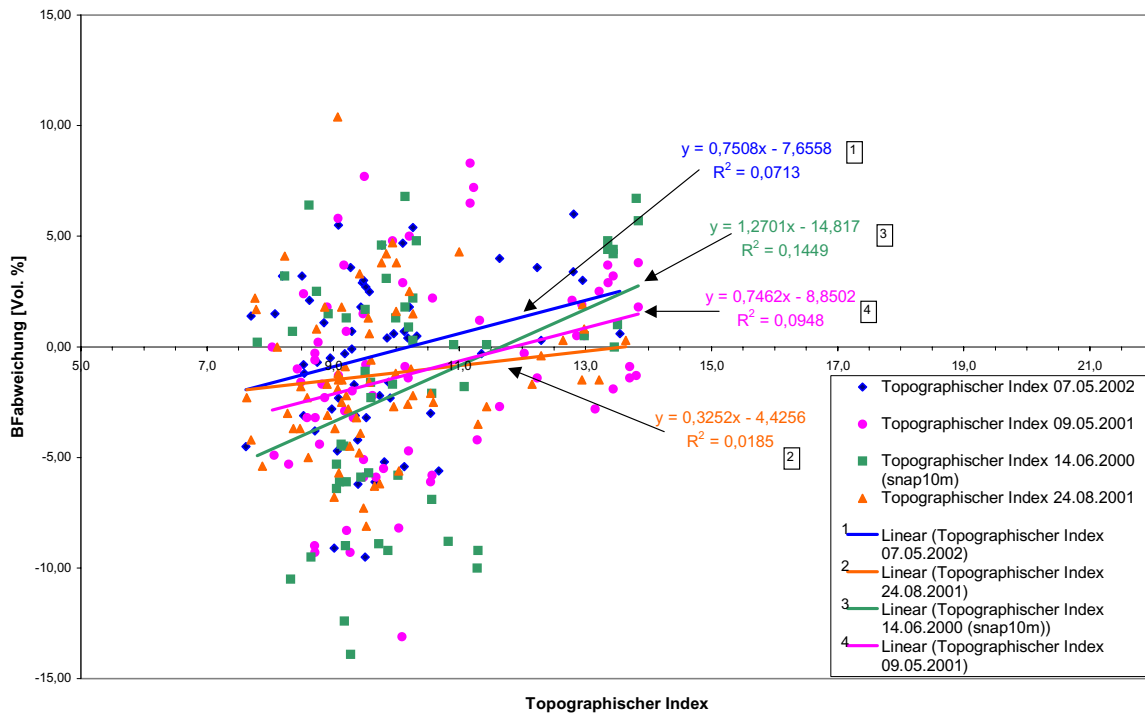


Abbildung 10: Regressionsberechnung (Bodenfeuchteabweichung – Topographischer Index) mit allen vier Terminen am Testhang Husten

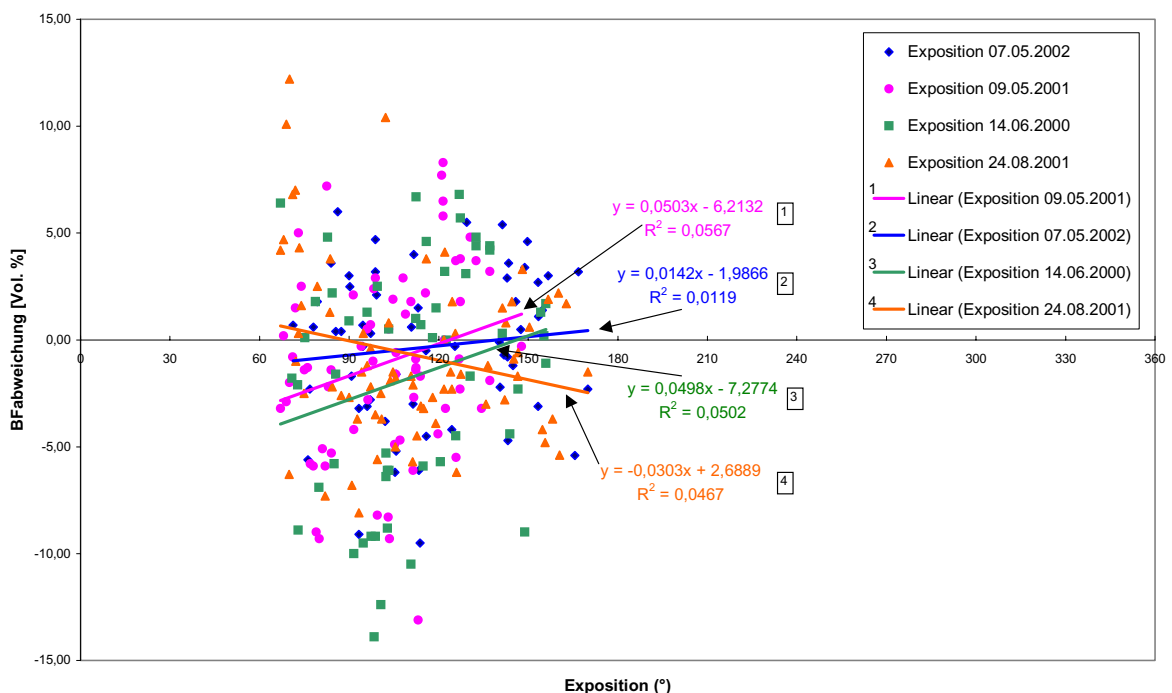


Abbildung 11: Regressionsberechnung (Bodenfeuchteabweichung – Exposition) mit allen vier Terminen am Testhang Husten

Bodenfeuchte beeinflusst. Bei einem Signifikanzniveau von 2,5% (zweiseitig) besteht bei allen Messterminen keine signifikante Abhängigkeit der Bodenfeuchteabweichung von der Exposition. Eine mögliche Ursache hierfür können die geringen Expositionsunterschiede am Testhang Husten sein, der vor allem eine nordöstliche bis südöstliche

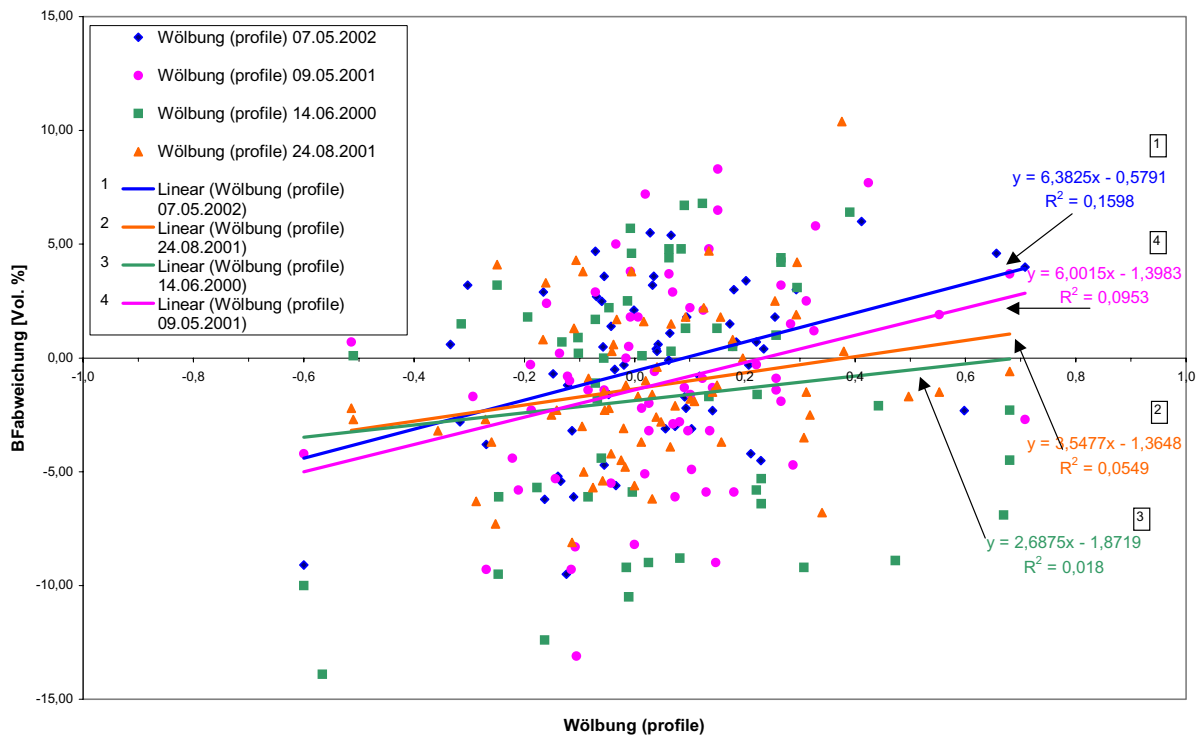


Abbildung 12: Regressionsberechnung (Bodenfeuchteabweichung – Vertikalwölbung) mit allen vier Terminen am Testhang Husten

che (60° bis 160°) Ausrichtung aufweist. Trotzdem zeigt sich aber am Messtag 24.08.2001 eine gegenüber den anderen Messtagen umgekehrte Tendenz. Während beim Sommertermin die Wassergehalte mit zunehmend südlicher Exposition abnehmen, was auch den theoretischen Überlegungen entspricht, nehmen diese bei den übrigen Messtagen zu. Möglicherweise spiegelt sich bei diesen Messtagen eine gegenüber dem Sommertermin noch geringere Verdunstung der Vegetationsdecke und somit ein geringerer Einfluss der Exposition wider.

5.2.6 Einfluss der Wölbung auf die Bodenfeuchteverteilung

Die Wölbung einer Geländeoberfläche wird zum einen in ihrer Richtung (horizontal oder vertikal) zum anderen in ihrer Tendenz (konvex, konkav oder gestreckt) angegeben. Über den Wölbungsradius kann die Stärke der Wölbung numerisch dargestellt werden [7,5]. An Stellen mit konkaver Horizontal- und Vertikalwölbung (Mulden, Senken) tritt Abflusskonvergenz, an Stellen mit konvexer Horizontal- und Vertikalwölbung (Rücken, Kämmen) Abflussdivergenz auf. Dies führt zur Ausbildung von feuchten bzw. trockeren Bodenbereichen.

Betrachtet man die horizontale (plan) und die vertikale (profile) Wölbung (beide mit konkav, konvex und gestreckt), so kann bei allen Messterminen kein eindeutiger Einfluss auf die Bodenfeuchteverteilung festgestellt werden (vgl. Abbildung 12 u. 13). Nur am Messtag 07.05.2002 zeigt die Vertikalwölbung ein gegenüber den übrigen Messtagen höheres Bestimmtheitsmaß, das aber mit 0,1598 immer noch niedrig ist und darüberhinaus wie bei den anderen Terminen keine signifikante Abhängigkeit ($\alpha/2 = 0,025$) aufweist.

Ursache für den geringen Einfluss der Wölbung kann eine noch getrennte Betrachtung der Vertikal- und Horizontalwölbung sein, da z.B. erst eine Kombination von

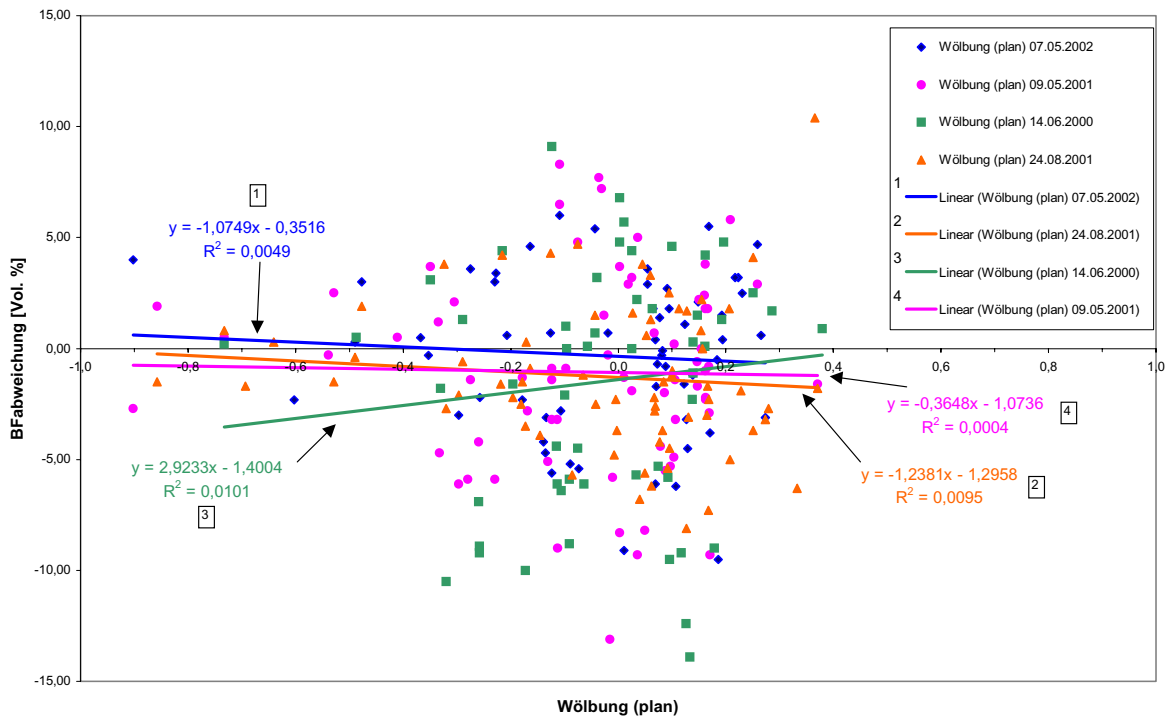


Abbildung 13: Regressionsberechnung (Bodenfeuchteabweichung – Horizontalwölbung) mit allen vier Terminen am Testhang Husten

horizontaler und vertikaler konkaver Wölbung eine Muldensituation beschreibt und somit höhere Bodenfeuchtegehalte aufweist.

5.2.7 Einfluss der relativen Höhe auf die Bodenfeuchteverteilung

Mit der relativen Höhe lässt sich die Entfernung zum Vorfluter parametrisieren. Dabei liegt die Annahme zugrunde, dass bei zunehmender Entfernung der Bodenwassergehalt aufgrund der höheren Reliefenergie und somit des höheren Fließgradienten abnimmt. Für die Berechnung der relativen Höhe wird die tatsächliche Höhe (in m ü. NN) des Messpunktes zur Höhe (in m ü. NN) des Vorfluters in Beziehung gesetzt. Dieser Wert ist größer als eins und zeigt abnehmende Bodenwassergehalte an je größer er wird.

Diese Annahme wird bei allen Messterminen bestätigt, wobei die Termine 07.05.2002 und 14.06.2000 die höchsten Bestimmtheitsmaße aufweisen (vgl. Abbildung 14). Beim sommerlichen Messtermin 24.08.2001 errechnet sich ein geringerer Wert, was möglicherweise auf den niedrigeren mittleren Wassergehalt von 17,5 Vol.% zurückgeführt werden kann. Zudem können aufgrund der hohen Verdunstung auch die Unterhangbereiche relativ trocken sein und daher zum Teil ähnliche Wassergehalte wie einige Oberhangbereiche haben.

5.3 Einfluss des Bodens auf die Bodenfeuchteverteilung

Durch seine Speichereigenschaften kann der Boden infiltrierten Niederschlag gegen die Versickerung zurückhalten und somit auf die Ausbildung unterschiedlicher Feuchtfelder Einfluss nehmen. Hierfür sind verschiedene Kräfte wie Adsorption, Adhäsion, Kohäsion oder osmotisches Potential verantwortlich [22]. Die für diese Kräfte steuernden Größen sind v.a. die Körnung und die Porengrößenverteilung, des

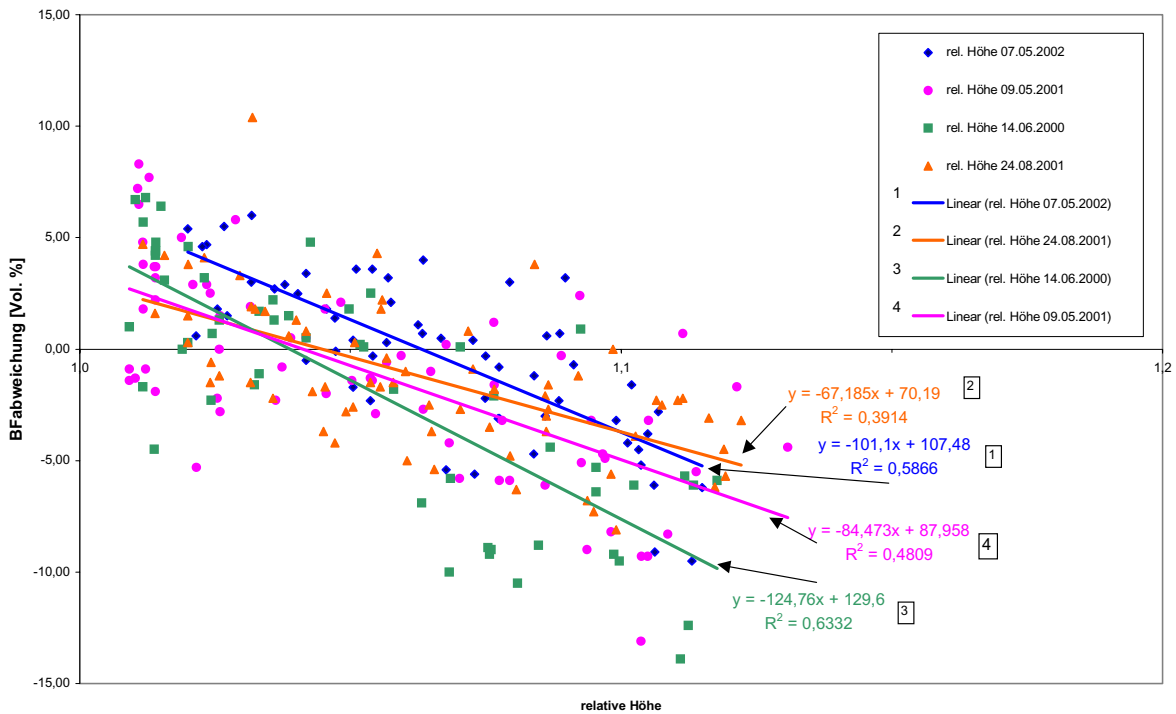


Abbildung 14: Regressionsberechnung (Bodenfeuchteabweichung – rel. Höhe) mit allen vier Terminen am Testhang Husten

Weiteren die Lagerungsdichte und der Humusgehalt. Eine Größe zur Beschreibung der Speichereigenschaft des Bodens stellt die Feldkapazität (FK) oder die nutzbare Feldkapazität (nFK) dar. Während die Feldkapazität den Anteil an Wassers angibt „der im Boden entgegen der Schwerkraft nach einem Überschuß-Regen durch Adhäsionskräfte gehalten werden kann“ [8:39], gibt die nutzbare Feldkapazität den Anteil des Bodenwassers an der für die Pflanzen verfügbar ist. Je größer der Wert z.B. der nutzbaren Feldkapazität in mm ist, desto mehr Wasser kann im Boden gespeichert werden und desto höher müsste der Bodenwassergehalt zu einem bestimmten Zeitpunkt gegenüber einem Boden mit geringerer nFK sein.

Da beide Größen die Speichereigenschaften des Bodens sehr gut widerspiegeln und über die Angabe in Vol.% oder mm für die Regressionsberechnungen gut parametrisierbar sind, werden sie bei dieser Untersuchung zur Regression von Bodenfeuchte und Boden herangezogen.

Der Einfluss des Bodens sowohl bei der nFK als auch bei der FK auf die Bodenfeuchteverteilung kann an allen vier Messtagen durch eine einfache Regressionsberechnung nicht bestätigt werden (vgl. Abbildung 15 u. 16). Einzig der Messtag 09.05.2001 zeigt mit 0,1928 ein deutlich höheres Bestimmtheitsmaß als die übrigen Messtage. Wie bereits bei der Exposition zeigt der sommerliche Messtag 24.08.2001 eine gegenüber den übrigen Tagen umgekehrte Tendenz. So nimmt die Bodenfeuchte mit größer werdener nFK ab, während ansonsten die Bodenfeuchte zunimmt. Folgt man theoretischen Überlegungen und oben angesprochener Annahme, so wären nur die Messtage 14.06.2000; 09.05.2001; 07.05.2002 tendenziell richtig.

Ursache für den insgesamt sehr geringen Einfluss des Bodens auf die Bodenfeuchteverteilung kann ein sehr dominanter Einfluss des Reliefs (Neigung usw.) sein, der den des Bodens überlagert.

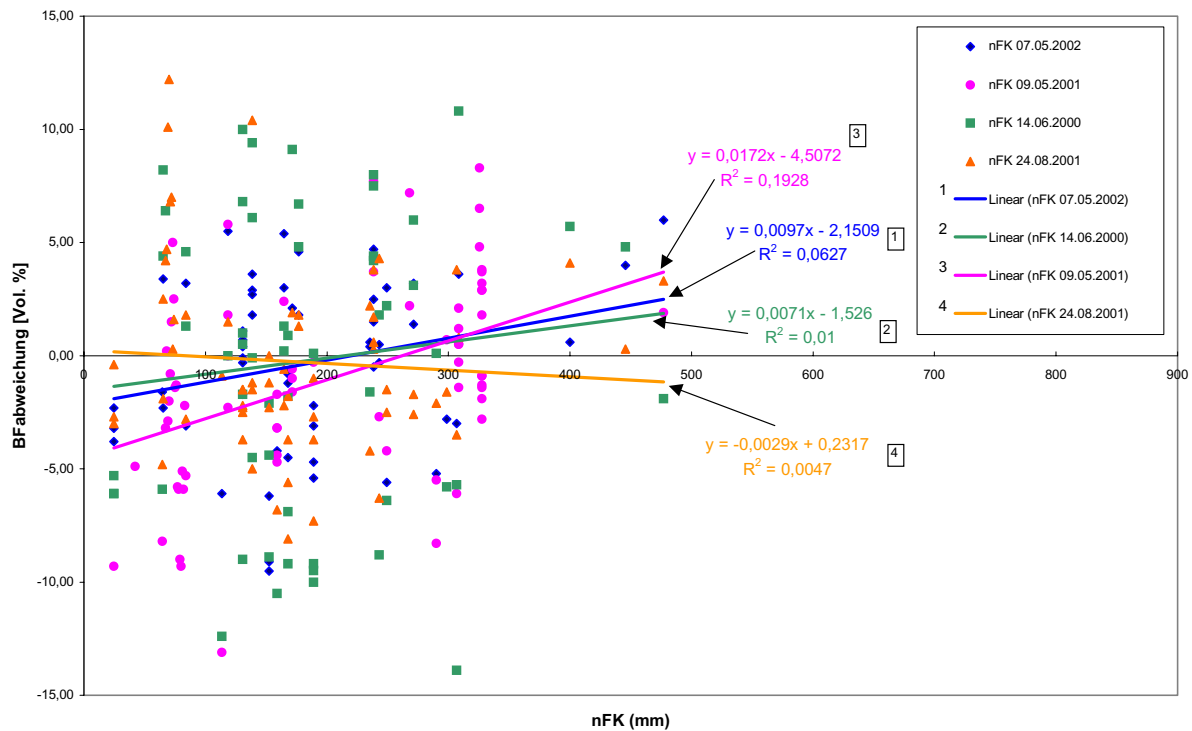


Abbildung 15: Regressionsberechnung (Bodenfeuchteabweichung – nFK) mit allen vier Terminen am Testhang Husten

Tabelle 3: Parameter der einfachen Regression mit Bodenfeuchte als abhängige Variable und den Relieffaktoren und der nutzbaren Feldkapazität (nFK) als unabhängige Variablen, sowie der partiellen Regression bei der die Restvarianz der relative Höhe als Basis verwendet wird

	r2	Neigung	rel. Hanglänge	rel. Höhe	EZG	Top. Index	Exposition
Bodenfeuchte	einfach	0,431	0,63	0,64	0,214	0,175	0,053
Bodenfeuchte	einfach	0,039	0,009	-	0,035	0,0226	0,0223

Um den Einfluss des Bodens auf die Bodenfeuchteverteilung unabhängig vom Relief zu ermitteln, bietet sich eine partielle Regression an. Dabei kann eine unabhängige Variable ausgeschlossen werden und der Einfluss einer zweiten unabhängigen Variable auf die Restvarianz der Ersten abgeschätzt werden. Tabelle 3 zeigt das jeweilige Bestimmtheitsmaß der unabhängigen Variablen (Neigung usw.) auf die Bodenfeuchteverteilung für den Messtermin 14.06.2000. Dabei weist die relative Höhe den höchsten Wert auf, die nutzbare Feldkapazität den geringsten. Schließt man nun den Einfluss der relativen Höhe aus, so zeigt sich, dass die nFK das höchste Bestimmtheitsmaß aufweist, während z.B. das des Faktors Neigung mit 0,039 sehr niedrig ist. Die nutzbare Feldkapazität erklärt also von allen Restvariablen den größten Anteil der nicht auf die relative Höhe zurückzuführenden Restvarianz von der Bodenfeuchteverteilung.

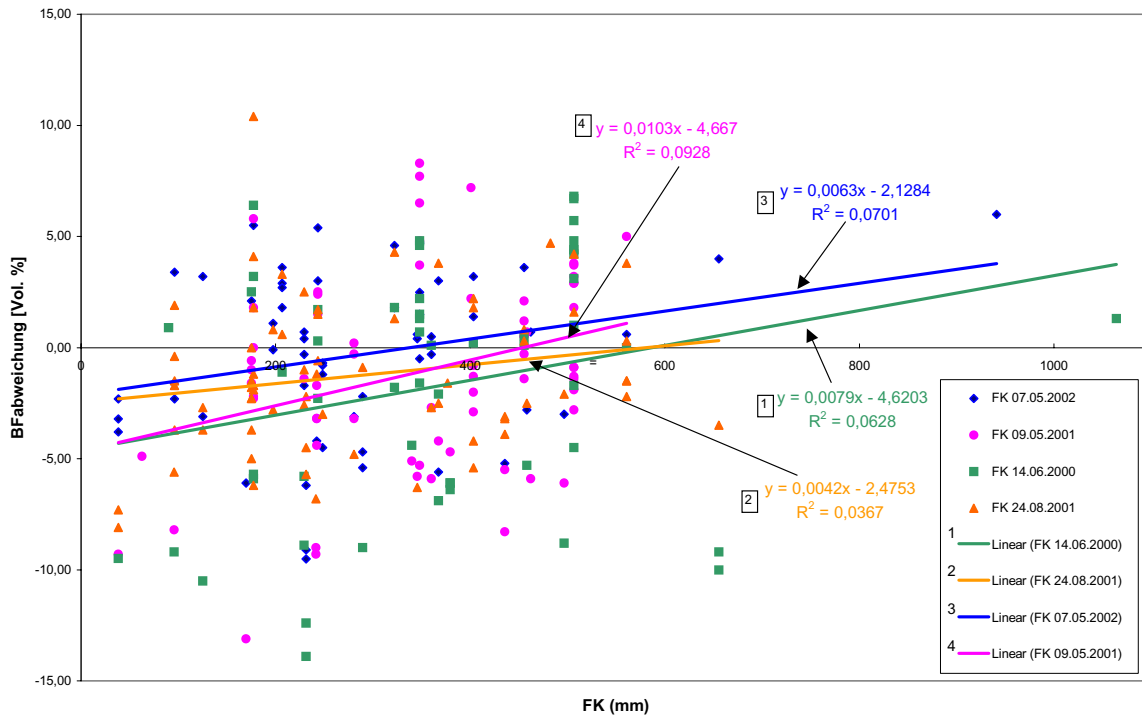


Abbildung 16: Regressionsberechnung (Bodenfeuchteabweichung – FK) mit allen vier Terminen am Testhang Husten

Eine mögliche Erklärung kann sein, dass in Unterhangbereichen die Böden (meist Kolluvisole) oftmals mächtiger als an den Oberhängen sind, die nFK dadurch ansteigt und sich mit dem Einfluss der relativen Höhe überlagert. Ein Korrelationskoeffizient von 0,39 (rel. Höhe mit nFK) zeigt einen mittleren Zusammenhang an.

6 Diskussion und Ausblick

Im Rahmen dieser Untersuchungen konnte gezeigt werden, dass mit Hilfe der TDR-Methode in angemessenem Zeit- und Arbeitsaufwand flächenhaft Bodenfeuchtedaten in chorischer Dimension aufgenommen werden können. Diese sind Grundlage für umfassende Korrelations- und Regressionsberechnungen, aus denen Ansätze für eine Regionalisierung abgeleitet werden sollen.

Es konnte ein signifikanter Einfluss von Reliefmerkmalen wie Hangneigung, relative Höhe und relative Hanglänge auf die Bodenfeuchteverteilung nachgewiesen werden. Insbesondere bei der Hangneigung und zum Teil bei der relativen Höhe zeigt sich eine Abhängigkeit der Feuchtefelder von der Witterungssituation. So nimmt der Einfluss beider Faktoren bei zunehmend höherem mittleren Wassergehalt am Testhang Husten zu. Der Einfluss des Bodens ist über eine partielle Regression unter Ausschluss der relativen Höhe ansatzweise erklärbar. Im Weiteren gilt es nun die Bodenfeuchtedaten der übrigen Messkampagnen (Testhänge Hähnen, Bohlase I und II) mit in die Datenauswertung einzubeziehen, da dort im Gegensatz zum Testhang Husten Einflüsse wie z.B. stärkere Expositionsunterschiede zum tragen kommen können. Ebenso soll versucht werden den von DUTTMANN [7] und LEHMANN [20] mit Erfolg verwendeten Einstrahlungswinkel (Verknüpfung von Hangneigung und Exposition) mit der Bodenfeuchteverteilung zu korrelieren.

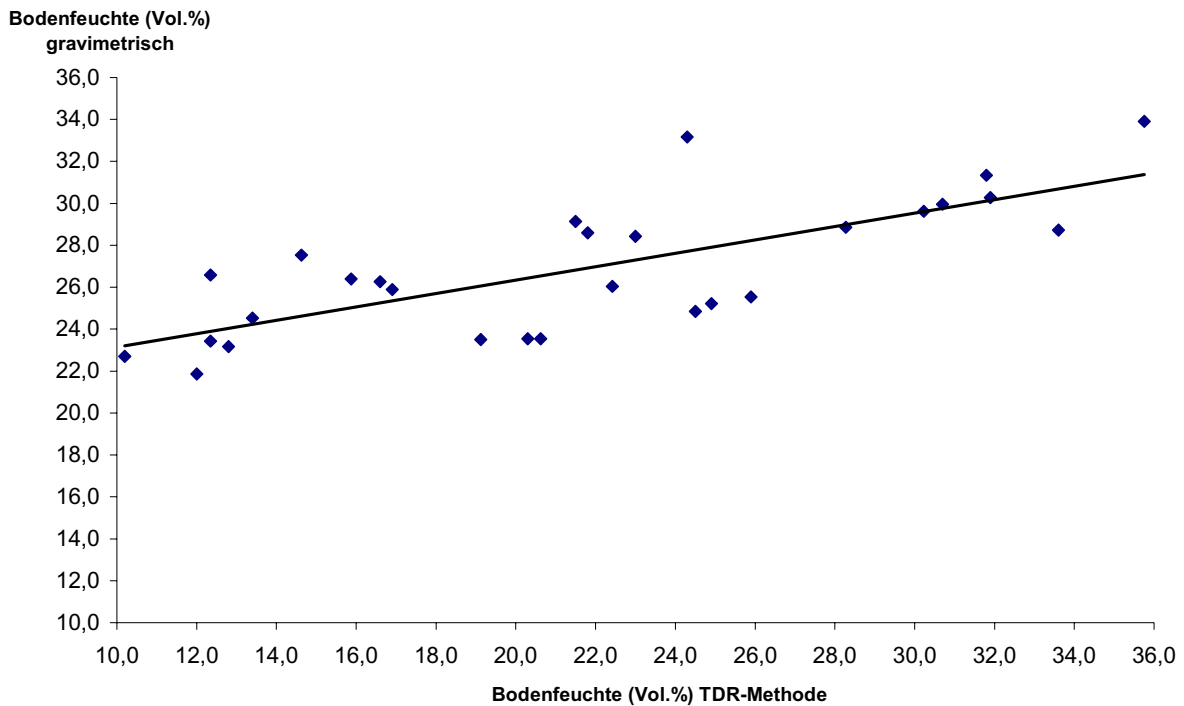


Abbildung 17: Vergleichsmessung von gravimetrisch und mittels TDR-Methode bestimmter Bodenfeuchte an verschiedenen Messpunkten

Auch gilt es die kleinräumige Variabilität der Bodenfeuchte, die sich insbesondere in den bewaldeten Testhängen Bohlase I und II (Einfluss der Wurzeln) bemerkbar machen kann, mit einer räumlich hochaufgelösten Messkampagne zu untersuchen. Bereits bei den Messkampagnen am Testhang Husten kann ein Einfluss des kleinräumig unterschiedlich dichten Grasbewuchses auf die Bodenfeuchteverteilung, der zu Beginn auf den Einfluss des Bodens zurückgeführt wurde, beobachtet bzw. vermutet werden. Derartige kleinräumige Einflüsse stören den Einfluss des Reliefs und des Bodens, was auch ein Grund für die zum Teil nicht so guten Regressionsergebnisse sein kann.

Ein weiterer Grund für Letzteres kann auch der Einfluss von Messfehlern der TDR-Methode auf die Bodenfeuchteverteilung sein. Vergleicht man die Regressionsergebnisse mit denen von DUTTMANN [7], der die gravimetrische Methode angewandt hat, so sind dessen Bestimmtheitsmaße deutlich besser. Entgegen früheren Auffassungen existiert keine allgemeingültige empirische Standarddeichfunktion, die auf alle Substrate anwendbar ist. Dies wurde von verschiedenen Autoren belegt, die eine Beeinflussung der volumetrischen Wassergehaltsbestimmung mittels TDR durch z.B. Lagerungsdichte, Tongehalt oder organische Substanz nachweisen konnten [3]. KIEFER, STEINBERG, BETTNER & GRIEBEL [18] konnten einen Einfluss des Skelettgehaltes auf die Messergebnisse der TDR-Methode belegen. Dabei sind die Abweichungen der TDR-Wassergehalte zu den gravimetrischen Wassergehalten aber im Laborversuch nicht so groß wie in den Geländeuntersuchungen, was somit auf die Störung des Bodens durch den Einbau der TDR-Sonde zurückzuführen ist. Nach BOHL [3] wird durch diese Störung Porenwasser in unmittelbarer Nähe der Sondenstäbe verdrängt. Zur Überprüfung der Messgenauigkeit der in dieser Untersuchung verwendeten TDR-Sonde fanden daher Vergleichsmessungen zwischen TDR- und gravimetrischer Methode über das gesamte Bodenfeuchtespektrum an den Testhängen Husten und

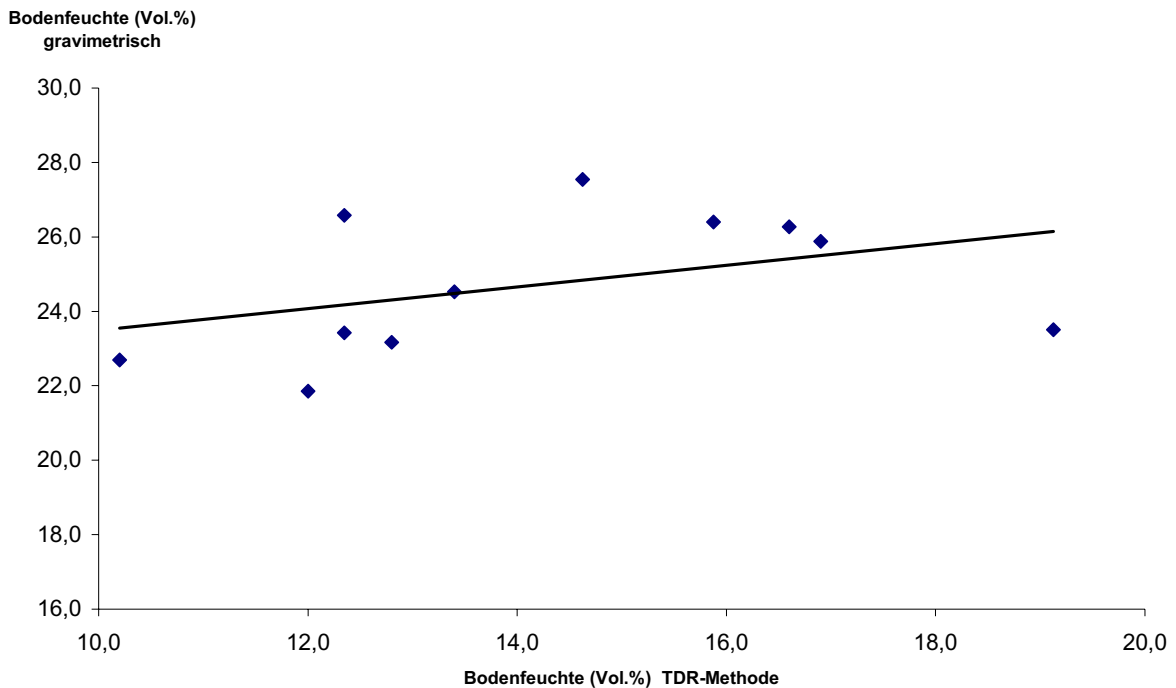


Abbildung 18: Vergleichsmessung von gravimetrisch und mittels TDR-Methode bestimmter Bodenfeuchte an verschiedenen Messpunkten im Bereich von 10 bis 20 Vol.% Wassergehalt

Bohläse II statt (vgl. Abbildung 17). Es zeigt sich, dass die ermittelten Wassergehalts-
werte an den jeweiligen Messpunkten mit bis zu 12 Vol.% sehr stark voneinander
abweichen. Dabei weist insbesondere der TDR-Bereich von 10 bis 20 Vol.% keinen
Zusammenhang zu den gravimetrisch bestimmten Werten auf (vgl. Abbildung 18). So
kann das TDR-Messgerät bei z.B. einem realen Wassergehalt von ca. 23 Vol.%
sowohl einen Wert von 10 Vol.% als auch einen Wert von 20 Vol.% angeben. Da es
sich bei diesem Wassergehaltsbereich (10 bis 20 Vol.% TDR) um Standorte handelt,
die einen gegenüber den anderen Standorten erhöhten Skelettgehalt aufweisen,
könnte sich der oben angesprochene Einfluss des Skelettgehaltes auch in dieser
Untersuchung bemerkbar machen. Zwar werden in diesem Bereich (10 bis 20 Vol.%
TDR) auch gravimetrisch die niedrigsten Wassergehalte gemessen, aber diese
Abweichungen können noch nicht wie bei KIEFER, STEINBERG, BETTNER & GRIEBEL
[18] durch eine Regressionsgleichung abgeglichen werden. Es zeigt sich also, dass
entgegen der eingangs formulierten These die Aufnahme der räumlich differenzierten
Bodenfeuchtefelder mittels der TDR-Methode nicht so unproblematisch ist. Bevor
eine Ableitung von Regionalisierungsansätzen ähnlich wie bei DUTTMANN [7] ange-
gangen werden kann, gilt es daher derartige Messfehler und -abweichungen zu
bewältigen.

Literatur

1. BEVEN, K.J., KIRKBY, M.J., SCHOFIELD, N. & TAGG, A.F. (1984): Testing a physically based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. – Journal of Hydrology 69:119-143
2. BLYTH, K. (1993): The use of remote sensing to improve spatial parameterization of hydrological models. - Journal of Hydrology 152:103-129

3. BOHL, H. (1996): Eichung von TDR zur Wassergehaltsbestimmung in Böden auf Basis gemischt-dielektrischer Modelle. – *Bodenökologie und Bodengenese* 22, 140 S.
4. BÜRGENER, M. (1969): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 110 Arnsberg. – Bundesforschungsanstalt, 80 S., Bonn – Bad Godesberg
5. DIKAU, R. (1989) The application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology. – IN: RAPER, J. (edit.): *Three dimensional application in Geographic Information Systems*, S.51-77
6. DÖPKE, G. (1997): Schneefeuchtemessung mit dem TDR – Bericht von der Testcampagne auf dem Gracier de la Plaine Morte im Winter 1996/97. – Freiburg 119 S.
7. DUTTMANN, R. (1999): Partikuläre Stoffverlagerungen in Landschaften – Ansätze zur flächenhaften Vorhersage von Transportpfaden und Stoffumlagerungen auf verschiedenen Maßstabsebenen unter besonderer Berücksichtigung räumlich-zeitlicher Änderungen der Bodenfeuchte. – *Geosynthesis* 10, 234 S.
8. EHLERS, W. (1996): Wasser in Boden und Pflanze: Dynamik des Wasserhaushaltes als Grundlage von Pflanzenwachstum und Ertrag. – 272 S.
9. EINSELE, G., AGSTER, G. & ELGNER, M. (1986): Niederschlag-Bodenwasser-Abflussbeziehungen bei Hochwasserereignissen im Keuper-Lias-Bergland des Schönbuchs. – IN: EINSELE, G. (Hrsg.): *Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch: Wasser- und Stoffhaushalt, bio-, geo- und forstwirtschaftliche Studien in Südwestdeutschland.* – DFG-Forschungsbericht, 633 S., Weinheim
10. ETZENBERG, C. (1998): Zur Regionalisierung der Abflussbildung – Bestimmung flächenspezifischer Abflussbeiträge aus Gebietseigenschaften. – 146 S. u. Anlagen
11. FISCHER, H. (1972): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 124 Siegen. – Bundesforschungsanstalt, 36 S., Bonn – Bad Godesberg
12. GRABERT, H. & HILDEN, H.D. (1972): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000, Blatt 5012 Eckenhagen mit Erläuterungen. – Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
13. GÜNDRA, H., ASSMAN, A. & JÄGER, S. (2000): Geomorphometrische Parameter mit hydrologischer Relevanz und die Qualität der zugrunde liegenden Digitalen Höhenmodelle. – *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 44/3:114-121
14. GUTKNECHT, D. & KIRNBAUER, R. (1996): Abflussentstehung – Einflussfaktoren und Konzeption. – In: MARKERT, B. (Hrsg.): *Wasser im System Boden - Pflanze – Atmosphäre*, Festschrift anlässlich des 60. Geburtstages von Prof. Dr. G. Pescke, IHI-Schriften 2:182-191
15. HARTGE, K.H. & HORN, R. (1992³): Die physikalische Untersuchung von Böden. – 177 S.
16. HALLIDAY, D. & RESNICK, R. (1994): *Physik Teil 2.* – Aus dem Amerikanischen übersetzt von Joachim Streubel und Bernd Schaarschmidt, 1831 S.
17. HERBST, M. (2001): Regionalisierung von Bodeneigenschaften unter Berücksichtigung geomorphometrischer Strukturen für die Modellierung der Wasserflüsse eines mikroskaligen Einzugsgebiets.- Dissertation Online, Universitäts- und Landesbibliothek Bonn, 140 S. und Anhang
18. KIEFER, W., STEINBERG, B., BETTNER, W. & GRIEBEL, T. (1995): Untersuchungen über Anteile der Transpiration der Rebe und der Evaporation in begrüneten Rebbeständen an der Gesamtverdunstung. – <http://www.mnd.fh-wiesbaden.de/fdw/FDW-ergebnisse-1995.html>
19. KREUTER, H. (1996): Ingenieurgeologische Aspekte geostatistischer Methoden. – Veröffentlichung Institut Bodenmechanik und Felsmechanik der Universität Frifericiana in Karlsruhe 138
20. LEHMANN, W. (1995): Anwendung geostatistischer Verfahren auf die Bodenfeuchte in ländlichen Einzugsgebieten. – *IHW* 52, 174 S. u. Anhang
21. RAJKAI, K. & RYDÉN, B.E. (1992): Measuring areal soil moisture distribution with the TDR method. – *Geoderma* 7:73-85
22. SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998¹⁴): *Lehrbuch der Bodenkunde.* – 494 S.
23. TOPP, G.C., DAVIS, J.J. & ANNAN, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content measurements in coaxial transmission lines. – *Water Resources Research* 16:579-582

24. WAGNER, W. (1998): Soil Moisture Retrieval from ERS Scatterometer Data. – Geowissenschaftliche Mitteilungen 49, 101 S.
25. WESSOLEK, G., ROTH, C., KÖNIG, R. & RENGER, M. (1994): Influence of slope and exposition on water balance of loess soils. – Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 157:165-173
26. WESTERMANN VERLAG (Hrsg.)(2001): Nordrhein-Westfalen 1:500000
27. ZEPP, H. (1999): Regionalisierte Modellierung des Bodenwasserhaushalts. - In: GEROLD, G., SCHNEIDER-SLIWA, R. & SCHAUB, D. (Hrsg.): Angewandte Landschaftsökologie. Berlin
28. ZEPP, H. & HERGET, J. (2000): Bodenwasser – Grundlagen, Einflußfaktoren und geoökologische Bezüge. – Geographische Rundschau 5:1-7, Braunschweig