Die Morphologie von Oberflächenverschlämmungen bei variierten Entstehungsbedingungen und ihre Bestimmung mit Hilfe der Röntgen-Computertomographie

vorgelegt von Diplom-Agraringenieur Jörg Berkenhagen

Vom Fachbereich 7 - Umwelt und Gesellschaftder Technischen Universität Berlin zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Agrarwissenschaften -Dr. sc. agr.genehmigte Dissertation

Promotionsausschuß Vorsitzender: Berichter: Berichter:

Prof. Dr. Dr. Bernd Wilke Prof. Dr. Heiko Diestel Prof. Dr. Manfred Renger

Tag der wissenschaftlichen Aussprache: 29. 4. 1998

Berlin 1998 D 83

Inhaltsverzeichnis

1. EINLEITUNG	1
2. STAND DER FORSCHUNG	3
 2.1. Entstehung und Struktur der Verschlämmungsschicht 2.1.1. Entstehung der Verschlämmungsschicht 2.1.2. Struktur der Verschlämmungsschicht 	3 4 6
2.2. Infiltration in verschlämmende Böden	8
2.3. Steuergrößen der Verschlämmungsbildung	10
2.4. Kennzeichnung von Struktur und hydraulischer Funktion der Verschlämmungsschicht	13
3. ZIELSETZUNG UND AUFGABENSTELLUNG	17
4. BODENKUNDLICHE UNTERSUCHUNGEN MIT DEM RÖNTGEN- COMPUTERTOMOGRAPHEN	19
4.1. Bildaufbau und Aufnahmetechnik des Röntgen - Computertomographen	22
4.2. Quantifizierung der Strahlenabsorption	23
4.3. Meßwerte des Röntgen-Computertomographen	24
4.4. Wechselwirkungen zwischen Röntgenstrahlen und Materie	25
4.5. Quantitative Zusammenhänge zwischen Absorption, chemischer Zusammensetzung und spezifischer Dichte	27
4.6. Messung von Lagerungsdichte und Wassergehalt im CT	28
4.7. Aufhärtung	31
4.8. Güte der CT-Aufnahmen	34
4.9. Die Röntgen-Computertomographie als Untersuchungsverfahren in der Bodenkunde	35
5. MATERIAL UND METHODEN	38
 5.1. Beregnungsanlage und Versuchsvarianten 5.1.1. Technische Merkmale des Regensimulators 5.1.2. Beregnungsvarianten 5.1.2.1. Boden 5.1.2.2. Mikrorelief 5.1.2.3. Anfangsfeuchte 5.1.2.4. Niederschlagsmenge 5.1.3. Probenkörper 	38 38 39 40 40 40 40
 5.2. Untersuchungen am Röntgen-Computertomographen 5.2.1. Untersuchungsgerät, Parametereinstellung und Meßwerteinheiten 5.2.2. Kalibrierung der CT-Meßwerte 5.2.3. Aufhärtungskorrektur 	41 41 42 44 4 5
S.S. Ausweitung uch Ch-Aufhannich	43

 5.3.1. Analyse der gipsummantelten Proben aus Beregnungskästen 5.3.2. Analyse der Proben in Acrylglasbehältern 5.3.3. Berücksichtigung der Ungenauigkeiten in CT-Aufnahmen von Bodenproben 5.3.3.1. Aufhärtung 5.3.3.2. Quantenrauschen 	46 53 63 64 64
5.3.3.4. Weichzeichnen	64 65
6. ERGEBNISSE UND DISKUSSION	66
6.1. Kalibrierung und Aufhärtungskorrektur	66
6.1.1. Ergebnisse der Kalibrierung und Aufhärtungskorrektur	66
6.1.2. Diskussion der Kalibrierung und Aufhärtungskorrektur	69
6.1.3. Positionsabhängige Aufhärtungskorrektur	71
6.2. Krustendicke und Bedeckungsgrad	74
6.2.1. Toniger Schluff (Elend)	74
6.2.2. Toniger Lehm (Pinnecke)	76
6.2.3. Lehmiger Sand (Bölkendorf)	76
6.2.4. Einfluß von Bodenart, Anfangsfeuchte und Mikrorelief auf Krustendicke und Bedeckungsgrad	79
6.2.5 Krustenvolumen. Beziehung zwischen Bedeckungsgrad und Krustendicke	81
6.2.6. Diskussion der Meßergebnisse von Krustendicke und Bedeckungsgrad	82
6.3. Lagerungsdichten innerhalb und unterhalb der Kruste	86
6.3.1. Vergleich der Bodenarten	88
6.3.2. Vergleich zwischen den Mikroreliefs und Feuchtestufen innerhalb der Bodenarten	89
6.3.2.1. Toniger Schluff	89
6.3.2.2. Toniger Lehm	90
6.3.2.3. Lehmiger Sand	94
6.3.2.4. Zusammennange zwischen den Meßwerten	97
6.3.3. Diskussion der Lagerungsdichten innerhalb und unterhalb der Krusten	100
6.3.3.1 Charakterisierung der Lagerungsdichte unterhalb der Kruste	101
6.3.3.2. Abschätzung der Krustendicke	101
6.3.3.3. Lagerungsdichten innerhalb der Verschlämmungsschicht	105
6.4. Morphologie der Verschlämmungsschichten nach unterschiedlichen Beregnungsme	engen 109
6.4.1. Ergebnisse	109
6.4.2. Diskussion	116
6.4.2.1. Lagerungsdichten: Maxima und Tiefenprofile	116
6.4.2.2. Vergleich mit Proben aus Beregnungskästen	120
6.4.2.3. Massenbilanzen	122
7. SCHLUßBETRACHTUNG UND AUSBLICK	124
8. ZUSAMMENFASSUNG	129
9. LITERATUR	131

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1: Charakterisierung hydraulischer Auswirkungen der Verschlämmungsschicht	14
Abb. 2: Arbeitsprinzip eines Fächerstrahl-CT-Scanners	20
Abb. 3: Aufbau eines CT-Bildes	20
Abb. 4: Meßempfindlichkeitsprofile bei verschiedenen nominalen Schichtdicken	21
Abb. 5: Vergleich zwischen klassischer Röntgenaufnahme und CT-Aufnahme (Prinzipskizze)	22
Abb. 6: Schwächung der Primärstrahlung im Objekt	23
Abb. 7: Kalibrierung des CT-Scanners mit Hilfe der Meßwerte für Luft und Wasser	25
Abb. 8: Zusammenhang zwischen Photonenenergie und Absorptionsmechanismen	26
Abb. 9: Absorptionskoeffizienten für verschiedene Ordnungszahlen und Quantenenergien	28
Abb. 10: Quantenenergiespektrum einer Röntgenröhre mit 105 kV Röhrenspannung	31
Abb. 11: Änderung des Spektrums bei Aufhärtung polychromatischer Strahlung	32
Abb. 12: Meßwertverfälschung bei Aufhärtung polychromatischer Strahlung	33
Abb. 13: HU-Meßwertprofil einer Bildspalte zur Erläuterung des Weichzeichnens	34
Abb. 14: Übersicht über die Beregnungsvarianten	39
Abb. 15: Skizze eines CT-Scanners	42
Abb. 16: Schematische Darstellung der Kalibrierungsobjekte mit Querschnittsebenen	43
Abb. 17: Diagramm zur Erläuterung der Kalibrierung der CT-Meßwerte	44
Abb. 18: Trichter als Probenbehälter für die Quantifizierung der Aufhärtung	45
Abb. 19: CT-Aufnahme vor der manuellen Bearbeitung	47
Abb. 20: Skelett-Skizze der Abb. 19 und Abb. 21	48
Abb. 21: CT-Aufnahme nach der manuellen Bearbeitung	48
Abb. 22: CT-Aufnahme mit Kennzeichnung zusätzlicher Merkmale	48
Abb. 23: Schichtaufnahme des tonigen Schluffes, Mikrorelief 'mittel'; Anfangsfeuchte 'trocken'	49
Abb. 24: Schichtaufnahme des tonigen Schluffes, Mikrorelief 'mittel'; Anfangsfeuchte 'feucht'	49
Abb. 25: Schichtaufnahme des tonigen Lehmes, Mikrorelief 'mittel'; Anfangsfeuchte 'trocken'	50
Abb. 26: Schichtaufnahme des tonigen Lehmes, Mikrorelief 'fein'; Anfangsfeuchte 'feucht'	50
Abb. 27: Schichtaufnahme des lehmigen Sandes, Mikrorelief 'mittel'; Anfangsfeuchte 'trocken'	50
Abb. 28: Schichtaufnahme des lehmigen Sandes, Mikrorelief 'grob'; Anfangsfeuchte 'feucht'	51
Abb. 29: Vergrößerter Ausschnitt aus Abb. 22 links	52
	III

Abb. 30: Schema einer Ergebnistabelle zur Auswertung der Aufnahme in Abb. 29	52
Abb. 31: Schichtaufnahme einer Bodenprobe im unberegneten Zustand	54
Abb. 32: Aufnahme derselben Schicht wie in Abb. 31 nach der Beregnung	55
Abb. 33: Differenzbild aus beregnetem (s. Abb. 32) und unberegnetem Zustand (Abb. 31)	55
Abb. 34: Schema zur Vorgehensweise bei der Bildsubtraktion	57
Abb. 35: Zusammenhang zwischen Lagerungsdichten und Tiefen vor und nach Beregnung	58
Abb. 36: Schema zu den Auswirkungen von Umlagerungen auf das Δd_B -Tiefenprofil	59
Abb. 37: : Schematische Darstellung der aus der Differenzbildung ermittelten Größen	63
Abb. 38: CT-Meßwerte für die Kalibrierung in Abhängigkeit von der Querschnittsfläche	67
Abb. 39: CT _{Matrix} - Werte in Abhängigkeit von der Querschnittsfläche des Objektes	67
Abb. 40: Zusammenhang zwischen CT_{Matrix} -Wert und Fläche für rechteckige Querschnitte	69
Abb. 41: Schema zur Strahlungsaufhärtung in Abhängigkeit von der Meßpunktposition	72
Abb. 42: Meßwertprofil entlang des Strahls A_I (= A_{II}) in Abb. 41	73
Abb. 43: Bedeckungsgrad der Proben des tonigen Schluffes	75
Abb. 44: Mittlere Krustendicken der Proben des tonigen Schluffes	75
Abb. 45: Bedeckungsgrad der Proben des tonigen Lehmes	76
Abb. 46: Mittlere Krustendicken der Proben des tonigen Lehmes	77
Abb. 47: Bedeckungsgrad der Proben des lehmigen Sandes	78
Abb. 48: Mittlere Krustendicken der Proben des lehmigen Sandes	78
Abb. 49: Bedeckungsgrade und Krustendicken, aufgeteilt nach den drei Bodenmaterialien	79
Abb. 50: Bedeckungsgrade und Krustendicken, aufgeteilt nach den zwei Ausgangsfeuchten	80
Abb. 51: Bedeckungsgrade und Krustendicken, aufgeteilt nach den drei Mikroreliefs	80
Abb. 52: Zusammenhang zwischen Bedeckungsgrad und Krustendicke	82
Abb. 53: Tiefenabhängige Lagerungsdichte, gemittelt über alle Proben einer Bodenart	88
Abb. 54: Ergebnisse der Dichtemessungen an allen Proben des tonigen Schluffes	90
Abb. 55: Ergebnisse der Dichtemessungen an allen Proben des tonigen Lehmes	91
Abb. 56: Ergebnisse der Dichtemessungen für den tonigen Lehm, Reliefstufe "fein"	92
Abb. 57: Ergebnisse der Dichtemessungen für den tonigen Lehm, Reliefstufe "mittel"	92
Abb. 58: Ergebnisse der Dichtemessungen für den tonigen Lehm, Reliefstufe "grob"	93
Abb. 59: Ergebnisse der Dichtemessungen an allen Proben des lehmigen Sandes	94

Abb. 60: Ergebnisse der Dichtemessungen für den lehmigen Sand, Reliefstufe "fein"	95
Abb. 61: Ergebnisse der Dichtemessungen für den lehmigen Sand, Reliefstufe "mittel"	96
Abb. 62: Ergebnisse der Dichtemessungen für den lehmigen Sand, Reliefstufe "grob"	96
Abb. 63: Maximale und mittlere Lagerungsdichten für die drei Bodenarten	98
Abb. 64: Vergleich der auf zwei verschiedene Arten bestimmten Krustendicken	99
Abb. 65: Standardabweichung der Dichte-Meßwerte in den einzelnen Tiefenschichten	101
Abb. 66: Ursachen für Unterschiede in den Resultaten der Verfahren zur Dickenbestimmung	104
Abb. 67: Streuung der visuell ermittelten Dickenwerte	105
Abb. 68: Lagerungsdichten-Tiefen-Profile der verschlämmten Proben in Acrylglasbehältern	110
Abb. 69: Lagerungsdichten-Tiefen-Profile der Proben im unverschlämmten Zustand	111
Abb. 70: Änderung der Lagerungsdichten durch Beregnung mit verschiedenen Mengen	111
Abb. 71: Maximale Dichtezunahme durch Beregnung in Abhängigkeit von der Regenmenge	114
Abb. 72: Maximale Lagerungsdichte in der Kruste in Abhängigkeit von der Regenmenge	114
Abb. 73: Krustendicke in Abhängigkeit von der Beregnungsmenge	115
Abb. 74: Massenbilanz des Probenausschnittes in Abhängigkeit von der Regenmenge	115
Abb. 75: Materialaustrag, Krustendicke und Maximaldichte, abhängig von der Regenmenge	122

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1: Merkmale der drei beregneten Böden	39
Tab. 2: Ergebnisse der Kalibrierungsmessungen	66
Tab. 3: Geradengleichungen zur Aufhärtungskorrektur, gültig für kreisrunde Flächen	68
Tab. 4: Geradengleichungen zur Aufhärtungskorrektur, angepaßt an rechteckige Flächen	68
Tab. 5: Kennwerte f ür das Krustenvolumen	81
Tab. 6: Einige Ergebnisse aus der Messung der Lagerungsdichten an verschlämmten Proben	97
Tab. 7: Meßwerte für den Bereich von etwa 1 - 3 cm Tiefe der Proben in Acrylglasbehältern	109
Tab. 8: Wassergehalte der Proben in 0 - 1 cm Tiefe beim zweiten Aufnahmedurchgang	109
Tab. 9: Ergebnisse aus den Kurven der tiefenabhängigen Lagerungsdichten und den Kurven der	
Dichteänderungen in Abhängigkeit von der Beregnungsmenge	112

1. Einleitung

Das Untersuchungsobjekt der vorliegenden Arbeit ist die Verschlämmungsschicht, die auf unbedeckten Bodenoberflächen infolge des Aufpralls von Regentropfen entsteht. Diese wenige Millimeter dicke Schicht weist gegenüber dem unverschlämmten Boden eine schwächere Gefügedifferenzierung sowie eine erhöhte Lagerungsdichte auf und hat eine deutlich geringere Wasserleitfähigkeit (HILLEL 1982).

Die infiltrationshemmende Wirkung einer Verschlämmungsschicht wurde bereits 1939 von DULEY nachgewiesen. Übersteigt die Niederschlagsrate die Infiltrationsrate, kommt es zu Oberflächenabfluß.

Der Oberflächenabfluß bedeutet für den betroffenen Standort einen Verlust von Wasser, das für die Grundwasserbildung sowie für die Versorgung der Pflanzen nicht mehr zur Verfügung steht. In den ableitenden Fließgewässern kommt es im Gegenzug zu erhöhten Abflußspitzen mit Überschwemmungen als möglicher Folge.

Das oberflächlich abfließende Wasser kann Bodenpartikel hangabwärts transportieren und verursacht damit am Oberhang Erosion und gegebenenfalls am Unterhang Sedimentation. Die Erosion führt zum Verlust fruchtbarer Ackerkrume und mindert so mittelfristig die Ertragsfähigkeit des Standortes. Die Sedimentfracht des Oberflächenabflusses und die möglicherweise in gelöster Form transportierten Düngersalze und Pestizide belasten die Fließgewässer (FOSTER ET AL. 1985, WALLACH & SHABTAI 1993).

Neben der Bedeutung für die Erosion und den Wasserhaushalt hat die Verschlämmungsschicht auch unerwünschte Folgen für den Pflanzenbau. Der Gasaustausch wird stark vermindert, ebenso der Saataufgang.

In ariden und semiariden Gebieten ist die Quantifizierung des Oberflächenabflusses für dessen Nutzung im Rahmen des Wasserkonzentrationsanbaus ("water harvesting") von besonderem Interesse (PRINZ 1996).

Das Ausmaß der genannten ackerbaulich und ökologisch bedeutsamen Auswirkungen der Verschlämmungsschicht hängt von ihrer Morphologie ab. Um das Risiko abschätzen zu können, daß Oberflächenabfluß auftritt, ist es notwendig, die Morphologie der Verschlämmungsschicht mit physikalisch relevanten Parametern zu beschreiben (LE BISSONNAIS 1990).

Simulationsmodelle zur Berechnung der Infiltration in verschlämmungsanfällige Bodenoberflächen basieren oft auf stark vereinfachenden Annahmen über die Verschlämmungsschicht und liefern häufig nicht befriedigende Resultate. Einen großen Fortschritt stellt das prozeßorientierte dynamische Verschlämmungsmodell von MUALEM ET AL. (1990 a) dar, das die morphologische Entwicklung der Verschlämmungsschicht bei der Berechnung ihrer hydraulischen Eigenschaften berücksichtigt. Allerdings untermauern die Autoren ihre Modellannahmen nicht mit morphologischen Messungen. Dies liegt nicht zuletzt daran, daß das gängi ge morphologische Untersuchungsverfahren, die Dünnschlifftechnik, sehr aufwendig ist, so daß Messungen gewöhnlich nur für kleine Probenausschnitte durchgeführt werden.

Parameter, die die Morphologie der Verschlämmungsschicht beeinflussen, sind unter anderem Bodenart, Niederschlagsmenge, Mikrorelief und Ausgangsfeuchte der Bodenoberfläche. Für die vorliegende Arbeit wurden Untersuchungen an Bodenproben mit dem Ziel durchgeführt, den Einfluß der genannten Parameter auf die Entstehung und Struktur der Verschlämmungsschicht zu quantifizieren.

In einem Laborregner wurden verschlämmte Bodenproben hergestellt. Dabei wurden die genannten Parameter variiert. Die Beregnungsversuche waren auf jeweils ein einzelnes kontinuierliches Niederschlagsereignis begrenzt. Ein großer Teil der Proben konnte aus denselben Beregnungskästen entnommen werden, an denen bereits FOHRER (1995) und RUDOLPH (1997) ihre Untersuchungen durchgeführt hatten.

Die morphologische Charakterisierung der Verschlämmungsschichten erfolgt in dieser Arbeit unter Anwendung der Röntgen-Computertomographie (CT), die als zerstörungsfreies Untersuchungsverfahren mittlerweile über den medizinischen Bereich hinaus unter anderem in der Strukturanalyse, der Materialprüfung und gelegentlich auch in der bodenkundlichen Gefügeforschung eingesetzt wird.

Das Verfahren der Röntgen-Computertomographie ist in der Bodenkunde noch nicht in dem Maße etabliert, daß es als bekannt vorausgesetzt werden könnte. Es wird daher näher vorgestellt, soweit dies zum Verständnis der Meßergebnisse erforderlich ist. Die Eignung dieses innovativen Verfahrens zur Bestimmung morphologischer Größen wird dargelegt, und Meßungenauigkeiten werden hinsichtlich ihrer Ursachen und der Möglichkeit ihrer Korrektur näher erörtert.

Die morphometrische Beschreibung orientiert sich in erster Linie am Tiefenprofil der Lagerungsdichte. Derartige Profile wurden mit Hilfe der CT erstmals von HECKER (1995) bestimmt. In der vorliegenden Arbeit wird das Verfahren in modifizierter Form auf eine größere Anzahl von Versuchsvarianten angewandt.

2. Stand der Forschung

Der Verschlämmungsprozeß, verursacht durch Regentropfenaufprall, verändert das Gefüge der oberflächennahen Bodenzone. Unerwünschte Auswirkungen dieses Vorganges sind aus landwirtschaftlicher und ökologischer Sicht unter anderem verminderter Gasaustausch (RICHTER & GROSSGEBAUER 1978, FREDE 1986), eine Herabsetzung des Saataufganges (BRUNOTTE 1990, TAMET ET AL. 1996) und insbesondere eine deutliche Verringerung der Infiltrationsrate (MCINTYRE 1958a, HILLEL 1980, MUALEM ET AL. 1990a, ROTH & EGGERT 1994, ZHU ET AL. 1997).

Eine Verschlämmungsschicht an der Bodenoberfläche ist gekennzeichnet durch eine "höhere Lagerungsdichte, feinere Poren und eine niedrigere gesättigte Wasserleitfähigkeit als der darunterliegende Boden" (HILLEL 1982, S. 227).

Während der Saataufgang von der Verschlämmungsschicht eher im trockenen Zustand beeinflußt wird, treten die anderen genannten Effekte bereits bei ihrer Entstehung und im feuchten Zustand auf.

Die Infiltrabilität ist auf den meisten Ackerstandorten im unverschlämmten Zustand größer als die Niederschlagsintensität (ROTH 1992), so daß gewöhnlich das Verschlämmen eine Voraussetzung ist, damit Oberflächenabfluß auftreten kann (DULEY 1939). Unter diesem Aspekt sind die Verschlämmungsschicht und der Verschlämmungsprozeß seit mindestens vier Jahrzehnten ein Forschungsthema.

Der nachfolgende Überblick skizziert den in der Literatur dokumentierten Wissensstand zur Entstehung und Struktur der Verschlämmungsschicht sowie zur Infiltration in verschlämmende Böden.

Die Untersuchungen für die vorliegende Arbeit konnten nur mit der Röntgen-Computertomographie (CT) durchgeführt werden. Die technischen Grundlagen dieses Verfahrens und seine Anwendung in der Bodenkunde sind gesondert in Kapitel 4 (S. 19) dargestellt.

2.1. Entstehung und Struktur der Verschlämmungsschicht

Die einzelnen Prozesse, die zur Ausprägung einer Verschlämmungsschicht führen, wurden erforscht, indem zunächst Dünnschliffe oder elektronenmikroskopische Aufnahmen von der Verschlämmungsschicht angefertigt wurden. Aus den mikromorphologisch erkennbaren Merkmalen wurde dann auf die Vorgänge bei der Entstehung geschlossen. Eine direkte Beobachtung dieser Vorgänge ist derzeit methodisch noch nicht möglich.

In morphologischen Untersuchungen ist es üblich, die Verschlämmungsschicht als Kruste zu bezeichnen, da dieser Begriff den ausgetrockneten Zustand charakterisiert, wie er bei derartigen Untersuchungen gewöhnlich auch vorliegt (MUALEM ET AL. 1990a).

Die Bezeichnung "Kruste" ist für den Zustand während der Entstehung genaugenommen nicht korrekt, da es sich dort noch nicht um eine ausgetrocknete Struktur handelt. Im vorliegenden

Text ist dieser Sachverhalt mit Anführungszeichen gekennzeichnet. Der Ausdruck "Verschlämmungsschicht" wird unabhängig vom Wassergehalt verwendet.

Die Morphologie der getrockneten Kruste stimmt nicht grundsätzlich mit der Morphologie der nassen Verschlämmungsschicht während des Niederschlagsereignisses überein (MUALEM ET AL. 1990a). WEST ET AL. (1992) bemerken dazu, daß das Verschlämmen ein dynamischer Prozeß ist und Proben nur einen temporären Zustand repräsentieren. Die sukzessiven Veränderungen in vorangegangenen Phasen sind darum an den Proben nicht mehr alle erkennbar.

Grundsätzlich läßt sich unterscheiden zwischen Sedimentkrusten und Regenschlagkrusten (CHEN ET AL. 1980, MUALEM ET AL. 1990a, VALENTIN & BRESSON 1992). Nach BRESSON & BOIFFIN (1990) bildet sich generell im ersten Stadium des Verschlämmungsprozesses zunächst eine Regenschlag"kruste". Darüber kann sich eine Sediment"kruste" bilden, wenn freies Wasser an der Bodenoberfläche auftritt.

2.1.1. Entstehung der Verschlämmungsschicht

Beim Verschlämmungsprozeß nimmt das Volumen der Hohlräume insbesondere gröberer Klassen ab (ONOFIOK & SINGER 1984), zum einen durch plastische Verformung von Aggregaten und zum anderen durch Einlagerung feinerer Partikel. Ein weiterer Vorgang, bei dem eine Verschlämmungsschicht entsteht, ist die Sedimentation von Partikeln, die durch Oberflächenabfluß oder durch Spritzversatz (Splash) lateral verlagert wurden.

ROTH (1992) beschreibt vier Teilprozesse, die an der Verschlämmungsbildung beteiligt sein können:

- Einregelung von Primärpartikeln und Mikroaggregaten
- Zerfall von Aggregaten
- Einwaschung von Feinmaterial
- Ablagerung von Sedimenten

Die ersten drei Teilprozesse führen zur Bildung von Regenschlagkrusten, der vierte zur Bildung von Sedimentkrusten.

Bei diesen Teilprozessen sind zwei unterschiedliche Vorgänge zu erkennen: Verformung zum einen und Verlagerung zum anderen. Während bei der Verformung ein Großteil der Kontaktpunkte zwischen benachbarten Einzelkörnern oder Mikroaggregaten bestehen bleibt, kommen Partikel nach der Verlagerung neben Körnern zu liegen, mit denen sie vorher keine Berührung hatten. Die ersten beiden oben genannten Teilprozesse lassen sich auch als Verformung kennzeichnen, während es sich beim dritten und vierten eindeutig um eine Verlagerung handelt. Die Verlagerung erfordert ein Herauslösen von Partikeln aus dem Kornverband, die Verformung nur ein Verschieben gegeneinander.

ROTH (1992) betont, daß häufig nicht zu erkennen ist, ob die morphologischen Merkmale der Verschlämmungsschicht auf Einregelung oder auf Einwaschung zurückgehen.

Beim Verschlämmungsprozeß müssen Scherkräfte auftreten, die größer sind als der Scherwiderstand im Boden. Die Scherkräfte resultieren aus der kinetischen Energie aufprallender Regentropfen, dem Strömungsdruck oberflächlich abfließenden Wassers sowie dem Strömungsdruck des infiltrierenden Wassers. Mittelbar führt auch der Druck in Luftinklusionen zu Scherkräften, sobald er über den umgebenden Druck ansteigt. Schließlich kann auch der Quellungsdruck Scherkräfte bei Niederschlagsereignissen hervorrufen (VALENTIN 1991, LE BIS-SONNAIS 1990).

Während beim Regnen diese Kräfte auftreten, verringert sich gleichzeitig der Scherwiderstand. Der Wassergehalt im oberflächennahen Bodenbereich nimmt durch den Niederschlag so weit zu, daß als Folge davon die Kohäsion der Bodenpartikel abnimmt. Dadurch können Aggregate leichter verformt und Partikel leichter aus dem Verband herausgelöst und verlagert werden.

Beregnungsstudien weisen durchweg die kinetische Energie der Regentropfen als Auslöser der Verschlämmungsbildung aus. Sie zeigen einheitlich, daß die Endinfiltrationsrate auf gemulchten, also vor der kinetischen Energie der Tropfen geschützten Flächen wesentlich größer ist als auf ungeschützten Flächen (DULEY 1939, MAHAMAD 1985, ROTH 1992). Im zweiten Fall ist die Bildung einer Verschlämmungsschicht zu beobachten, im ersten Fall nicht. Die aus der Befeuchtung und dem Wasserfluß resultierenden Kräfte allein lösen offenbar noch nicht die Bildung einer Verschlämmungsschicht aus. Lediglich bei VALENTIN & RUIZ FIGUEROA (1987) findet sich der mikromorphologische Nachweis einer Verschlämmungsbildung unter Mulch. Hartsetzende Böden, die aufgrund chemischer Veränderungen bereits durch alleinige Zufuhr von Wasser ohne den Einfluß der kinetischen Energie der Regentropfen dispergieren (GUSLI ET AL. 1994, MARSHALL ET AL. 1996) und dabei ihr Grobporenvolumen deutlich verringern, stellen einen Sonderfall dar, der nicht Gegenstand dieser Untersuchung ist.

Der durch den Aufprall von Regentropfen verursachte Druck verteilt sich zwiebelförmig unterhalb der Aufprallstelle (HARTGE & HORN 1991) und wirkt bis in eine Tiefe von wenigen Millimetern, abhängig von der Tropfengröße und den Bodeneigenschaften. Die verdichtende Wirkung des Aufpralls bleibt auf diesen Bereich beschränkt und nimmt dabei nach unten hin ab.

Die Einwaschung von Feinmaterial kann weiter in die Tiefe reichen als die Auswirkungen des Tropfenaufpralls (VINTEN & NYE 1985). Mikromorphologische Untersuchungen weisen jedoch Einwaschungstiefen in der Größenordnung von wenigen Millimetern aus (MCINTYRE 1958a, VALENTIN & BRESSON 1992). Das Einwaschen von Feinmaterial wird nur beobachtet, wenn die Aggregate an der Bodenoberfläche eine hohe Stabilität aufweisen. Zerfallen die Aggregate beim Tropfenaufprall sehr schnell, verstopfen die abgelösten Partikel die Transportwege, auf denen Feinmaterial in größere Tiefen eingewaschen werden könnte (SLATTERY & BRYAN 1994, TARCHITZKY ET AL. 1984).

Ehe es zu einer Einwaschung kommen kann, muß hinreichend feines Material in dispergierter Form vorliegen. Die Dispergierung ist eine Folge der Befeuchtung und der Aufprallenergie der Regentropfen. Zwar hat auch der Grad der Na-Sättigung einen Einfluß auf die Dispergierung, Untersuchungen von SHAINBERG & LETEY (1984) zeigen jedoch, daß auch bei hoher Na-Sättigung im Boden der Tropfenaufprall Voraussetzung ist für die Ablösung von Partikeln.

Sedimentkrusten entstehen, wenn die Fließgeschwindigkeit und damit die Transportkapazität des oberflächlich abfließenden Wassers so weit abnimmt, daß suspendierte Partikel absinken und sich auf der Bodenoberfläche absetzen (ZANKE 1982). Ursachen für eine Abnahme der Fließgeschwindigkeit können unter anderem Änderungen in der Oberflächenrauhigkeit, Änderungen im Gefälle oder auch Schwankungen der Niederschlagsintensität sein. Neben dem gravitationsbedingten Absinken der suspendierten Partikel führt auch das Versickern des Wassers zu einer Sedimentbildung, wenn die Partikel an der Bodenoberfläche wie von einem Sieb zurückgehalten und herausgefiltert werden.

Noch während die Verschlämmungsschicht entsteht, kann sie parallel teilweise wieder zerstört werden. Die verdichteten Bereiche können durch den Tropfenaufprall vorübergehend aufgerissen (SEGINER & MORIN 1970) oder durch Oberflächenabfluß erodiert werden (ONOFIOK & SINGER 1984). BAUMHARDT ET AL. (1990) erwähnen, daß sich ein Gleichgewicht einstellt zwischen der Erosion der Verschlämmungsschicht, die von der Niederschlagsintensität abhängt, und der Neubildung der Verschlämmungsschicht, die durch den Tropfenaufprall bedingt ist.

Von verschiedenen Autoren wurde eine sehr dünne "Haut" auf der Bodenoberfläche ("skin seal", etwa 0,1 mm dick) beschrieben (CHEN ET AL. 1980, TARCHITZKY ET AL. 1984). Sie ist aufgebaut aus Partikeln der Tonfraktion, die horizontal plattig angeordnet sind. Gerade bei dieser Schicht bestehen Zweifel daran, daß es sich um ein Produkt der Verdichtung durch Regenschlag handelt. MUALEM ET AL. (1990a) vertreten ebenso wie zum Beispiel ROTH (1992) und SLATTERY & BRYAN (1994) die Ansicht, daß die "skin seal" erst nach dem Ende des Niederschlages entsteht, weil es nicht plausibel sei, wie eine derart dünne Schicht, die sich hautartig über die gesamte Bodenoberfläche erstreckt, unter dem Einfluß ständigen Tropfenaufpralls mit einhergehenden Turbulenzen (FERREIRA & SINGER 1985) Bestand haben soll. SLATTERY & BRYAN (1994) bezeichnen jene Schicht als "afterflow seal". Sie zeigen außerdem, daß Proben, die während des Regens gewonnen wurden, keine derartige Schicht aufweisen. Dies spricht dafür, daß sich diese Struktur erst dann bildet, wenn keine Tropfen mehr fallen und wenn die im oberflächlich gestauten Wasser suspendierten Partikel absinken oder auch beim Infiltrieren des Wassers an der Oberfläche zurückgehalten werden. Demzufolge ist die "skin seal" offenbar ein Merkmal, das zwar an den trockenen Krusten zu erkennen ist, während des Verschlämmungsvorganges jedoch noch nicht existiert.

2.1.2. Struktur der Verschlämmungsschicht

Regenschlagkrusten entstehen durch Verfüllen gröberer Poren (ONOFIOK & SINGER 1984) in einer wenige Millimeter tiefen Zone der Bodenoberfläche. BRESSON & BOIFFIN (1990) sowie VALENTIN & BRESSON (1992) differenzieren zwischen mehreren Typen von Regenschlagkrusten ("structural crusts") anhand mikromorphologischer Merkmale, wie Korngrößensortierung, Partikelorientierung, Porenform und Porengröße. Sie beschreiben horizontal orientierte Einlagerungen von Feinmaterial, die sich durch die feinere Körnung und durch die bandartige Form von den umgebenden Körnern oder Aggregaten unterscheiden. Ähnliche Ablagerungen finden sich in senkrechter Orientierung, wobei es sich um verfüllte Risse handelt.

Weitere markante Merkmale der Regenschlagkrusten sind Form und Größe von Hohlräumen, insbesondere zwischen den Aggregaten. Diese Hohlräume werden mit zunehmendem Verschlämmungsgrad immer kleiner und ändern ihre Umrißform im zweidimensionalen Schnitt von polykonkav (von der Hohlraumseite her gesehen) zu konvex, nähern sich also immer mehr der Kreisform an. In den ersten ein bis zwei Millimetern unterhalb der Bodenoberfläche finden sich kaum derartige Poren. Mit zunehmender Tiefe nimmt ihre Anzahl zu, dabei entfernt sich ihr Umriß immer mehr von der Kreisform (BRESSON & BOIFFIN 1990). Insbesondere Porenform und -kontinuität sind Merkmale, die sich auf das Infiltrationsgeschehen auswirken (CASENAVE & VALENTIN 1992).

In die Verschlämmungsschicht können kleinere Aggregate oder deren Bruchstücke eingebettet sein, die sich bereits vor dem Verschlämmen an der betreffenden Stelle befanden oder die durch Absprengung von größeren Aggregaten entstanden und verlagert worden sind. Größere Aggregate (> 2 cm \emptyset) können oben und unten durch die Verschlämmungsschicht hindurch ragen. Diese Aggregate waren ursprünglich so groß, daß sie vom Niederschlag nicht so weit zerkleinert werden konnten, bis sie vollständig in die Verschlämmungsschicht inkorporiert waren (VALENTIN 1991).

Sedimentkrusten sind morphologisch häufig gekennzeichnet durch eine Sortierung der Korngröße, die innerhalb der Ablagerung von unten nach oben immer kleiner wird. Wechselnde Sedimentationsbedingungen können sich in mehreren übereinander liegenden Sedimentlagen widerspiegeln, die jede für sich die genannte Sortierung aufweist (SCHREY 1987). Das Muster der Schichtabfolge kann davon überprägt sein, daß zwischenzeitlich ein Abtrag stattgefunden hat (VALENTIN & BRESSON 1992, WEST ET AL. 1992). Charakteristisch für Sedimentkrusten ist eine ebene, praktisch waagerechte Oberfläche.

Zumindest im Stadium der Entstehung ist die Sediment"kruste" nicht aggregiert (WEST ET AL. 1992). Es liegt ein Einzelkorn- oder Kohärentgefüge vor, entsprechend gibt es praktisch keine kontinuierlichen Makroporen (ARSHAD & MERMUT 1988). Bisweilen werden kugelförmige Makroporen ("Vesikel") beobachtet, die zwar die Porosität, aber kaum die Durchlässigkeit der Schicht erhöhen (WEST ET AL.1992).

Die Lagerungsdichte ist innerhalb der Verschlämmungsschicht höher als im darunterliegenden Bodenbereich. TACKETT & PEARSON (1965) fanden eine Zunahme der Lagerungsdichte von 1,35 g/cm³ auf 1,65 g/cm³ für die oberen 25 mm durch Beregnung. EIGEL & MOORE (1983) bestimmten für die Schicht von 0-5 mm eine Zunahme der Lagerungsdichte von 1,34 g/cm³ auf 1,85 g/cm³. FOHRER (1995) fand für verschiedene Böden Zunahmen der Lagerungsdichte infolge Beregnung um bis zu 0,5 g/cm³ von 0-1 cm Tiefe. HECKER (1995) bestimmte den Verlauf der Lagerungsdichte in Abhängigkeit von der Tiefe mit Hilfe der CT. Das Maximum der Lagerungsdichte lag nahe der Probenoberfläche und nahm mit der Tiefe allmählich ab bis zum Ausgangswert, der ungefähr 0,35 g/cm³ niedriger war als das Maximum. ROTH (1997) bestimmte Tiefenprofile der Lagerungsdichte mittels Tauchwägung und fand eine Zunahme durch die Beregnung um bis zu 0,4 g/cm³. Die von HECKER (1995) und ROTH (1997) gefundenen Tiefenprofile zeigen Ähnlichkeit mit dem einer e-Funktion folgenden Profil, das MUALEM ET AL. (1990c) als Annahme ihrem Verschlämmungsmodell zugrunde legten.

2.2. Infiltration in verschlämmende Böden

Der Begriff Infiltration kennzeichnet das Eindringen von Wasser durch die Bodenoberfläche und dessen Verteilung im Boden. Der Prozeß der Infiltration von Regen konstanter Intensität läßt sich als eindimensionaler Fließvorgang auffassen und grundsätzlich wie folgt beschreiben (nach MEIN & LARSON 1971):

Der Niederschlag trifft auf die zunächst ungesättigte Bodenoberfläche auf. Die Saugspannung des trockenen Bodens ist hoch und ebenso der Potentialgradient, weil die Potentialdifferenz zu Beginn über eine sehr kurze Distanz besteht. Wegen des niedrigen Wassergehaltes ist die Wasserleitfähigkeit jedoch gering. Dadurch entsteht eine relativ scharf abgegrenzte Befeuchtungsfront, die mit der Zeit nach unten wandert. Eine gesättigte Zone bildet sich jedoch nur nahe der Oberfläche aus (BODMAN & COLEMAN 1943), und deshalb wird auch nur hier die gesättigte Wasserleitfähigkeit erreicht. Im übrigen Bereich ist sie, je nach Wassergehalt, geringer. Die durchfeuchtete Zone dehnt sich mit der Zeit immer weiter in die Tiefe aus. Dabei nimmt der antreibende Potentialgradient zwischen dem freien Wasser an der Bodenoberfläche und dem Boden an der Befeuchtungsfront immer weiter ab, weil der Abstand wächst, nicht aber die Potentialdifferenz. Mit dem Potentialgradienten nimmt auch die Infiltrationsrate ab. Wenn das Matrixpotential Null wird und der Potentialgradient allein gravitationsbedingt ist, erreicht die Infiltrationsrate einen konstanten Wert, der dann der gesättigten Wasserleitfähigkeit entspricht.

Diese Beschreibung berücksichtigt Änderungen in der Wasserspannung und in der Wasserleitfähigkeit, beide abhängig vom Wassergehalt. Die Bodenmatrix wird dabei als homogen und starr und die gesättigte Wasserleitfähigkeit als konstant betrachtet. Zur Berechnung von Infiltrationsraten in Abhängigkeit von der Zeit existieren verschiedene klassische Ansätze (GREEN & AMPT 1911, KOSTIAKOV 1932, HORTON 1940, PHILIP 1957), die beispielsweise bei HILLEL (1980, S. 11ff.) beschrieben sind.

Bildet sich eine Verschlämmungsschicht, so nimmt die Infiltrationsrate weiter ab, weil die Wasserleitfähigkeit der Verschlämmungsschicht abnimmt. Dies führt dazu, daß die Wasserspannung an der Grenze zwischen verschlämmtem und unverschlämmtem Bereich vom Betrag her wieder ansteigt (DAY & LUTHIN 1953, FOHRER 1995).

Wenn der Verschlämmungsprozeß abläuft, trifft die Annahme der starren Matrix nicht mehr zu, und die klassischen Infiltrationsmodelle sind nicht mehr anwendbar (EDWARDS & LARSON 1969). Mit der Morphologie der oberflächennahen Bodenschicht verändert sich unter anderem die gesättigte Wasserleitfähigkeit sowie die ψ - θ -Beziehung (Wasserspannung-Wassergehalt) und die k_u- θ -Beziehung (Wasserleitfähigkeit-Wassergehalt). Die skizzierten Veränderungen erfolgen allmählich während des gesamten Verschlämmungsprozesses und laufen auf einen End- oder Gleichgewichtszustand hinaus.

Um die Infiltration unter Berücksichtigung einer Verschlämmungsschicht zu berechnen, wurde eine Reihe von statischen und dynamischen Infiltrationsmodellen entwickelt (s. MUALEM ET AL. 1990a, FOHRER 1995). In den statischen Modellen werden die hydraulischen Eigenschaften der Verschlämmungsschicht als konstant angesehen, in den dynamischen Modellen als veränderlich.

Zu den statischen Modellen zählen unter anderem die von HILLEL & GARDNER (1969, 1970), SEGINER & MORIN (1970), AHUJA (1973, 1983) und AHUJA & SWARTZENDRUBER (1973). Der verschlämmte Boden wird als Zweischichtsystem betrachtet. Da die hydraulischen Eigenschaften beider Schichten als konstant angesehen werden, sind die Modelle nur anwendbar für den Fall, daß sich die Verschlämmungsschicht nicht mehr verändert bzw. ein Gleichgewicht zwischen Aufbau und Zerstörung besteht. Die Phase vom Beginn der Verschlämmungsbildung bis zum Erreichen des konstanten Zustandes läßt sich damit nicht erfassen.

In den dynamischen Modellen werden Änderungen der hydraulischen Eigenschaften der Verschlämmungsschicht mit berücksichtigt. Die Änderungen werden als Funktion von den Niederschlagsparametern Dauer, Intensität oder kinetische Energie ausgedrückt (EDWARDS & LARSON 1969, BRAKENSIEK & RAWLS 1983, BAUMHARDT ET AL. 1990).

WHISLER ET AL. (1979) beziehen in ihr Modell den Sachverhalt ein, daß sich mehrere physikalische Bodeneigenschaften beim Verschlämmungsprozeß verändern. Sie beschreiben in ihrem Modell die Wasserleitfähigkeit und die Porosität als linear mit der Beregnungsdauer abnehmend, ausgehend von den Werten des unverschlämmten Materials, die auf die Werte der Verschlämmungsschicht absinken. Die Porosität wird dem Sättigungswassergehalt gleichgesetzt. Für die fehlenden Parameter werden Meßdaten eingesetzt. Die k- Ψ -Beziehung (Wasserleitfähigkeit-Wasserspannung) und die Θ - Ψ -Beziehung (Wassergehalt-Wasserspannung) von BROOKS & COREY (1964) werden zugrunde gelegt, und die modifizierte Richards-Gleichung wird mit Hilfe der Crank-Nicholson-Methode gelöst. WHISLER ET AL. (1979) betonen, daß der zugrunde gelegte lineare Zusammenhang eine Annahme ist, die in Ermangelung aussagekräftiger Meßdaten getroffen wurde.

MUALEM ET AL. (1990c) legen in ihrem dynamischen Modell die Annahme zugrunde, daß die Lagerungsdichte mit der kinetischen Niederschlagsenergie zunimmt. Die höchste Verdichtung erfolgt direkt an der Bodenoberfläche, und mit der Tiefe nimmt die Lagerungsdichte, einer e-Funktion folgend, ab bis auf den Ausgangswert des unverschlämmten Materials. Die e-Funktion lautet:

$$\rho_{\rm c}({\rm h}) = \rho + \Delta \rho_0 \times {\rm e}^{-\lambda \times {\rm h}}$$
[1]

(MUALEM & ASSOULINE 1989, S. 2102). $\Delta \rho_0$ ist die maximale Zunahme der Lagerungsdichte an der Bodenoberfläche, ρ ist die Lagerungsdichte im unverschlämmten Zustand, h ist die Tiefe, $\rho_c(h)$ ist die Lagerungsdichte innerhalb der Verschlämmungsschicht in der Tiefe h und λ ist ein Anpassungsparameter, der ein gegebenes Boden-Regen-System charakterisiert. Die Glechung ist aufgestellt für den Gleichgewichts- oder Endzustand.

In einer Erweiterung (MUALEM ET AL. 1990c) wird $\rho_c(h)$ in Abhängigkeit von der kumulierten kinetischen Niederschlagsenergie formuliert. Die so beschriebene Änderung der Lagerungsdichte mit der kinetischen Niederschlagsenergie bildet die Basis für die Berechnung der Θ - Ψ -Beziehung nach BROOKS & COREY (1964) und der k- Θ -Beziehung nach MUALEM (1976) (der Wassergehalt wird bei MUALEM ET AL. (1990c) über die "effektive Sättigung" ausgedrückt). Wasserspannung, Wasserleitfähigkeit und Wassergehalt sind auf diese Weise für jede Stelle im Tiefenprofil mit dynamischen Funktionen beschrieben.

Für die Anwendung des Modells muß eine Reihe von bodenphysikalischen Größen gemessen bzw. approximiert werden. ASSOULINE & MUALEM (1997) konnten mit diesem Modellansatz nach Kalibrierung Infiltrationsraten in guter Übereinstimmung mit gemessenen Werten prognostizieren, wenn die Niederschlagsparameter Intensität und kinetische Energie variiert wurden.

Es sei betont, daß das gesamte Modell auf Annahmen über die Änderung der Lagerungsdichte beim Verschlämmungsprozeß basiert. MUALEM & ASSOULINE selbst (1989) verweisen auf die Schwierigkeiten einer Überprüfung durch Messungen. In den Untersuchungen von HECKER (1995) und ROTH (1997) haben die Lagerungsdichteprofile (s. Abschnitt 2.1.2). eine ähnliche Form wie die von MUALEM & ASSOULINE (1989) angenommenen e-Funktionen (Formel [1], S. 10).

Die Größen $\Delta \rho_0$ und λ in Formel [1] werden iterativ approximiert. Eine Messung dieser Größen setzt die Messung des Lagerungsdichten-Tiefen-Profils voraus. Der Einfluß von Größen, die den Verschlämmungsprozeß steuern, auf diese Parameter ist nicht quantifiziert worden.

2.3. Steuergrößen der Verschlämmungsbildung

Der Verschlämmungsvorgang wird von einer Reihe von Faktoren beeinflußt, die sich unterteilen lassen in Niederschlagsfaktoren, chemische Bodenfaktoren und physikalische Bodenfaktoren (ROTH 1992).

Bei den Niederschlagsfaktoren ist unter anderem die Bedeutung von Höhe, Intensität, kinetischer Energie und Tropfengröße nachgewiesen (LYLES ET AL. 1969, AGASSI ET AL. 1985, THOMPSON & JAMES 1985, MUALEM ET AL. 1990c, RÖMKENS ET AL. 1990, AGASSI ET AL. 1994, BETZALEL ET AL. 1995, ASSOULINE & MUALEM 1997). Die Auswirkungen dieser Parameter auf die Verschlämmungsbildung wurden überwiegend indirekt über Messungen der Infiltrationsrate ermittelt. Pauschal ausgedrückt, nimmt die Infiltrationsrate ab, wenn eine der genannten Größen unter ansonsten konstanten Bedingungen zunimmt. Eine Erörterung der Abhängigkeit der Größen untereinander findet sich bei ASSOULINE ET AL. (1997).

Voraussetzung für das Verschlämmen der Bodenoberfläche ist, daß ein Schwellenwert der kinetischen Energie (AGASSI ET AL. 1985) oder der Tropfenenergie (SHARMA ET AL. 1991) überschritten werden muß. Die Höhe dieses Schwellenwertes hängt von den Bodeneigenschaften ab.

Der Einfluß chemischer Bodenfaktoren auf die Verschlämmungsbildung ist umfassend bei SHAINBERG (1992) erläutert. Prinzipiell ist die Verschlämmungsanfälligkeit um so größer, je niedriger der Widerstand der Körner oder Kornverbände gegen Verlagerung und Verschiebung ist. Besondere Bedeutung für diesen Widerstand haben von den chemischen Faktoren die mineralische Zusammensetzung, die Art der Kationen an den Austauschern, der Gehalt an Sesquioxiden und an organischer Substanz sowie der Elektrolytgehalt des Regenwassers und der Bodenlösung (s. SHAINBERG 1992).

Von den physikalischen Bodenfaktoren haben unter anderem Körnung, Aggregatstabilität, Ausgangsfeuchte und Mikrorelief einen Einfluß auf die Eigenschaften der Verschlämmungsschicht (BRADFORD & HUANG 1992, ROTH 1992, FOHRER 1995). Grundsätzlich kann sich eine Verschlämmungsschicht, abgesehen von groben Sanden, bei fast allen Korngrößenverteilungen bilden (BRADFORD & HUANG 1992). Von den in Deutschland vorkommenden Böden gelten schluffreiche Böden aus Löß und sandig-lehmige Böden aus pleistozänen Ablagerungen als besonders verschlämmungsanfällig (ROTH 1992).

Für aggregierte Böden fand FOHRER (1995) mit steigender Aggregatstabilität eine abnehmende Verschlämmungsneigung, die sich in einer zunehmend höheren Endinfiltrationsrate ausdrückt. Ist der Aggregierungsgrad hingegen nur schwach, bestimmt der Ungleichförmigkeitsgrad der Körnung in stärkerem Maße die Endinfiltrationsrate: je weniger gleichförmig die Körnung ist, um so stärker ist die Abnahme der Endinfiltrationsrate. Ähnliche Ergebnisse fanden ROTH ET AL. (1995) für Böden aus pleistozänen Sedimenten. Dabei ergab sich keine Beziehung zwischen der Infiltrationsrate und dem Körnungsindex nach BLOEMEN (1980).

Die Aggregatstabilität ist maßgeblich von chemischen Bodeneigenschaften abhängig. Ihre Größe hängt auch von der Meßmethode ab. Eine enge Korrelation zwischen einem Stabilitätsmaß und einem Verschlämmungsmaß mit breitem Gültigkeitsbereich konnte noch nicht gefunden werden (BRADFORD & HUANG 1992).

Die Ausgangsfeuchte nimmt auf zwei Arten Einfluß auf den Infiltrationsverlauf. Zum einen ist die Saugspannung um so höher, je trockener der Boden ist. Entsprechend höher ist zu Beginn des Niederschlages der Potentialgradient und damit die Infiltrationsrate. Dieser Effekt tritt unabhängig vom Verschlämmungsprozeß auf. Zum anderen findet bei trockener Bodenoberfläche in verstärktem Maße eine Zerkleinerung der Aggregate durch Luftsprengung statt (GÄTH 1995). Dadurch entsteht sehr schnell nach Beginn des Niederschlages feines, dispergiertes Material, das für den Aufbau der Verschlämmungsschicht zur Verfügung steht. Je schneller sich die Verschlämmungsschicht bildet, desto eher sinkt auch die Infiltrationsrate ab.

Ist die Endinfiltrationsrate erreicht, spielt der Effekt der unterschiedlichen Saugspannung zu Beginn der Beregnung keine wesentliche Rolle mehr. Dann können Unterschiede in der Endinfiltrationsrate zwischen trockenen und feuchten Ausgangsbedingungen allein auf Unterschiede im Verschlämmungsprozeß zurückgeführt werden. Dabei zeigt sich, daß die Auswirkung der Anfangsfeuchte auf das Infiltrationsgeschehen nicht einheitlich ist. Ist die Aggregatstabilität gering, spielt die Luftsprengung keine bedeutende Rolle, weil die Aggregate bereits durch die mechanische Belastung beim Tropfenaufprall zerfallen. Dieser Mechanismus tritt bei anfangs feuchter Bodenoberfläche aufgrund der geringeren Kohäsion eher ein als bei anfangs trockener Bodenoberfläche (COUSEN & FARRES 1984, LUK 1985). In Übereinstimmung hiermit fanden BRADFORD & HUANG (1992) für Böden mit geringer Aggregatstabilität geringere Infiltrationsraten beim feuchten Ausgangszustand als beim trockenen Ausgangszustand. Bei hoher Aggregatstabilität zeigte sich der Einfluß der Luftsprengung deutlich in einer niedrigeren Infiltrationsrate bei anfangs trockenem Boden gegenüber anfangs feuchtem Boden (BRADFORD & HUANG 1992). Die Luftsprengung führte zu kleineren Bruchstücken beim Aggregatzerfall, die eine hydraulisch weniger durchlässige Verschlämmungsschicht formten (LE BISSONNAIS 1990, ROTH & EGGERT 1994).

Das Mikrorelief steuert auf zwei Wegen den Verschlämmungsprozeß. Erstens ist die effektive Niederschlagsenergie um so geringer, je gröber das Mikrorelief ist. Mit der Rauhigkeit wird die effektive Oberfläche im Verhältnis zur lichten Oberfläche immer größer, und damit sinkt die Tropfenfrequenz bezogen auf die effektive Oberfläche. Außerdem steigt mit der Rauhigkeit der Anteil geneigter Bereiche der Oberfläche, und je stärker geneigt die Oberfläche ist, desto kleiner wird die Normalkomponente der kinetischen Tropfenenergie, die für die Zerkleinerung der Aggregate wesentlich ist (HELMING 1992, RUDOLPH 1997).

Zweitens ist die Aggregatstabilität größer, wenn die Aggregate größer sind (HENK 1989, FOH-RER 1995). Bei gröberem Mikrorelief befinden sich mehr größere Aggregate an der Bodenoberfläche als bei feinerem Mikrorelief. Entsprechend wird das gröbere Mikrorelief langsamer eingeebnet (RUDOLPH 1997), und es entstehen weniger Aggregatbruchstücke für den Aufbau der Verschlämmungsschicht als bei feinem Mikrorelief. Bei grobem Mikrorelief bildet sich die Verschlämmungsschicht langsamer aus als bei feinem Mikrorelief. Die Endinfiltrationsrate wird bei grobem Mikrorelief später erreicht als bei feinem (FALAYI & BOUMA 1975, JOHNSON ET AL. 1979). Sie ist jedoch in beiden Fällen etwa gleich hoch (FOHRER 1995).

2.4. Kennzeichnung von Struktur und hydraulischer Funktion der Verschlämmungsschicht

Die Herabsetzung der Infiltrationsrate ist als der bedeutendste hydraulische Effekt der Verschlämmungsschicht anzusehen. Dieser Effekt kann auf verschiedene Arten bestimmt werden. Eine Möglichkeit besteht darin, die Wasserleitfähigkeit an Stechzylinderproben von verschlämmten Bodenoberflächen zu messen und mit derjenigen unverschlämmter Proben zu vergleichen (MCINTYRE 1958 a,b). Damit wird die Verschlämmungsschicht jedoch nur in einem gegebenen Zustand beschrieben. In einem anderen Ansatz wird während der Beregnung die Infiltration bestimmt als Differenz zwischen Niederschlag und Abfluß (MORIN & BENYA-MINI 1977). Hierbei wird auch die Dynamik der Verschlämmungsbildung mit einbezogen. Die hydraulischen Vorgänge lassen sich noch genauer erfassen, wenn Wasserspannung und Wassergehalt während der Beregnung mittels Tensiometern und TDR-Sonden gemessen werden (EDWARDS & LARSON 1969, BOSCH & ONSTAD 1988, FOHRER 1995).

Die Bildung der Verschlämmungsschicht wird von vielen Faktoren beeinflußt (s. Abschnitt 2.3). Einzelne Steuerfaktoren können auf dem Weg der direkten Messung in ihren hydraulischen Auswirkungen quantitativ beschrieben werden. Am Verschlämmungsprozeß sind jedoch sehr viele Steuerfaktoren beteiligt, die zum Teil auch miteinander in Wechselwirkung treten (ROTH ET AL. 1995). Es erscheint kaum möglich, die hydraulischen Auswirkungen aller relevanten Faktorkombinationen durch direkte Messungen quantifizieren zu können.

Die Steuerfaktoren wirken sich nicht direkt auf das Infiltrationsgeschehen aus, sondern nur mittelbar über ihren Einfluß auf die Struktur der Verschlämmungsschicht. Die Strukturanalyse der Verschlämmungsschicht kann als Zwischenschritt in die Verknüpfung von Steuerfaktoren und hydraulischen Eigenschaften einbezogen werden. Dadurch ergeben sich zwei Teilaspekte, nämlich der Einfluß der Steuerfaktoren auf die Struktur der Verschlämmungsschicht und die hydraulischen Funktionen dieser Struktur. Zur Kennzeichnung der Struktur der Verschlämmungsschicht bedient man sich morphologischer und morphometrischer Größen.

Der Begriff "Morphologie" steht hier für eine überwiegend verbale, meist qualitative Beschreibung und Klassifizierung von Merkmalen auf der Basis von visueller Interpretation und Analyse von Bildmaterial. Auf diese Weise werden unter anderem Form, Anordnung und Größe bestimmter Körner und Hohlräume erfaßt. Morphologische Größen lassen sich jedoch selten überführen in gängige bodenphysikalische Größen. Gelegentlich werden für morphologische und bodenphysikalische Größen ähnliche Begriffe verwendet, die jedoch in keine Weise äquivalent sind. So benutzen ONOFIOK und SINGER (1984) für Ergebnisse von Flächenmessungen an mikroskopischen Schichtaufnahmen den Begriff "apparent porosity" und geben Meßwerte zwischen 1 und 23 in der Dimension "Prozent" an. Es handelt sich eindeutig nicht um die bodenphysikalische Größe der Porosität, sondern um den relativen Anteil von Hohlräumen, die visuell erkennbar sind und dafür eine bestimmte Mindestgröße haben müssen.

Der Begriff "Morphometrie" bezeichnet die "quantitative Morphologie; die Vermessung von Strukturen (mit einer beliebigen Methode)" (WEIBEL 1979, S. 352). In der vorliegenden Arbeit

sind diese morphometrischen Größen Lagerungsdichten-Tiefen-Profile in hoher räumlicher Auflösung und Schichtdicken. Diese Größen werden im Rahmen der dynamischen Verschlämmungsmodellierung als bodenphysikalisch relevante Eingabeparameter benötigt (MUALEM ET AL. 1990b).



Abb. 1: Vorgehensweisen bei der Charakterisierung hydraulischer Auswirkungen der Verschlämmungsschicht. Die durchgezogenen Pfeile kennzeichnen Messungen oder Berechnungen, die gestrichelten Pfeile Annahmen oder qualitative Aussagen.

Die Arbeiten über Steuergrößen der Verschlämmungsbildung und ihre hydraulischen Auswirkungen lassen sich nach ihrer Vorgehensweise folgendermaßen einteilen (Abb. 1):

- a) Der Einfluß bekannter Steuerfaktoren des Verschlämmungsprozesses auf die Infiltration wird direkt gemessen (z.B. AGASSI ET AL. 1994, BAUMHARDT & LASCANO 1996, BRA-KENSIEK & RAWLS 1994, FATTAH & UPADHYAYA 1996, FOHRER 1995, FOLEY ET AL. 1991, FREEBAIRN & GUPTA 1990, MOLDENHAUER & LONG 1964, ROTH & HELMING 1992, SOR & BERTRAND 1962, ROTH 1992).
- b) Der Einfluß von Steuerfaktoren auf morphologische Merkmale der Verschlämmungsschicht wird bestimmt. Morphometrische Messungen erfolgen nicht oder mit geringer räumlicher Auflösung. Die Auswirkungen auf den Infiltrationsprozeß werden nicht oder qualitativ beschrieben (z.B. AGASSI ET AL. 1981, CHEN ET AL. 1980, EVANS & BUOL 1968, FREEBAIRN ET AL. 1991, LE BISSONNAIS ET AL. 1989, LE BISSONNAIS 1990, LEVY ET AL. 1997, LUK ET AL. 1990, NORTON 1987, ONOFIOK & SINGER 1984, TACKETT & PEARSON 1965, TARCHITZKY ET AL. 1984, VALENTIN & BRESSON 1992, WEST ET AL. 1992, ZOBECK & POPHAM 1992).
- c) Über morphometrische Eigenschaften der Verschlämmungsschicht werden Annahmen getroffen. Mit diesen Annahmen werden hydraulische Auswirkungen der Verschlämmungsschicht auf den Infiltrationsprozeß berechnet. Der Einfluß von Steuerfaktoren auf die Morphometrie wird nicht oder qualitativ beschrieben (z.B. AHUJA 1973, BAUMHARDT ET AL.

1990, Edwards & Larson 1969, Ewing & Gupta 1994, Helalia et al. 1988, Hillel & Gardner 1969, 1970, Le Bissonnais & Bruand 1993, Moore 1981, Mualem & Assouline 1989, Mualem et al. 1990b, Mualem & Assouline 1992, Nishimura et al. 1993, Seginer & Morin 1970, Smiles et al. 1982, Whisler et al. 1979).

d) Die Auswirkungen der Steuerfaktoren auf morphometrische Merkmale der Verschlämmungsschicht werden in hoher räumlicher Auflösung ermittelt. Die morphometrischen Größen dienen als Eingabeparameter für die Modellierung der Infiltration (s. Abschnitt 2.2). Eine Überprüfung der Verknüpfung von Morphometrie und Infiltration erfolgt nicht (HECKER 1995, ROTH 1997).

Über die direkte Verknüpfung von Steuerfaktoren mit dem Infiltrationsgeschehen (Variante a) läßt sich der Einfluß einzelner Faktoren oftmals gut quantifizieren, solange die übrigen Faktoren konstant bleiben. Bei der Variation mehrerer Faktoren können sich Wechselwirkungen ergeben, deren Quantifizierung einen erheblichen Aufwand darstellen kann. So stellte FOHRER (1995) fest, daß der Einfluß der Anfangsfeuchte auf das Infiltrationsgeschehen von der Aggregatstabilität abhängt (s. Abschnitt 2.3). FOHRER weist darauf hin, daß die unterschiedlichen hydraulischen Auswirkungen der Steuerfaktoren auf ihren Einfluß auf die Morphologie der Verschlämmungsschicht zurückzuführen sind. Es erscheint daher sinnvoll, diesen Einfluß näher zu untersuchen.

Die Untersuchungen gemäß der Variante b) betreffen in erster Linie morphologische Aspekte, haben häufig einen qualitativ beschreibenden Charakter und sind so für die Aufklärung der Entstehungsprozesse von großem Nutzen. Meßergebnisse dieser Untersuchungen kennzeichnen gewöhnlich Form und Größe bestimmter Hohlräume. Die morphometrische, also quantitativ morphologische Kennzeichnung der Bodenstruktur ist Gegenstand zahlreicher Arbeiten (z.B. BULLOCK & MURPHY 1980, EGGLESTON & PEIRCE 1995, GLASBEY ET AL. 1991, HEWITT & DEXTER 1981, KOPPI & MCBRATNEY 1991, KOPPI ET AL. 1992, LETEY 1991, MCBRATNEY & MORAN 1990, MORAN & MCBRATNEY 1992a,b, PROTZ ET AL. 1987, RINGROSE-VOASE 1990a,b, TERRIBILE & FITZPATRICK 1995, YANUKA ET AL. 1984,1986). Eine Verknüpfung zwischen morphometrischen und hydraulischen Größen, wie sie beispielsweise für Strömungsvorgänge unterhalb der Verschlämmungsschicht bereits vorgenommen wurde (YANUKA 1989, DIESTEL 1993, VOGEL 1994), ist an Verschlämmungsschichten erst ansatzweise erfolgt (VALENTIN & BRESSON 1992).

Es existieren Modelle, mit denen sich gemäß der Variante c) der Wasserfluß durch die Verschlämmungsschicht berechnen läßt (s. Kap. 2.2). Sie benötigen jedoch morphometrische bzw. bodenphysikalische Größen als Eingabeparameter (ROTH ET AL. 1995). Diese stehen aus bisherigen Untersuchungen nur in begrenztem Umfang und zum Teil auch nicht in ausreichend hoher räumlicher Auflösung zur Verfügung. Wie sich die Steuerfaktoren auf die Struktur der Verschlämmungsschicht auswirken, ist bislang zwar häufig qualitativ, kaum jedoch quantitativ beschrieben worden (s. 2.1.2). So stellten MUALEM ET AL. (1990c, S. 201) fest: "No major breakthrough was made in the last decade in quantifying the microprocesses and linking them to the macroscopic properties of the soil seal."

In Arbeiten mit der Vorgehensweise d) wurde das Tiefenprofil der Lagerungsdichte in der Verschlämmungsschicht als zentrale morphometrische Größe bestimmt. Dem Infiltrationsmodell von MUALEM ET AL. (1990b) liegt eine Annahme über dieses Profil zugrunde. Die Steuerfaktoren, die in ihren Auswirkungen auf das Tiefenprofil untersucht wurden, waren Anfangsfeuchte (HECKER 1995) und Bodenart (ROTH 1997).

Die vorliegende Arbeit ist der Variante d) zuzuordnen: untersucht werden Auswirkungen von Steuergrößen auf die Verschlämmungsmorphometrie. Die Steuerfaktoren Bodenart, Anfangsfeuchte und Mikrorelief werden bei konstanten Niederschlagseigenschaften variiert. Die Niederschlagsmenge wird für eine konstante Kombination der drei genannten Faktoren variiert.

3. Zielsetzung und Aufgabenstellung

In der vorliegenden Arbeit wird ein Teilaspekt der prozeßorientierten Erosionsmodellierung nach dem Ansatz von ROTH (1992) untersucht, bei dem die Verknüpfung von Steuergrößen des Verschlämmungsprozesses mit den hydraulischen Eigenschaften der Verschlämmungsschicht eine zentrale Bedeutung hat. Darüber hinaus sollen Möglichkeiten aufgezeigt werden, das angewendete Untersuchungsverfahren der Röntgen-Computertomographie (CT) für weitere Fragestellungen der Hydrologie und der Erosionsforschung anzuwenden.

Das Hauptziel der Arbeit ist es, morphologische Merkmale von Verschlämmungsschichten zu messen und die Abhängigkeit dieser Größen von Steuerfaktoren des Verschlämmungsprozesses zu untersuchen. Bei den Faktoren handelt es sich um

- die Bodenart
- das Mikrorelief
- die Anfangsfeuchte
- die Niederschlagshöhe

und bei den morphologischen Merkmalen um

- die Mächtigkeit der Verschlämmungsschicht
- die maximale Lagerungsdichte innerhalb der Verschlämmungsschicht
- das Lagerungsdichten-Tiefen-Profil
- den Anteil der verschlämmten Oberfläche an der Gesamtoberfläche (Bedeckungsgrad).

Diese Merkmale sind von großer Bedeutung unter anderem für die Wasserleitfähigkeit der Verschlämmungsschicht. Die ersten drei genannten Größen gehen in das dynamische Verschlämmungsmodell von MUALEM ET AL. (1990c) für die Simulation des Infiltrationsverlaufes als Annahmen ein. Die dort getroffenen Annahmen basieren jedoch nur auf wenigen Meßwertangaben aus der Literatur und wurden nicht durch weitere Messungen überprüft. Zusätzlich zu den für das Modell erforderlichen Größen wird der Bedeckungsgrad bestimmt, da sich herausstellte, daß die Verschlämmungsschicht die Probenoberfläche nie komplett bedeckt und deshalb ihre Eigenschaften auch nie die gesamte Oberfläche repräsentieren können.

Die gängigen morphologischen Meßverfahren der Dünnschlifftechnik und der Elektronenmikroskopie können nur kleine Ausschnitte der Probenkörper erfassen und erlauben fast nur qualitative, beschreibende Auswertungen. Deshalb wird die Röntgen-Computertomographie (CT) als Meßverfahren angewendet, da sie zerstörungsfrei quantitative Analysen des gesamten Probenkörpers ermöglicht. Zur Analyse der CT-Aufnahmen wird die Vorgehensweise von HEC-KER (1995) aufgegriffen. Sie ist in einzelnen Punkten zu erweitern oder zu modifizieren.

Für die Auswertung der CT-Aufnahmen sind folgende Schritte notwendig:

 Kalibrierung des Untersuchungsgerätes an Bodenkörpern mit definierten, bekannten Eigenschaften

- Quantifizierung und gegebenenfalls Korrektur von verfahrensbedingten Ungenauigkeiten der CT (Aufhärtung, Weichzeichnen)
- Bestimmung von Kriterien zur Abgrenzung der Verschlämmungsschicht zur Luft und zum unverschlämmten Bodenmaterial
- Eingrenzung der auszuwertenden Bereiche
- Extraktion, Umrechnung und Aufbereitung der Meßwerte aus den Bilddateien
- Bestimmung von Kennwerten zur morphometrischen Charakterisierung der Verschlämmungsschichten im Hinblick auf die oben genannten Merkmale
- Erarbeitung eines Verfahrens, das über den Vergleich individueller Proben in den Zuständen vor und nach der Beregnung ermöglicht, kleinräumige Strukturänderungen zu erfassen und zu quantifizieren.

Für die Untersuchungen geeignete Proben sind zum Teil aus den Beregnungsversuchen im Rahmen der Arbeiten von FOHRER (1995) und RUDOLPH (1997) verfügbar. Zum Teil sind spezielle Proben zu konstruieren und separat zu beregnen.

4. Bodenkundliche Untersuchungen mit dem Röntgen-Computertomographen

In diesem Kapitel ist das Verfahren der Röntgen-Computertomographie (CT) beschrieben, welches sich für die morphologische Untersuchung der Verschlämmungsschichten sehr gut eignet. Die Messungen wurden mit einem CT-Scanner für medizinische Diagnostik durchgeführt (Siemens SOMATOM plus[™]).

Die Röntgen-CT ist ein Verfahren zur Materialuntersuchung, das wie die klassische Röntgendiagnose auf der Strahlenschwächung im Untersuchungsobjekt basiert. Als Meßergebnis liefert das Gerät eine Grauwertmatrix, welche die Absorptionseigenschaften einer definierten Objektschicht charakterisiert.

Kurzwellige elektromagnetische Strahlung wird bereits seit längerer Zeit in der Bodenkunde eingesetzt zur Bestimmung von Lagerungsdichte und Wassergehalt (z.B. REGINATO & VAN BAVEL 1964, SOANE 1967, SOANE 1968, COREY ET AL. 1971, GARDNER ET AL. 1972, STILL-WATER & KLUTE 1988, OOSTROM ET AL. 1995). Mit Hilfe der CT läßt sich die Lagerungsdichte innerhalb von Bodenproben zerstörungsfrei und mit hoher räumlicher Auflösung messen (PETROVIC ET AL. 1982).

Für die Interpretation der Meßwerte des Tomographen sind im folgenden der Bildaufbau, die Aufnahmetechnik, die Wechselwirkungen zwischen Strahlung und Materie sowie die Genauigkeit der Meßergebnisse näher erläutert.

Ein wesentliches Merkmal der Computertomographie ist, daß der Körper im Unterschied zur klassischen Röntgentechnik bei der Aufnahme parallel zur Schichtebene und entsprechend senkrecht zur Betrachtungsrichtung durchstrahlt wird. Bei dem verwendeten Scanner handelt es sich um ein Fächerstrahlgerät (Abb. 2). Hierbei rotieren Strahlenquelle und gegenüberliegender Detektor während der Aufnahme um den Untersuchungsgegenstand. Während der Drehung werden in konstanten, kleinen Winkelschritten Schwächungsprofile der durchstrahlten Schicht aufgezeichnet. Aus diesen Profilen wird in aufwendigen Rechenverfahren ein Schnittbild rekonstruiert. Die Rekonstruktionsverfahren sind ausführlich bei KAK & SLANEY (1988) dokumentiert. Grundlage ist der von RADON (1917) beschriebene Sachverhalt, daß jedes Objekt eindeutig durch seine Projektionen beschrieben ist.

Die Tatsache, daß das Bild durch Berechnung erzeugt wird, hat zu den englischen Bezeichnungen "computed tomography" bzw. "computer assisted tomography" geführt. ein. Der deutsche Name "Computertomographie" gibt diesen Sachverhalt nur undeutlich wieder.



Abb. 2: Arbeitsprinzip eines Fächerstrahl-CT-Scanners: Röntgenröhre und gegenüberliegende Detektorreihe kreisen bei der Aufnahme um das schwarz dargestellte Untersuchungsobjekt im Rotationszentrum. In diskreten Winkelschritten werden Schwächungsprofile (a, b, c) aufgezeichnet, aus denen anschließend Schichtaufnahmen rekonstruiert werden. Die Ordinateneinheit der Schwächungsprofile kennzeichnet den Grad der Absorption, d.h., je höher der Wert ist, um so stärker ist die gemessene Absorption.



Abb. 3: Aufbau eines CT-Bildes: dargestellt sind zwei Schichtaufnahmen der Dicke d. Die Bildebene besteht aus Quadraten (Pixel) mit den Kantenlängen a. Ein Pixel repräsentiert ein Raumelement, auch Voxel genannt (dick umrandet), mit der Grundfläche a² und der Höhe d.

Das Ergebnis der Rekonstruktion ist ein Bild, das im Fall des 'SOMATOM plus' aus 512 × 512 quadratischen Bildpunkten, die auch als Pixel (von engl. "picture element") bezeichnet werden, aufgebaut ist (Abb. 2). Jedem Pixel ist ein Grauwert zugeordnet. Der Grauwert stellt einen Meßwert für ein Volumenelement innerhalb des Untersuchungsobjektes dar, das, in Anlehnung an den Ausdruck "Pixel", auch Voxel (von engl. "volume element") genannt wird. Die Kantenlängen eines Voxels (a, d in Abb. 3) hängen von den Geräteeinstellungen ab.



Abb. 4: Meßempfindlichkeitsprofil (aus WEGENER 1992) bei verschiedenen nominalen Schichtdicken. Je geringer die Schichtdicke wird, um so stärker wird das Meßsignal relativ von Teilen angrenzender Schichten(= unschraffierte Bereiche unter den Kurven) beeinträchtigt.

Eine der Kantenlängen wird durch die gewählte Schichtdicke vorgegeben. Die in der Regel in den im folgenden beschriebenen Untersuchungen verwendete Schichtdicke von 1 mm ist die kleinstmögliche beim 'SOMATOM plus'. Bei dieser Angabe handelt es sich um die "Halb-wertsbreite des Meßempfindlichkeitsprofils" (WEGENER 1992; Abb. 4). Da die Strahlen nicht vollkommen parallel verlaufen, wird das Meßergebnis für die gewählte Schicht auch von den angrenzenden Bereichen beeinträchtigt, und zwar um so mehr, je geringer die gewählte Schichtdicke ist.

Die Größe der Pixel wird bestimmt durch den Geräteparameter "Zoom". Beim Zoomfaktor 1 beträgt die Pixelkantenlänge 1 mm. Die Kantenlänge in mm entspricht dem Kehrwert des Zoomfaktors.

Die maximale Auflösung in der Fläche (Strecke a in Abb. 3) hängt unter anderem ab von der Wellenlänge und somit von der Röhrenspannung, ist aber beim 'SOMATOM plus' höher als die Bildpunktgröße bei den gewählten Vergrößerungsfaktoren.

4.1. Bildaufbau und Aufnahmetechnik des Röntgen - Computertomographen

Die Röntgen - CT liefert Schichtaufnahmen, die sich in der Bildentstehung von den Superpositionsbildern der klassischen Röntgendiagnostik grundsätzlich unterscheiden. Die klassische Röntgenaufnahme liefert eine zweidimensionale Abbildung eines dreidimensionalen Objektes, das bedeutet, auf der Abbildung sind Strukturen aus verschiedenen Objekttiefen überlagert wiedergegeben. Bei der Röntgen-Computertomographie werden einzelne Schichten des Untersuchungsgegenstandes abgebildet. Da diese Schicht eine definierte Dicke hat, handelt es sich genaugenommen ebenfalls um ein dreidimensionales Objekt, auf der Aufnahme sind jedoch lediglich die Strukturen dieser begrenzten Schicht überlagert und nicht die des gesamten Objektes (Abb. 5, S. 22).



Abb. 5: Schematischer Vergleich einer klassischen Röntgenaufnahme (b) mit Aufnahmen eines CT-Scanners (c): Oben links ist der Untersuchungsgegenstand (a) dargestellt, ein Objekt aus mehreren räumlich angeordneten absorbierenden Quadern, unten links die klassische Röntgenaufnahme bei vertikaler Durchstrahlung (b). Rechts sind vier Schichtaufnahmen (c 1-4) des Objektes dargestellt, wie sie der CT-Scanner aus Absorptionsprofilen bei horizontaler Durchstrahlung erzeugt. Je heller die Abbildung ist, um so stärker ist die Strahlung an der betreffenden Stelle geschwächt. Während bei der klassischen Röntgenaufnahme die Strukturen aller Objekttiefen überlagert sind, geben die CT - Aufnahmen Aufschluβ über deren vertikale Anordnung. In welcher Höhe sich das absorbierende Strukturelement innerhalb der Schicht befindet, ist allerdings nicht zu erkennen. So werden die beiden Quader in Schicht 1 in der Aufnahme c 1 gleichartig abgebildet, obwohl sie unterschiedlich hoch angeordnet sind.

4.2. Quantifizierung der Strahlenabsorption

Das Meßverfahren beruht auf der Schwächung von Röntgenstrahlen beim Durchtritt durch Materie. Das Ausmaß der Schwächung ist von den Materialeigenschaften abhängig. Das Aufzeichnen der geschwächten Strahlung ermöglicht Aussagen über den Aufbau des Objektes.

Den Zusammenhang zwischen einfallender (N_0) und austretender Strahlung (N) beschreibt folgende Gleichung:

$$\mathbf{N} = \mathbf{N}_0 \times \mathrm{e}^{-\mu \mathrm{d}}$$

worin μ den linearen Schwächungs- oder Absorptionskoeffizienten darstellt und d die Länge der durchstrahlten Schicht (Abb. 6). Unter der Annahme, daß das Objekt über die Dicke d homogen aufgebaut ist, stellt μ eine Materialkonstante dar. Sie ist abhängig von der Wellenlänge der Strahlung, also von der Energie der Quanten (TRAUTWEIN ET AL. 1983). μ nimmt mit der Wellenlänge der Strahlung und der spezifischen Dichte des Objektes zu, das heißt, je dichter der Körper ist, um so stärker absorbiert er eine gegebene Strahlung, und je weicher, also langwelliger die Strahlung ist, um so stärker wird sie von einem gegebenen Objekt absorbiert.



Abb. 6: Schwächung der Primärstrahlung N_0 im Objekt mit der Dicke d. Angedeutet sind die Mechanismen der photoelektrischen Absorption und der Streuung.

Der Schwächungskoeffizient mit der Dimension 1/cm wird hier mit μ bezeichnet, ebenso wie beispielsweise bei TRAUTWEIN ET AL. (1983), CRESTANA ET AL. (1985) und TOLLNER & VER-MA (1991). Andere Autoren, wie COPPOLA & REINIGER (1974), BERTUZZI ET AL. (1987) oder PHOGAT ET AL. (1991) verwenden μ für den Massenabsorptionskoeffizienten mit der Dimension cm²/g, welcher bei TRAUTWEIN ET AL. (1983) mit k bezeichnet ist. Nach der Terminologie von TRAUTWEIN ET AL. (1983) gilt für den Massenabsorptionskoeffizienten

$$k = \mu/\rho$$

[3]

mit ρ als spezifischer Dichte.

Der Massenabsorptionskoeffizient k ist eine Stoffkonstante. Der Schwächungs- oder Absorptionskoeffizient μ hat für eine Wellenlänge genau dann denselben Wert wie k, wenn der Stoff in der Dichte 1 g/cm³ vorliegt.

Der Absorptionskoeffizient μ_V einer Verbindung V, die aus n Elementen mit den Massenabsorptionskoeffizienten k_i besteht, errechnet sich als

$$\mu_{v} = \sum_{i=1}^{n} k_{i} \times \rho(p)_{i}$$
[4]

(nach SMITH & DIXON 1963), wobei $\rho(p)_i$ die Masse des Elementes i innerhalb einer Volumeneinheit der Verbindung V kennzeichnet, also nicht gleichzusetzen ist mit der spezifischen Dichte ρ .

4.3. Meßwerte des Röntgen-Computertomographen

Der Schwächungswert wird an medizinischen Röntgen-Computertomographen häufig ausgedrückt in der Einheit 'HU' (Hounsfield-Unit). Der Zusammenhang zwischen µ und HU lautet (NEWTON & POTTS 1981):

$$HU = 1000 \times \frac{\mu_{Objekt} - \mu_{Wasser}}{\mu_{Wasser}}$$
[5]

HU stellt somit einen Wert dar, der das Absorptionsverhalten des Objektes relativ zu dem von Wasser ausdrückt. HU_{Wasser} ist dabei gleich 0 und HU_{Luft} gleich -1000.

In der relativen Einheit HU sind die Meßwerte einfacher vergleichbar als in μ , da μ stark von der Strahlungsenergie abhängt und die Strahlungsenergie, bedingt durch Bauart und Zustand der Röntgenquelle, zwischen verschiedenen Geräten, aber auch zu verschiedenen Zeiten am selben Gerät nicht immer identisch ist (KRESTEL 1981).

Das Gerät ist vor der Durchführung der Untersuchung zu kalibrieren. Dies geschieht mit Hilfe eines Referenzobjektes aus Wasser, dessen Absorption bestimmt wird ($HU_{ist W}$), ebenso die von Luft ($HU_{ist L}$). Der tatsächliche Wert (HU_{soll}) errechnet sich folgendermaßen (s. a. Abb. 7, S.25):

$$HU_{soll} = \frac{1000}{HU_{ist w} - HU_{ist L}} \times HU_{ist} - \frac{1000}{HU_{ist w} - HU_{ist L}} \times HU_{ist w}$$
$$= \frac{1000}{HU_{ist w} - HU_{ist L}} \times (HU_{ist} - HU_{ist w})$$
[6]

Diese Korrektur wird vom CT-Rechner automatisch durchgeführt.



Abb. 7: Kalibrierung des Röntgen-Computertomographen mit Hilfe der Meßwerte für Luft ($HU_{ist L}$) und Wasser ($HU_{ist W}$).

An dem verwendeten Tomographen treten die Meßwerte nur dann in der Einheit HU auf, wenn man sie direkt am Monitor der Untersuchungsanlage abfragt. Die Ablage auf Massenspeichern erfolgt mit einer Verschiebung um 1024 Einheiten. Das bedeutet, der HU-Meßwert "-1000" für Luft wird auf dem Magnetspeicherband, das zum Transport der Daten verwendet wird, als "24" gespeichert und entsprechend bei der Auswertung auch als "24" geladen. Dieser um 1024 erhöhte gespeicherte Wert wird im folgenden als "**CT-Meßwert**" bezeichnet:

$$CT-Me\betawert = HU-Me\betawert + 1024$$
 [7]

In dieser Arbeit werden als Untersuchungsergebnisse ausschließlich die CT-Meßwerte verwendet, da sie einfacher zu handhaben sind und die Umrechnung in HU nur einen zusätzlichen Verarbeitungsschritt darstellt, der keinerlei Vorteile bringt.

4.4. Wechselwirkungen zwischen Röntgenstrahlen und Materie

Die Strahlenschwächung, die in den Größen k, µ bzw. HU zusammengefaßt ist, beruht im Energiebereich medizindiagnostischer Strahlung auf zwei verschiedenen Wechselwirkungen mit der Materie, dem Photoeffekt und dem Compton-Effekt (s. a. Abb. 6, S. 23) (GEHRTSEN 1963). Diese Wechselwirkungen sind auf unterschiedliche Materialeigenschaften zurückzuführen. Damit ist die Information, die die Absorption über die Materialeigenschaften gibt, auch von der Relation der beiden Effekte zueinander abhängig.

Beim **Photoeffekt** überträgt das Photon seine gesamte Energie auf ein Elektron. Das Elektron wird als sogenanntes Photoelektron aus dem Atom emittiert. Dessen kinetische Energie ent-

spricht dabei der Quantenenergie, vermindert um die Bindungsenergie des Elektrons. Die Bindungsenergie wird bei der Auffüllung des Loches in der Elektronenschale durch Elektronen von weiter außen liegenden Schalen in Form von Quanten emittiert. Diese Quanten können ihrerseits wiederum ein Elektron der äußeren Schale aus dem selben Atom hinausschlagen. Die Strahlabschwächung beruht letztendlich auf der Umwandlung von Strahlungsenergie in Wärmeenergie bei diesen Einzelprozessen.

Beim **Compton-Effekt** treten ebenfalls Röntgenquanten mit Elektronen in Wechselwirkung. Die Quanten behalten dabei jedoch ihre Energie bei oder geben sie nur zum Teil an die Elektronen ab. Sie werden aus der Richtung des Primärstrahls abgelenkt und vom der Strahlenquelle gegenüberliegenden Detektor nicht erfaßt. Die Schwächung beruht neben der Energieabgabe an Elektronen auf der Streuung des Primärstrahls.

Die durch den Photoeffekt bedingte Absorption ist eine Funktion der Ordnungszahl, also von der chemischen Zusammensetzung des Untersuchungsobjektes abhängig (HOPMANS ET AL. 1994). HUNT ET AL. (1988) weisen darauf hin, daß der Photoeffekt außerdem von der spezifischen Dichte abhängig ist. Die durch den Compton-Effekt hervorgerufene Absorption ist eine Funktion der Elektronendichte des Objektes. Die Elektronendichte ist in guter Näherung zur spezifischen Dichte proportional (CRESTANA ET AL. 1986).



Abb. 8: Zusammenhang zwischen Photonenenergie und Absorptionsmechanismen (nach JÄNCHEN 1993). Die Linie markiert gleiche Anteile beider Mechanismen an der Gesamtabsorption. Mit dem Abstand von der Linie dominiert oberhalb zunehmend der Photoeffekt, darunter der Compton-Effekt. Bei der gewählten Kombination von Boden mit einer angenommenen mittleren Ordnungszahl von 10 und einer mittleren Strahlungsenergie des CT-Scanners von 72 keV überwiegt der Compton-Effekt leicht.

Beide genannten Mechanismen der Strahlenschwächung sind in ihrem relativen Ausmaß energieabhängig. Dabei nimmt der Einfluß des Compton-Effektes mit der Photonenenergie relativ zu, derjenige des Photoeffektes hingegen ab (Abb. 8).

Je höher die Photonenenergie und je geringer damit der Einfluß des Photoeffektes wird, um so geringer wird auch die Bedeutung der chemischen Zusammensetzung für μ (s. Abb. 9). Mit steigender Photonenenergie wird μ also immer stärker vom Compton-Effekt und damit von der spezifischen Dichte bestimmt.

4.5. Quantitative Zusammenhänge zwischen Absorption, chemischer Zusammensetzung und spezifischer Dichte

In medizinischen CT-Scannern werden aus praktischen Gründen (Strahlenschutz, Aufnahmedauer) polychromatische Röntgenquellen mit einer Röhrenspannung um 120 kV eingesetzt. Die mittlere Strahlungsenergie, das ist diejenige Quantenenergie, die denselben Absorptionskoeffizienten aufweist wie die betreffende polychromatische Strahlung (MCCULLOUGH 1975), beträgt dabei etwa 72 keV (MCCULLOUGH ET AL. 1974). Die mineralischen Bestandteile des Bodens setzen sich überwiegend aus Sauerstoff (Ordnungszahl 8) und Silizium (Ordnungszahl 14) zusammen. Nimmt man für den Boden eine mittlere Ordnungszahl um 10 und für die Strahlungsenergie einen Wert um 70 keV an, zeigt Abb. 8, (S. 26), daß der Compton- Effekt leicht überwiegt. Der Photoeffekt tritt jedoch noch in nennenswertem Ausmaß auf, und so wirkt sich neben der Dichte auch die chemische Zusammensetzung der Probe maßgeblich auf die Absorption aus. So fanden COPPOLA & REINIGER (1974) für Strahlungsenergien um 70 keV an fünf Böden Massenabsorptionskoeffizienten, die bis um den Faktor 5 auseinander lagen. Die Autoren konnten zeigen, daß der Schwächungskoeffizient erst bei Strahlungsenergien oberhalb von 300 keV von der chemischen Zusammensetzung unabhängig ist (s. a. Abb. 9).

Den größten Einfluß auf den Massenabsorptionskoeffizienten k hatte bei COPPOLA & REINI-GER (1974) der Eisengehalt des Bodens. ANDERSON ET AL. (1988) konnten k durch Hinzufügen von Eisenpulver zur Bodenprobe erhöhen und regen an, k unter Zuhilfenahme des Eisengehaltes zu berechnen. Auch TOLLNER & MURPHY (1991) betonen die Bedeutung des Eisengehaltes. Quantitativ wurde dieser Zusammenhang bislang jedoch noch nicht beschrieben. TOLLNER & MURPHY (1991) sehen in den Ergebnissen von ANDERSON ET AL. (1988) Grund zu der Annahme, daß die meisten Böden ähnliche Massenabsorptionskoeffizienten haben.

Für Messungen an medizinischen CT-Scannern muß folglich der Schwächungskoeffizient in Abhängigkeit von der chemischen Zusammensetzung des Bodens bestimmt werden. Sind mehrere Böden mit ähnlicher chemischer Zusammensetzung, insbesondere mit demselben Eisengehalt, zu untersuchen, kann es ausreichen, den Schwächungskoeffizienten nur an einem davon zu bestimmen.



Abb. 9: Massenabsorptionskoeffizienten in Abhängigkeit von der Ordnungszahl für verschiedene Quantenenergien (nach COPPOLA & REINIGER 1974). Bei hohen Quantenenergien (ab etwa 300 keV) ist der Massenabsorptionskoffizient ab dem Beryllium (4) von der Ordnungszahl weitgehend unabhängig, bei geringeren Energien steigt er mit der Ordnungszahl an.

4.6. Messung von Lagerungsdichte und Wassergehalt im CT

Der mit dem CT-Scanner an einer Bodenprobe gemessene HU-Wert ist die Summe der HU-Werte der Phasen Luft, Wasser und Matrix, gewichtet mit ihren jeweiligen Volumenanteilen w_{Luft} , w_{Wasser} und w_{Matrix} . Definitionsgemäß beträgt der HU-Wert für Wasser 0 und für Luft -1000, so daß sich folgender Zusammenhang ergibt:

$$HU_{MeBwert} = HU_{Matrix} \times w_{Matrix} + 0 \times w_{Wasser} + (-1000) \times w_{Luft}$$
[8]

 HU_{Matrix} hängt von der chemischen Zusammensetzung der Festsubstanz ab und muß durch eine Kalibrierungsmessung (s. Kap. 5.2.2, S.42) bestimmt werden. Der Wert 0 für HU_{Wasser} gilt genaugenommen nur für destilliertes Wasser. Der Einfluß der im Bodenwasser gelösten Salze auf die Strahlenabsorption ist jedoch vernachlässigbar gering (COPPOLA & REINIGER 1974), so daß auch für das Bodenwasser mit dem HU-Wert 0 gerechnet werden kann.

Die Summe der drei relativen volumetrischen Anteile der festen, flüssigen und gasförmigen Phase in Gl. [8] ergibt 1:

$$\mathbf{w}_{\text{Matrix}} + \mathbf{w}_{\text{Wasser}} + \mathbf{w}_{\text{Luft}} = 1$$
 [9]
w_{Matrix} ist der Quotient aus Lagerungsdichte und Festsubstanzdichte:

$$\mathbf{w}_{\text{Matrix}} = \frac{\text{Lagerungsdichte}}{\text{Festsubstanzdichte}}$$
[10]

 w_{Wasser} entspricht dem volumetrischen Wassergehalt θ , und w_{Luft} entspricht der Porosität. Diese beiden Volumenanteile repräsentieren bodenkundlich gängige Größen. Für die Festsubstanzdichte kann man den Wert des Quarzes (2,65 g/cm³) verwenden, sofern kein hoher Anteil an Schwermineralen oder an organischer Substanz vorliegt (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992).Verwendet man in Formel [9] diese Größen und löst nach w_{Luft} auf, so erhält man:

$$w_{Luft} = 1 - \frac{Lagerungsdichte}{2,65} - \theta$$
 [11]

Für die drei unbekannten Volumenanteile w_{Matrix} , w_{Wasser} und w_{Luft} liegen zwei Gleichungen, [8] und [9] vor. Ersetzt man in Gleichung [8] w_{Matrix} gemäß Formel [10] durch 'Lagerungsdichte/2,65' und w_{Luft} durch die rechte Seite von Formel [11], erhält man:

$$HU_{MeBwert} = HU_{Matrix} \times \frac{Lagerungsdichte}{2,65} - 1000 \times \left(1 - \frac{Lagerungsdichte}{2,65} - \theta\right)$$

$$= HU_{Matrix} \times \frac{Lagerungsdichte}{2,65} - 1000 + 1000 \times \frac{Lagerungsdichte}{2,65} + 1000 \times \theta$$

= (HU_{Matrix} + 1000) ×
$$\frac{\text{Lagerungsdichte}}{2,65}$$
 + 1000 × (θ - 1) [12]

Löst man nach der Lagerungsdichte auf, ergibt sich

Lagerungsdichte =
$$\frac{\text{HU}_{\text{Meßwert}} - 1000 \times (\theta - 1)}{\text{HU}_{\text{Matrix}} + 1000} \times 2,65$$
[13]

und für wasserfreien Boden

Lagerungsdichte =
$$\frac{\text{HU}_{\text{Meßwert}} + 1000}{\text{HU}_{\text{Matrix}} + 1000} \times 2,65$$

Verwendet man anstelle der HU-Meßwerte die CT-Meßwerte, so ergibt sich aus den Formeln [7] und [13] folgender Zusammenhang für wasserhaltigen Boden

Lagerungsdichte =
$$\frac{CT_{MeBwert} - 24 \times (\theta - 1)}{CT_{Matrix} + 1000} \times 2,65$$

und für wasserfreien Boden aus den Formeln [7] und [14]

Lagerungsdichte =
$$\frac{CT_{Meßwert} - 24}{CT_{Matrix} - 24} \times 2,65$$

Für wasserfreien Boden läßt sich die Lagerungsdichte aus $HU_{Meßwert}$ bzw. $CT_{Meßwert}$ nach Formel [14] bzw. [16] berechnen. Für wasserhaltigen Boden muß die Gleichung [13] bzw.[15] verwendet werden. Darin ist neben der Lagerungsdichte mit dem Wassergehalt θ eine zweite Unbekannte enthalten.

Um die Gleichung zu lösen und aus $HU_{Meßwert}$ bzw. $CT_{Meßwert}$ die Lagerungsdichte zu errechnen, gibt es zwei Möglichkeiten: die gravimetrische Bestimmung des Wassergehaltes w_{Wasser} (= θ) oder eine zweite Messung mit deutlich abweichender Strahlenenergie (SOANE 1967, COREY ET AL. 1971). Im zweiten Fall erhält man einen zweiten Meßwert, mit dessen Hilfe sich sowohl die Lagerungsdichte als auch der Wassergehalt berechnen lassen.

Meist wird der Wassergehalt der Probe gravimetrisch bestimmt. Dabei wird für alle Bereiche der Probe ein einheitlicher volumetrischer Wassergehalt unterstellt. Dieser Zustand ist häufig nicht gegeben, da im Zustand des hydraulischen Gleichgewichtes lediglich die Wasserspannungen überall gleich sind, nicht jedoch die Wassergehalte (BROWN ET AL. 1987). In Böden mit starker Gefügedifferenzierung finden sich nebeneinander dichtere und weniger dichte Bereiche. In den dichter gelagerten Bereichen ist der Wassergehalt bei gleicher Wasserspannung höher als in den weniger dichten. Werden die Proben im luft- oder ofentrockenen Zustand gescannt (z.B. ANDERSON ET AL. 1988, PHOGAT & AYLMORE 1989), dann ist dieser Unterschied in den Wassergehalten vernachlässigbar gering.

Bei der Messung mit zwei verschiedenen Strahlungsenergien ("dual energy approach") erhält man eine zweite Gleichung der Form von Gleichung [8]. Hierbei ergeben sich sowohl für HU_{Meßwert} als auch für HU_{Matrix} andere Werte als in der ersten Version. Damit liegen drei Gleichungen mit drei Unbekannten vor, und das System ist lösbar.

PHOGAT ET AL. (1991) konnten an einem industriellen CT-Scanner unter Verwendung zweier γ -Strahlenquellen mit deutlich voneinander verschiedenen Quantenenergien (¹³⁷Cs mit 662 keV und ¹⁶⁹Yb mit 63,1 keV) gleichzeitig Wassergehalt und Lagerungsdichte bestimmen. Der zeitliche Aufwand einer solchen Messung war beträchtlich und betrug etwa 112 h für eine Probe von 6 cm Durchmesser. Medizinische Röntgen-Computertomographen bieten verschie-

dene Strahlungsenergien zur Auswahl an, wobei sich die mittlere Strahlungsenergie jedoch lediglich um einen Betrag von etwa 10 keV variieren läßt. Die daraus resultierenden Unterschiede in den Meßwerten sind nur gering und reichen nach AYLMORE (1994) für eine hinreichend genaue simultane Bestimmung von Wassergehalt und Lagerungsdichte nicht aus.

Da die Messungen an einem solchen Gerät erfolgten, mußte der Wassergehalt gravimetrisch ermittelt werden.

4.7. Aufhärtung

Die Strahlungsaufhärtung beeinträchtigt den Zusammenhang zwischen dem Absorptionswert (HU) und der Lagerungsdichte (dB).

Während industrielle CT-Scanner zur Materialprüfung mit Röntgenröhren, Teilchenbeschleunigern oder Radioisotopen als Strahlenquellen arbeiten, kommen in medizinischen Röntgen-Tomographen nur erstere zum Einsatz. Ein wichtiges Merkmal der Röntgenröhre ist die Tatsache, daß sie polychromatische Strahlung, das heißt, Strahlen über ein breites Wellenlängenoder Energiespektrum emittiert (Abb. 10). Wie Abb. 9 (S. 28) zeigt, ist der Massenabsorptionskoeffizient von der Quantenenergie abhängig. Niederenergetische Strahlen werden von einem gegebenen Objekt stärker absorbiert als höherenergetische.



Abb. 10: Quantenenergiespektrum einer Röntgenröhre mit 105 kV Röhrenspannung (Nach EPP & WEISS 1966)

Je länger der Strahlenweg durch ein Objekt ist, um so mehr werden relativ die niederenergetischen, längerwelligen Strahlen absorbiert und um so "härter", also kurzwelliger wird die Strahlung. Das Energiespektrum der austretenden Strahlung verschiebt sich hin zum kürzerwelligen Bereich (Abb. 11). Damit nimmt auch die mittlere Quantenenergie (s. S. 27) zu. Analog wird der zugehörige mittlere Absorptionskoeffizient niedriger, und der Meßwert steigt nicht mehr linear an (Abb. 12, S. 33). Derselbe Effekt wie mit zunehmender Objektlänge tritt ein mit zunehmender spezifischer Dichte des Objektes. Man kann sich die Masse der Meßobjekte in Abb. 11 auf eine konstante Länge l komprimiert denken. Im Fall d) (Abb. 11) wird dann die spezifische Dichte dreimal so hoch wie im Fall b). Die Meßergebnisse bleiben dieselben. Entscheidend für die Absorption ist die im Strahlengang befindliche Masse, nicht deren Verteilung bzw. Anordnung. Legt man einen linearen Zusammenhang zwischen Absorptionsmeßwert und Objektdichte bzw. -größe zugrunde (gestrichelte Linie in Abb. 12),



wird mit zunehmender Objektdichte oder -größe die Absorption immer mehr unterschätzt, das heißt, größere oder dichtere Objekte erscheinen weniger dicht, als sie tatsächlich sind.

Die Berechnung der Bilder aus Projektionen führt dazu, daß die Dichte um so stärker unterschätzt wird, je weiter der betreffende Bereich im Innern des Objektes, also vom Rand entfernt liegt (KRESTEL 1981).

Wenn der in Abb. 12 mit der durchgezogenen Linie dargestellte Zusammenhang quantitativ bekannt ist, läßt sich die Aufhärtung korrigieren, indem der gemessene Absorptionswert auf den theoretischen Wert ohne Aufhärtung angehoben wird. Die Korrektur erfolgt beim Tomographen an den Projektionsdaten, noch vor der Bildrekonstruktion.

Die Korrekturverfahren medizinischer CT-Scanner sind ausgelegt für die Anwendung auf menschliches Gewebe. Bei Objekten mit höherer spezifischer Dichte, wie Bodenproben, ist nicht auszuschließen, daß die Korrektur nicht mehr ausreichend genau erfolgt (KRESTEL 1981, TOLLNER & VERMA 1989).



Abb. 12:Meßwertverfälschung bei Aufhärtung polychromatischer Strahlung: mit zunehmender Objektdicke wird bei konstanter Dichte der Absorptionsmeßwert der polychromatischen Strahlung (durchgezogene Linie) kleiner als der theoretische Wert ohne Aufhärtung (gestrichelte Linie). Der gemessene Wert läßt sich bei Kenntnis der gestrichelten Linie in der angedeuteten Weise korrigieren (nach JÄNCHEN 1993). Derselbe Zusammenhang ergibt sich mit zunehmender Objektdichte bei konstanter Dicke.

PETROVIC ET AL. (1982) fanden allerdings für Proben mit einer Querschnittsfläche von ca. 8 cm² einen linearen Zusammenhang zwischen dem HU-Meßwert und der Lagerungsdichte im Bereich von 1,29 bis 1,64 g/cm³. PHOGAT & AYLMORE (1989) kamen zum selben Ergebnis an Proben mit etwa 18 cm² Querschnittsfläche für Lagerungsdichten von etwa 1,0 bis 1,6 g/cm³.

4.8. Güte der CT-Aufnahmen

Die beschriebene Strahlungsaufhärtung ist die bedeutendste Quelle von Abbildungsfehlern in der CT (KAK & SLANEY 1988). Daneben machen sich noch das Quantenrauschen und das Weichzeichnen von Kanten (KRESTEL 1981, WEGENER 1992) sowie Hochkontrastartefakte bemerkbar. Auch die Auflösung spielt eine Rolle für die Genauigkeit der Messungen.

Das **Quantenrauschen** ist bedingt durch statistische Schwankungen der Strahlenintensität. Je schwächer das am Detektor empfangene Signal ist, um so kleiner wird das Signal-Rausch-Verhältnis. Ist der Rauschanteil am Signal zu groß, wird das Quantenrauschen auf der Abbildung in Form einer körnigen Struktur sichtbar.

Die Stärke des empfangenen Signals hängt von der emittierten Strahlendosis und von den Absorptionseigenschaften der Probe ab. Das Signal wird mit zunehmender Größe und Dichte des Objektes schwächer, mit zunehmender Dosis höher. In eigenen Untersuchungen trat bei den in Abschnitt 5.2.1 (S. 41) genannten Geräteeinstellungen ein erkennbares Rauschen auf an Proben mit 10 cm \emptyset und einer Lagerungsdichte um 1,9 g/cm³.

Das Quantenrauschen läßt sich vermindern durch eine höhere Strahlendosis. Diese erhält man bei Erhöhung der Röhrenspannung oder mit einer längeren Aufnahmezeit. Die Aufnahmezeit



Abb. 13: HU-Meßwertprofil einer Spalte aus einem CT-Schnittbild einer Bodenprobe zur Erläuterung des Weichzeichnens: Kante 1 (Bodenoberfläche) wird als gradueller Übergang von HU_{min}1 bis HU_{max}1 abgebildet, ebenso die beiden Makroporenwände (Kante 2 und Kante 3). Dicht oberhalb der Kanten 1 und 3 sind die Meßwerte zu hoch, dicht unterhalb zu niedrig. In der Tiefe der Kante ist der HU-Meßwert das Mittel zwischen HU_{min} und HU_{max}. Der Grad des Weichzeichnens von Kanten ist gekennzeichnet durch die Abweichung der Profillinie von der Horizontalen, das entspricht in der gewählten Darstellung dem minimalen Betrag der Steigung.

steigt mit der Anzahl der Rotationen der Aufnahmeeinheit. Eine weitere Möglichkeit zur Erhöhung der Strahlendosis ist, die gewählte Schichtdicke zu vergrößern.

Aus dem Rekonstruktionsverfahren ergibt sich eine wichtige Ungenauigkeit in den Abbildungen durch das **Weichzeichnen** von Kanten. Mit dem Geräteparameter 'Algorithmus' läßt sich der Faltungskern für den Verarbeitungsschritt der Rückprojektion (KRESTEL 1981) und damit der Grad der Kantenbetonung wählen. Je stärker allerdings die Kantenbetonung und je geringer damit das Weichzeichnen der Kanten wird, um so mehr wird das stets vorhandene Bildrauschen verstärkt. Die Aufnahme ist dann mit einer körnigen Struktur überlagert, so daß die Objekteigenschaften stark verfälscht wiedergegeben werden. Es ist also ein Kompromiß zwischen Verrauschen und Weichzeichnen einzugehen.

In Abb. 13 ist die Bedeutung des Weichzeichnens für das Meßergebnis erläutert. Die Kanten 1 - 3 stellen am Objekt scharfe Übergänge vom Boden zur Luft dar. Im Meßwertprofil erstrecken sich diese Übergänge über mehrere Tiefenschritte. Unmittelbar ober- und unterhalb der Kanten sind die Meßwerte zu hoch oder zu niedrig. Die maximale Meßwertänderung je Tiefenschritt wird über den Geräteparameter 'Algorithmus' gewählt.

Hochkontrastartefakte entstehen, wenn bestimmte Projektionen infolge von Totalabsorption völlig ausfallen. Dieses Phänomen kann dann auftreten, wenn der Untersuchungsgegenstand hochabsorbierende Bestandteile aufweist. Diese Bestandteile sind dann meist mit einem schwarzen Kern und einer weißen Umrandung abgebildet, von der strahlenförmig weiße Streifen nach außen wegführen können. Derartige Artefakte lassen sich an medizinischen CT-Scannern nur bedingt und interaktiv reduzieren (SOKIRANSKI 1990).

Die **Auflösung**, also die Größe der kleinsten darstellbaren Strukturen, ist abbildungstechnisch durch die Wahl der Geräteparameter 'Schichtdicke' und 'Kantenlänge' vorgegeben (s. Abb. 3, S. 20). Auch aus dem Aufbau des Meßsystems ergeben sich Begrenzungen im Auflösungsvermögen. Die Strahlenbündel des Meßsystems haben in Abhängigkeit von der Brennfleckgröße der Röntgenröhre eine endlich kleine Breite, ebenso die Detektoren. Daraus resultiert eine effektive Breite des Abtaststrahlenbündels, die auch die Wiedergabe feiner Strukturen begrenzt (KRESTEL 1981). Allerdings liegt diese durch das Abtastsystem bedingte Auflösung bei den gewählten Aufnahmeparametern höher als die Pixelgröße.

4.9. Die Röntgen-Computertomographie als Untersuchungsverfahren in der Bodenkunde

Die Röntgen-Computertomographie (CT) wurde in den siebziger Jahren ursprünglich für die medizinische Diagnostik entwickelt und schon bald danach auch außerhalb der Medizin eingesetzt (DAVIS ET AL. 1986 a,b). PRICE & OSBORNE (1980) geben einen Überblick speziell über agrarwissenschaftliche Anwendungsmöglichkeiten. Seit Anfang der achtziger Jahre werden bodenkundliche Fragestellungen mit Hilfe der CT bearbeitet. 1992 fand in Minneapolis ein Symposium über die Anwendung tomographischer Verfahren in der Bodenkunde statt (ANDERSON & HOPMANS 1994), auf dem unter anderem die Verwendung industrieller CT-Scanner (STEUDE ET AL. 1994) und der Mikro-CT (SPANNE ET AL. 1994) mit sehr hoher Auflösung beschrieben wurden.

Die erste Arbeit über den Einsatz der CT in der bodenkundlichen Forschung wurde 1982 von PETROVIC ET AL. veröffentlicht, die den linearen Zusammenhang zwischen dem Absorptionsmeßwert und der Lagerungsdichte nachwiesen. ANDERSON ET AL. (1988) wiesen den Einfluß des Eisengehaltes auf den Zusammenhang zwischen Absorptionsmeßwert und Lagerungsdichte nach. Sie wiesen ferner auf den Einfluß der Probengröße auf die Kalibrierung der Meßwerte hin, ohne diesen allerdings zu quantifizieren. Auf die Genauigkeit von Messungen im Röntgen-Computertomographen gingen TOLLNER ET AL. (1989), TOLLNER ET AL. (1991), TOLLNER & MURPHY (1991) und BROWN ET AL. (1993) ein.

HAINSWORTH & AYLMORE (1983) konnten mit der CT Änderungen des Wassergehaltes durch Pflanzenwurzeln in Bodenproben beschreiben. CRESTANA ET AL. (1985) zeigten den linearen Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Absorptionsmeßwert auf und konnten das Vorrücken einer Befeuchtungsfront quantitativ beschreiben. BROWN ET AL. (1987) bestimmten Wassergehalte in einem porösen Kunststoffmedium mit Hilfe der CT und fanden eine gute Übereinstimmung mit gravimetrisch bestimmten Werten. HOPMANS ET AL. (1992) bestimmten die Wasserverteilung im Boden in Kombination mit Durchströmungsversuchen.

1986 stellten CRESTANA ET AL. einen CT-Scanner speziell für bodenkundliche Untersuchungen vor, der auch den Einsatz verschiedener Strahlungsquellen erlaubt. Nachdem SOANE (1967) für konventionelle Röntgentechnik gezeigt hatte, daß sich durch den Einsatz zweier Strahlungsquellen mit deutlich verschiedenen Strahlungsenergien Wassergehalt und Lagerungsdichte parallel bestimmen lassen ('dual energy approach'), beschrieb VINEGAR (1986) die Möglichkeit, mit Hilfe des 'dual energy approach' im CT-Scanner kleinräumig Dichte und Ordnungszahl an Mineralen zu bestimmen. PHOGAT ET AL. (1991) bestimmten gleichzeitig Lagerungsdichte und Wassergehalt unter Anwendung des 'dual energy approach'.

JENSSEN & HEYERDAHL (1988) wiesen Heterogenitäten in befüllten und schichtweise verdichteten Stechzylindern nach. GREVERS ET AL. (1989), WARNER ET AL. (1989) und ANDERSON ET AL. (1990) analysierten Makroporen in Bodenproben mit Hilfe von CT-Aufnahmen. PHOGAT & AYLMORE (1989) bestimmten mit Hilfe der CT die räumliche Verteilung von Makroporen und deren Veränderung durch Trocknungs- und Befeuchtungsvorgänge. TOLLNER (1991) und JOSCHKO ET AL. (1991) zeigten die Möglichkeit auf, mit der CT Wurzel- und Grabegänge nachzuweisen.

WATSON & MUDRA (1991) wiesen durch Subtraktion von CT-Aufnahmen und den Einsatz von Xenon Risse in Schieferpoben nach. Die Subtraktion von CT-Aufnahmen zur Beschreibung der Bewegung von Gas und Flüssigkeiten wurde auch von COLES ET AL. (1991), STEUDE ET AL. (1994) und MATTHIES (1996) angewandt.

ROGASIK ET AL. (1993) verwendeten CT-Aufnahmen zur Kennzeichnung der Bodenstruktur mit Hilfe statistischer Parameter. ZENG ET AL. (1996) analysierten CT-Aufnahmen zur Be-

schreibung der Bodenstruktur mit der fraktalen Dimension. HECKER ET AL. (1997) konnten über die dreidimensionale Rekonstruktion einer Bodensäule aus CT-Aufnahmen die Gleitfläche einer Hangrutschung identifizieren.

Auch Lagerungsdichten in Verschlämmungsschichten wurden mit Hilfe der CT bestimmt (BERKENHAGEN ET AL. 1994, BERKENHAGEN ET AL. 1995, HECKER ET AL. 1996). Tiefenprofile der Lagerungsdichte in Verschlämmungsschichten wurden erstmals von HECKER (1995) aus CT-Aufnahmen ermittelt.

Die Röntgen-Computertomographie erlaubt die zerstörungsfreie und im Vergleich zu anderen Verfahren sehr schnelle Messung bodenphysikalischer Größen in relativ hoher räumlicher Auflösung. Als begrenzende Eigenschaften des Verfahrens sind derzeit die Probengröße, die Abbildungsfehler (s. Abschnitt 4.8, S. 34ff.), die Aufnahmegeschwindigkeit sowie gegebenenfalls die Verfügbarkeit von CT-Scannern und die Kosten zu nennen. Je höher die Auflösung ist, um so kleiner wird in der Regel der betrachtete Probenausschnitt. Eine Auflösung im Mikrometer- Bereich wird nur für sehr kleine Proben mit wenigen mm³ Volumen erreicht. Bei medizinischen CT-Scannern ist die Größe des Probenquerschnittes begrenzt durch die verfügbare Strahlendosis. Abbildungsfehler können zum Teil durch Kalibrierung quantifiziert und korrigiert werden. Dies erfordert allerdings einen zusätzlichen Aufwand. Die Aufnahmegeschwindigkeit ist in erster Linie bei denjenigen Geräten ein limitierender Faktor, die mit radioaktiven Isotopen als monoenergetische Strahlenquellen arbeiten. Derartige Geräte werden für den "dual energy approach" benötigt. Die lange Aufnahmezeit liegt in der geringen Strahlendosis begründet. Eine Lösung dieses Problems könnte darin liegen, daß hochenergetische polychromatische Strahlenquellen eingesetzt und ihre Strahlungen in der Weise gefiltert werden, daß sie nur noch sehr enge Wellenlängenspektren aufweisen. Der Aufwand für Untersuchungen an Spezialgeräten dürfte bei bodenkundlichen Anwendungen nur in wenigen Fällen zu rechtfertigen sein, zumal solche nur sehr selten verfügbar sind. In der Regel kann einfacher auf medizinische CT-Scanner zurückgegriffen werden; sie sind mittlerweile weit verbreitet.

5. Material und Methoden

In diesem Kapitel sind Anlage und Durchführung der Beregnungsversuche, die Aufnahme der Proben im Röntgen-Computertomographen, die Kalibrierung der Meßwerte und die Auswertung der Aufnahmen beschrieben.

5.1. Beregnungsanlage und Versuchsvarianten

5.1.1. Technische Merkmale des Regensimulators

Der für die Beregnungen verwendete Regensimulator ist detailliert beschrieben bei ROTH & HELMING (1992). Er hat eine Fallhöhe von 7 m. Aus 2500 Kapillaren treten Tropfen mit einem Durchmesser von ca. 3,2 mm aus, deren Größenspektrum mittels eines engmaschigen Drahtsiebes am Anfang der Fallstrecke auf 0,4 mm bis 5,0 mm erweitert wird. Die Intensität läßt sich variieren und wurde in allen dargestellten Beregnungen auf 30 mm/h eingestellt. Die Größenverteilung und die mittlere kinetische Energie der Tropfen ähneln denen bei natürlichen Niederschlägen vergleichbarer Intensität (HELMING 1992).

Die Beregnungsfläche ist etwa 1 m² groß. Am unteren Ende befindet sich ein Auffangkasten mit 80×90 cm² lichter Oberfläche und einer Höhe von 40 cm, der wahlweise mit einzelnen Probengefäßen oder direkt mit Probenmaterial und Meßsonden bestückt werden kann.

Die Meßvorrichtungen zum Wasserhaushalt und zum Bodenabtrag in den Beregnungskästen sind ausführlich bei FOHRER (1995) und RUDOLPH (1997) dargestellt.

5.1.2. Beregnungsvarianten

Im Rahmen der Untersuchungen wurden folgende Parameter variiert:

- Bodenart (tU, tL, lS; s. Abschnitt 5.1.2.1)
- Mikrorelief (fein, mittel, grob; s. Abschnitt 5.1.2.2)
- Anfangsfeuchte (\cong 3 Gew.-%, \cong 21 Gew.-%; s. Abschnitt 5.1.2.3)
- Niederschlagsmenge (15 30 45 60 75 mm; s. Abschnitt 5.1.2.4).

Für die ersten drei Parameter wurden die Beregnungskästen mit Boden gefüllt und anschließend daraus Proben entnommen. Für die Einrichtung der verschiedenen Anfangsfeuchten und Mikroreliefs wurde, solange die Bodenart beibehalten wurde, die obere Schicht in den Kästen ausgewechselt. Die Kästen wurden einheitlich mit 60 mm beregnet. Proben aus den Beregnungskästen wurden bei der Entnahme mit Gipsbinden stabilisiert (s. Abschnitt 5.1.3).

Zur Untersuchung der Niederschlagsmenge als Einflußgröße wurden Acrylglasbehälter als Probengefäße verwendet. Die unterschiedlich hohen Niederschlagsmengen wurden auf befüllte Acrylglasbehälter gegeben. Das Bodenmaterial wurde lagenweise in die Beregnungsgefäße eingebaut und dabei mit einem Brett verdichtet. Die Präparation führte zu einem Aufbau der Probe, der mit den Gegebenheiten im Freiland nach der Saatbettbereitung vergleichbar ist. Das Gefälle der Bodenoberfläche betrug bei sämtlichen Varianten einheitlich 5%.



Abb. 14 gibt einen Überblick über alle untersuchten Varianten.

Abb. 14: Übersicht über die Beregnungsvarianten. Mikrorelief g = grob; m = mittel; f = fein. Anfangsfeuchte t = trocken; f = feucht.

Die Proben für die Untersuchung des Einflusses von Bodenart, Mikrorelief und Anfangsfeuchte auf die Verschlämmungsschicht konnten im Rahmen der Beregnungsversuche von FOHRER (1995) und RUDOLPH (1997) entnommen werden.

5.1.2.1. Boden

Um den Einfluß der Bodenart auf die Verschlämmungsbildung zu untersuchen, wurde Bodenmaterial aus den Ap-Horizonten dreier ackerbaulich genutzter Standorte mit deutlich verschiedener Korngrößenverteilung beregnet. Zwei der Böden, eine Parabraunerde und ein Pseudogley, sind lößbürtig und gehören zu den Flächen des Betriebes Brunotte bei Adenstedt in Südniedersachsen. Der dritte Boden ist ein Parabraunerde-Pseudogley aus Geschiebemergel und wird von der Agrar-GmbH Parstein/Bölkendorf in Nordbrandenburg bewirtschaftet.

Die wichtigsten Merkmale der Bodenmaterialien sind in Tab. 1 zusammengestellt. Die Be-

Bezeich-	Bodenart		Bodentyp	K	lörnur	C-Gehalt	
nung	Untergruppe	Abk.		%S	%U	%T	(%)
Elend	stark toniger Schluff	Ut4	Parabraunerde	1,9	80,9	17,2	1,5
Pinnecke	schwach toniger Lehm	Lt2	Pseudogley	29,4	44,4	26,2	1,6
Bölkendorf	mittel lehmiger Sand	S13	Parabraunerde-Pseudogley	53,0	37,0	9,0	1,0

Tab. 1: Merkmale der drei beregneten Böden

zeichnung der Bodenarten erfolgte nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung, 4. Aufl. (AG BODENKUNDE 1994).

5.1.2.2. Mikrorelief

Das Mikrorelief der oberflächennahen Bodenschicht wurde nach einem standardisierten Verfahren (HELMING 1992) hergestellt. Dazu wurde das Probenmaterial vor dem Einbau gesiebt mit Maschenweiten von 15 mm (Stufe "fein"), 25 mm ("mittel") oder 50 mm ("grob"). Das gesiebte Material wurde in einer 5 cm mächtigen Schicht in die Beregnungskästen gefüllt und mit einem Brett leicht verdichtet. Gegebenenfalls wurden einzelne größere Aggregate hinzugefügt oder umgelagert, so daß sie nach visueller Einschätzung bei allen Bodenarten und Feuchtestufen gleichmäßig verteilt und in vergleichbarer Anzahl und Größe vorlagen.

Die Mikroreliefstufe "fein" repräsentiert nach visueller Beurteilung ein Saatbett für Raps, die Stufe "mittel" eines für Zuckerrüben und die Stufe "grob" eines für Weizen (HELMING 1992).

Mit dem Boden "Elend" wurden nur die Varianten "mittel" und "fein" hergestellt, da das Ausgangsmaterial zu wenige größere Aggregate enthielt.

5.1.2.3. Anfangsfeuchte

Für die Anfangsfeuchte "trocken" wurde lufttrockenes Material eingebaut und kurze Zeit später beregnet. Bei der Variante "feucht" wurden die Kästen nach dem Einbau der Beregnungsschicht mit einer Folie abgedeckt und erst einige Tage später beregnet. Während dieser Zeit befeuchtete sich das Material langsam durch kapillaren Aufstieg aus dem darunterliegenden Material, das über keramische Platten am Kastenboden auf eine Wasserspannung von 80-100 hPa eingestellt war. In der Variante "trocken" lag der Anfangswassergehalt bei 2-4 Gew.-%, in der Variante "feucht" bei 20-22 Gew.-% (FOHRER 1995).

5.1.2.4. Niederschlagsmenge

Der Einfluß der Niederschlagsmenge wurde am tonigen Schluff (Standort "Elend") in lufttrockenem Zustand variiert. Hierzu wurde das Material mit der Oberflächenrauhigkeit "mittel" bis 4 cm unter den Rand in 18 cm tiefe Acrylglasbehälter mit einer Oberfläche von 32 ×€17 cm² eingebaut. Diese Gefäße wurden sowohl vor als auch nach der Beregnung im Computertomographen geröntgt. Als Fixpunkte zur Orientierung auf den Röntgenbildern wurden in jedem Probengefäß drei Aluminiumröhrchen (5 mm Ø, 1 mm Wandstärke) installiert. Auf dem Gefäßboden wurden in eine etwa 4 cm dicke Quarzmehlschicht drei Saugkerzen eingebettet, über die nach der Beregnung ein Teil des Wassers abgezogen werden konnte.

5.1.3. Probenkörper

Der Einfluß von Bodenart, Mikrorelief und Anfangsfeuchte auf die Morphologie der Verschlämmungsschicht wurde untersucht an Proben, die im Rahmen der Beregnungsversuche von FOHRER (1995) und RUDOLPH (1997) entnommen wurden. Die Beregnungskästen, die für die genannten Forschungsvorhaben erforderlich waren, konnten bereits aufgrund ihrer Größe von 0,9 ×€0,8 ×€0,3€m³ nicht komplett im Tomographen gescannt werden. Deshalb mußten aus den Kästen kleinere Proben entnommen werden. Dazu wurde am Tag nach der Beregnung das Material auf etwa 8 cm Breite und 5 cm Tiefe um die ausgewählte Probe herum entfernt. Die Flanken der Proben wurden mit Gipsbindenstreifen fixiert. Nach dem Aushärten des Gipses konnte die Probe mit einer Maurerkelle vorsichtig entnommen und anschließend auch an der Unterseite mit Gipsbinden stabilisiert werden.

Die Größe dieser Proben unterliegt Schwankungen, die bedingt waren zum einen durch die manuelle Entnahme nach Augenmaß und zum anderen durch die begrenzte Verfügbarkeit ungestörter Bereiche. Die beregneten Oberflächen waren durch vorangegangene Beprobung im Rahmen der o.g. Forschungsvorhaben bereits teilweise gestört. Darüber hinaus befand sich eine größere Anzahl von Meßsonden in dem beregneten Material, wodurch die Größe der zur Probenahme geeigneten Bereiche zusätzlich begrenzt war.

Der Einfluß der Niederschlagsmenge auf die Morphologie der Verschlämmungsschicht wurde an gesondert beregneten Probengefäßen aus Acrylglas untersucht, die sämtlich einheitlich groß sind und aufgrund ihrer geringeren Abmessungen (32 ×€18 ×€17€cm³) komplett im Tomographen gescannt werden können.

5.2. Untersuchungen am Röntgen-Computertomographen

5.2.1. Untersuchungsgerät, Parametereinstellung und Meßwerteinheiten

Die röntgentomographischen Messungen erfolgten an einem medizinischen CT-Scanner (Siemens Somatom plus TM). Dabei handelt es sich um ein Fächerstrahlgerät, bei dem die Strahlenquelle und der Detektorenfächer um das Untersuchungsobjekt kreisen (s.a. Abb. 2, S. 20). Das Untersuchungsobjekt, im vorliegenden Fall die Bodenprobe, befindet sich auf der Patientenliege. Die Patientenliege wird bei der Untersuchung schrittweise durch die runde Öffnung der Aufnahmeeinheit geschoben (s. Abb. 15).

Sämtliche Tomogramme (Schichtaufnahmen) wurden mit 1 mm Schichtdicke (Strecke d in Abb. 3, S.20) bei einer Bildgröße von 512 × 512 Pixel aufgenommen (gescannt). Die Röhrenspannung betrug 120 kV, die Dosis 500 mAs bei einer Aufnahmezeit von 2 s. Die Zoomfaktoren waren 6,0 für die gipsummantelten Proben aus Beregnungskästen und 2,9 für die zweifach gescannten Proben in Acrylglasbehältern. Die Pixelkantenlängen (Strecken a in Abb. 3) betrugen 0,17 mm im ersten Fall und 0,35 mm im zweiten Fall. Für die Rekonstruktion wurde der kantenbetonende Algorithmus "extremity; high" gewählt, der nach visueller Einschätzung die schärfsten Abbildungen lieferte, ohne das Quantenrauschen merklich zu verstärken.

Die Meßdaten des Tomographen werden im folgenden grundsätzlich als "CT-Meßwerte" dargestellt. Der CT-Meßwert entspricht dem HU-Meßwert plus dem konstanten Wert 1024 (s. Formel [7], S. 25). Auf diese Weise können die Daten ohne weitere Umrechnung direkt in der Form verwendet werden, in der sie an der CT-Meßstation auf Datenträgern abgelegt werden.





Die einzige Stelle im Untersuchungsprozeß, an der die Meßwerte in der Einheit "HU" gemäß Formel [5] (S. 24) auftreten, ist die Kalibrierung der Meßwerte, welche direkt an der CT-Rechneranlage mit der dort verfügbaren Software durchgeführt wurde. Da es übersichtlicher ist, nur eine der beiden Einheiten zu verwenden, werden die Ergebnisse der Kalibrierung in die Einheit "CT-Meßwert" umgerechnet.

5.2.2. Kalibrierung der CT-Meßwerte

Ziel der Messung am CT-Scanner ist die Bestimmung von Lagerungsdichten. Um die Lagerungsdichte (dB) aus dem CT-Meßwert berechnen zu können, muß eine Kalibrierung an Probenkörpern mit bekannter Lagerungsdichte durchgeführt werden. Da der Zusammenhang zwischen Lagerungsdichte und CT-Meßwert von der mineralischen Zusammensetzung des Bodens abhängt (s. Abschnitt 4.5.), werden die Meßwerte für jeden der untersuchten Böden gesondert kalibriert.

Die Matrixabsorption wurde entsprechend der Empfehlung von ANDERSON ET AL. (1988) an Kalibrierungsobjekten bestimmt, die eine ähnliche Querschnittsfläche und eine ähnliche Lagerungsdichte aufweisen wie die Untersuchungsobjekte. Die unterschiedlichen Versuchsanordnungen erforderten die Verwendung zweier Arten von Probenkörpern, die sich in Form und Größe nennenswert voneinander unterscheiden (s.a. Kap. 5.1.3. u. Abb. 16). Für die Serie der gipsummantelten Proben erfolgte die Kalibrierung an speziell angefertigten Hohlformen aus Gips, in die homogenisiertes, lufttrockenes Bodenmaterial mit einer Lagerungsdichte von etwa 1,5 bis 1,7 g/cm³ eingefüllt wurde. Der Kalibrierungskörper für die Proben in Acrylglasbehältern wies eine Lagerungsdichte von 1,6 g/cm³ auf und war deutlich größer. Die Abmessungen der Kalibrierungskörper sind in Abb. 16 angegeben.

Die Kalibrierungsgefäße wurden bei den in Abschnitt 5.2.1. angegebenen Geräteeinstellungen gescannt. Anschließend wurden direkt am CT-Bedienpult auf jeder Schichtaufnahme die arithmetischen Mittel der Meßwerte aus kreisrunden Bereichen bestimmt, deren Anordnung innerhalb der Schichtaufnahmen in Abb. 16 skizziert ist. Diese Regionen werden als "ROI" (region of interest) bezeichnet. Das Auswertungsprogramm am Tomographen bietet nur ein bis drei kreisrunde ROIs zur Vermessung an. Mit den runden Formen konnten die rechtecki-

gen Querschnitte der Probenkörper nicht in der gesamten Größe ausgewertet werden. Deshalb wurden die ROIs so angeordnet, wie es Abb. 16 zeigt. Auf diese Weise wurde ein möglichst großer Anteil der Querschnittsfläche erfaßt. Im Acrylglasbehälter genügte je Schnitt eine ROI, bei den gipsummantelten Proben wurden je Schnitt drei gleich große ROIs ausgewertet, da die Querschnittsfläche eine längliche Form hat.



Abb. 16: Schematische Darstellung der Kalibrierungsobjekte mit Querschnittsebenen (nicht maßstabgetreu): links - gipsummantelter Körper; rechts - Acrylglasbehälter. Angedeutet ist die Lage einiger Schnittebenen in den Kalibrierungskörpern, deren Abmessungen angegeben sind. Mit Hilfe der Software am Computertomographen wurden die mittleren HU-Meßwerte in den kreisförmig abgegrenzten Bereichen (ROIs) bestimmt.

Der Mittelwert aller ROIs wurde für jede Probe berechnet und der gravimetrisch bestimmten mittleren Lagerungsdichte des Kalibrierungsobjektes zugeordnet. Die Matrixabsorption wird berechnet nach Formel [8] (S. 28) unter den Annahmen eines Wassergehaltes von 0 g/cm³, einer Festsubstanzdichte von 2,65 g/cm³ und eines linearen Zusammenhanges zwischen dB und CT-Meßwert. Abb. 17 veranschaulicht die Vorgehensweise: für eine Lagerungsdichte von 0 g/cm³ ergibt sich der CT-Meßwert '24' (entspricht dem HU-Meßwert '-1000' für Luft plus '1024' zur Umrechnung der Einheiten); der Mittelwert aller ROIs ist auf der Ordinate als 'CT_{Kalib.}' gekennzeichnet, der zugehörige Wert der Lagerungsdichte als 'dB_{Kalib.}'. Auf der Geraden, die durch die Punkte (0;24) und (dB_{Kalib.};CT_{Kalib.}) verläuft, läßt sich für die angenommene Lagerungsdichte der Festsubstanz von 2,65 g/cm³ der zugehörige CT-Meßwert 'CT_{Matrix}' für die Matrixabsorption ermitteln.

Die Annahme eines Wassergehaltes von 0 g/cm³ entspricht nicht den gravimetrischen Meßergebnissen, denen zufolge er etwa 0,03-0,04 g/cm³ (= 3-4 Vol.-%) betrug. Aus diesem Grund ist der so berechnete Wert " CT_{Matrix} " für die Matrixabsorption genaugenommen auch nur für Proben mit demselben Wassergehalt wie der Kalibrierungskörper gültig. Diese Bedingung ist allerdings bei den Proben aus den Beregnungsversuchen erfüllt.



Abb. 17: Kalibrierung der CT-Meßwerte: die Gerade, die den Zusammenhang zwischen der Lagerungsdichte (dB) und dem CT - Meßwert beschreibt, verläuft durch den per Definition gegebenen Punkt (0;24) für Luft und durch den Punkt mit den Koordinaten (dB_{Kalib}; CT_{Kalib}.), deren Werte bei der Kalibrierung ermittelt wurden. Die Matrixabsorption (CT_{Matrix}) läßt sich bei der Dichte der Festsubstanz (2,65 g/cm³) ablesen.

5.2.3. Aufhärtungskorrektur

Die Acrylglasbehälter für die Beregnung wie für die Kalibrierung sind alle einheitlich hoch und in ähnlicher Lagerungsdichte mit dem Probenmaterial befüllt. Die bei den Messungen im Strahlengang befindliche Bodenmasse ist dadurch bei allen Gefäßen praktisch gleich groß. Aus diesem Grund kann eine einheitlich große Strahlungsaufhärtung vorausgesetzt werden, so daß die Ergebnisse der Kalibrierungsmessungen ohne weitere Korrektur verwendbar sind für die Analyse der entsprechenden Probengefäße.

Das Ausmaß der Strahlungsaufhärtung (s. Kap. 4.7.) mußte ermittelt werden für die Auswertung der Meßwerte, die an den gipsummantelten Proben bestimmt wurden. Diese Proben sind aufgrund der Gegebenheiten bei der Präparation (s. Kap. 5.1.3.) alle unterschiedlich groß. Die größten Proben sind im Querschnitt annähernd doppelt so groß wie die kleinsten. Bei den größeren Proben ist ein stärkerer Einfluß der Strahlungsaufhärtung auf die Meßwerte zu erwarten als bei den kleineren.

Um die Abhängigkeit des CT-Meßwertes von der Größe der Querschnittsfläche bei gleichbleibender Dichte zu bestimmen, wurden die drei Bodenmaterialien möglichst gleichmäßig verdichtet in jeweils einen Kunststofftrichter eingebaut, der mit einem speziellen Deckel verschlossen wurde. Die Trichter wurden so auf der Patientenliege des CT-Scanners (s. Abb. 15, S. 42) angebracht, daß sich ihre Längsachse in Vorschubrichtung befand. Die Querschnittsfläche im Tomogramm ist dann kreisrund und wird mit dem Vorschub größer (Abb. 18).



Abb. 18: Trichter als Probenbehälter für die Quantifizierung der Aufhärtung. Rechts sind Tomogramme für die vier links eingezeichneten Schnittebenen skizziert.

Der Durchmesser und damit die Fläche des abgebildeten Trichterquerschnittes läßt sich am Tomogramm bestimmen. Der mittlere HU-Meßwert der kreisförmigen Regionen wurde wie bei den anderen Kalibrierungsgefäßen bestimmt und in die Einheit "CT-Meßwert" umgerechnet.

So erhält man für jede der Querschnittsflächen einen CT-Meßwert, aus dem sich bei bekannter Lagerungsdichte des Probenmaterials im Trichter die Matrixabsorption (CT_{Matrix}) berechnen läßt (s. Abb. 17). Auf diese Weise läßt sich der Zusammenhang quantifizieren zwischen CT_{Matrix} und der Größe der Schnittfläche des Probenkörpers.

Für sämtliche Kalibrierungsmessungen wurde das Probenmaterial im lufttrockenen Zustand verwendet, das heißt, mit einem volumetrischen Wassergehalt von etwa 3 %. Dieser Wassergehalt lag auch bei sämtlichen Aufnahmen in den beregneten und unberegneten Proben vor. Es wurde daher grundsätzlich darauf verzichtet, die CT-Meßwerte auf den ofentrockenen Zustand umzurechnen.

5.3. Auswertung der CT-Aufnahmen

Die Aufnahmen im Röntgen-Computertomographen dienten dem Zweck, Lagerungsdichten innerhalb der Bodenproben in hoher räumlicher Auflösung zu bestimmen. Von jedem CT-Meßwert sind die Raumkoordinaten bekannt, so daß sich die Meßwerte, bezogen auf ihre Position, gegenüberstellen lassen. Die zentrale Beziehung ist die Lagerungsdichte im Verhältnis zur Entfernung von der Bodenoberfläche, also das Lagerungsdichten-Tiefen-Profil. Außerdem wurde die mittlere Lagerungsdichte in Bereichen unterhalb der Verschlämmungsschichten ermittelt.

Zwei verschiedene Arten von Probenkörpern wurden im CT-Scanner vermessen: kleine, gipsummantelte Bodenproben aus Beregnungskästen mit verschlämmter Oberfläche, welche nach der Beregnung gescannt wurden, und größere Bodenproben in Acrylglasbehältern, die sowohl vor als auch nach der Beregnung gescannt wurden.

Bei den Proben aus Beregnungskästen wurden die verschlämmungsrelevanten Parameter Bodenart, Anfangsfeuchte und Mikrorelief variiert. Bei den Proben in Acrylglasbehältern wurde der Einfluß der Niederschlagsmenge auf die Verschlämmung untersucht (s.a. Abb. 14).

Zur Bestimmung der Lagerungsdichten im unverschlämmten Bereich wurde bei beiden Probenarten ein- und dieselbe Vorgehensweise gewählt. Die CT-Meßwerte wurden dazu aus rechteckigen Bereichen der Aufnahmen extrahiert. Diese rechteckigen Bereiche waren etwa 2 cm hoch und wurden bei den gipsummantelten Proben so ausgewählt, daß sie knapp unterhalb der erkennbaren Kruste lagen. Auf diese Weise wurden die Tiefenschichten von näherungsweise 1 bis 3 cm unterhalb der Probenoberfläche zur Auswertung herangezogen (s.a. Merkmal X in Abb. 20, S. 48). Bei den Proben in Acrylglasbehältern wurde die Dichtebestimmung nur im unberegneten Zustand vorgenommen. Auch dabei wurden die zu extrahierenden Bereiche so gelegt, daß sie die Tiefenschicht von etwa 1 bis 3 cm umfaßten, dort freilich bezogen auf die mittlere unverschlämmte Probenoberfläche. Unabhängig von der Ummantelung wurden von jeder Probe aus der zugehörigen Aufnahmeserie 30 Schichtaufnahmen für diesen Auswertungsschritt verwendet.

Um die mittlere Lagerungsdichte zu bestimmen, wurde der Durchschnitt aller extrahierten CT-Meßwerte gebildet und nach Formel [16] (S. 30) in die Lagerungsdichte umgerechnet. Die Formel [16] für wasserfreien Boden wurde aus dem Grund verwendet, weil die Proben lufttrocken gescannt wurden und der entsprechende Wassergehalt in seiner Auswirkung auf das Meßergebnis zu vernachlässigen ist.

Hinsichtlich der Kruste wurden die Aufnahmen der beiden Probenarten auf verschiedene Arten ausgewertet, die in den nachfolgenden Abschnitten (5.3.1 und 5.3.2) näher erläutert sind.

Beide Arten liefern Lagerungsdichten-Tiefen-Profile als Resultat. Das dabei zugrunde liegende Prinzip, die Tiefe des Meßpunktes relativ zur Probenoberfläche in derselben Bildspalte anzugeben, entstammt den Arbeiten von HECKER (1995) und HECKER ET AL. (1996).

5.3.1. Analyse der gipsummantelten Proben aus Beregnungskästen

Auf den Aufnahmen der Proben aus den Beregnungskästen ist die Verschlämmungsschicht an folgenden Merkmalen zu erkennen (s.a. Abb. 19):

- Die Verschlämmung befindet sich an der Bodenoberfläche.
- Sie weist eine horizontale Orientierung auf.
- Sie ist vergleichsweise heller und weniger heterogen in der Struktur als der darunterliegende, unverschlämmte Bereich.

Die Auswertung der Aufnahmen erfolgt in zwei Schritten, einer manuellen Überarbeitung und einer rechnergestützten Extraktion der CT-Meßwerte. Manuell wird in jede Aufnahme die

untere Grenze der Verschlämmung als weiße Linie eingezeichnet (s. Abb. 21). Diese Linie kennzeichnet den Bereich, bis zu dem die Auswertung im rechnergestützten Arbeitsschritt von oben nach unten erfolgt.

Die Festlegung der weißen Linie geschieht nach bestimmten Kriterien, die teilweise aus Abb. 19 und Abb. 21 ersichtlich werden (die Buchstaben in Klammern beziehen sich auf die Kennzeichnungen in Abb. 20):

- Die Grenzlinie wird nur an solchen Stellen gezogen, an denen die Verschlämmungsschicht anhand der oben genannten Merkmale eindeutig erkennbar ist (A).
- Größere Aggregate (> 1 cm Ø), die sich ebenfalls an der Bodenoberfläche befinden und homogen aufgebaut sind, aber deutlich aus der ansonsten weitgehend ebenen Oberfläche herausragen, werden nicht zur Verschlämmungsschicht gerechnet (B).
- Aggregate, die in eingeregeltes oder sedimentiertes, homogenes Material eingebettet sind, aber nicht deutlich aus der Bodenoberfläche herausragen, werden mit zur Verschlämmung hinzugerechnet (C).
- Bereiche, in denen sich innerhalb der Verschlämmungszone eine deutlich erkennbare Makropore > 1 mm (z. B. ein Schrumpfriß) befindet, werden von der Auswertung ausgenommen.

Die Grenze zwischen verschlämmtem und unverschlämmtem Bereich ist häufig unscharf. In derartigen Fällen wird die Begrenzung in der Mitte des Übergangsbereiches gezogen.



Abb. 19: Beispiel für eine CT-Aufnahme im Ausgangszustand, vor der manuellen Bearbeitung.



Abb. 20: Skelett-Skizze der Abb. 19 und Abb. 21 zur Kennzeichnung der im Text erläuterten Merkmale:

- A = untere Grenzlinie der Kruste, nach visuell erkennbaren Kriterien gezogen.
- B = Aggregat, das aus der Kruste deutlich herausragt und nicht zur Kruste hinzugerechnet wird.
- C = eingebettetes Aggregat, das zur Kruste hinzugezählt wird.
- D = pilzartiger Überhang eines Aggregates; muβ bedingt durch die Vorgehensweise für die Auswertung retuschiert (=geschwärzt) werden (s. Abb. 21)
- E = Kieskorn mit Hochkontrastartefakt im Zentrum; muß ebenfalls geschwärzt werden.
- X = Bereich, aus dem die Meßwerte zur Bestimmung der mittleren Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich extrahiert werden (s. Abschnitt 5.3; S. 45).



Abb. 21:CT-Aufnahme nach Schwärzen des Überhanges und des Hochkontrastartefaktes und nach Einzeichnen der unteren Grenzlinie. Die ebenfalls dargestellte obere Grenzlinie wird automatisch durch das Auswertungsprogramm ermittelt.

Abb. 22: Kennzeichnung der Kruste (= weiß). Der gekennzeichnete quadratische Bereich am linken Rand ist in Abb. 29 (S. 52) vergrößert dargestellt.

Ein zweiter manueller Arbeitsschritt ist das Schwärzen von Aggregaten oder Aggregatteilen, die sich auf oder oberhalb der Verschlämmung befinden, aber nicht zur Verschlämmungsschicht hinzuzurechnen sind. Dabei handelt es sich zum einen um Partikel, die auf der bereits ausgebildeten Verschlämmungsschicht abgelagert, aber nicht eingeregelt wurden. Zum anderen sind dies pilzartige Überhänge von Aggregaten > 1 cm Durchmesser, die zwar den darunterliegenden Bereich gegen Regentropfenaufprall abschirmten, unter denen jedoch der verschlämmungsbildende Prozeß der Sedimentation sehr wohl stattfinden konnte (D). Ferner werden manuell diejenigen Kieskörner geschwärzt, welche mit Hochkontrastartefakten in Form eines schwarzen Zentrums mit weißer Umrandung abgebildet sind. Die weißen Umrandungen würden die Meßwertextraktion verfälschen (E).

In Abb. 23 - Abb. 28 sind exemplarisch einige CT-Aufnahmen verschiedener Proben abgebildet. Das linke Bild zeigt jeweils die Aufnahme im Ausgangszustand, das rechte die Aufnahme nach der manuellen Bearbeitung mit der eingezeichneten weißen Linie.





Abb. 23: Schichtaufnahme des tonigen Schluffes, Mikrorelief 'mittel'; Anfangsfeuchte 'trocken'. Links vor der Bearbeitung, rechts nach der Bearbeitung. Breite im Original: 8,3 cm.



Abb. 24: Schichtaufnahme des tonigen Schluffes, Mikrorelief 'mittel'; Anfangsfeuchte 'feucht'. Links vor der Bearbeitung, rechts nach der Bearbeitung. Breite im Original: 8,3 cm.



Abb. 25: Schichtaufnahme des tonigen Lehmes, Mikrorelief 'mittel'; Anfangsfeuchte 'trocken'. Links vor der Bearbeitung, rechts nach der Bearbeitung. Breite im Original: 8,3 cm.



Abb. 26: Schichtaufnahme des tonigen Lehmes, Mikrorelief 'fein'; Anfangsfeuchte 'feucht'. Links vor der Bearbeitung, rechts nach der Bearbeitung. Breite im Original: 8,3 cm.



Abb. 27: Schichtaufnahme des lehmigen Sandes, Mikrorelief 'mittel'; Anfangsfeuchte 'trocken'. Links vor der Bearbeitung, rechts nach der Bearbeitung. Breite im Original: 8,3 cm.



Abb. 28: Schichtaufnahme des lehmigen Sandes, Mikrorelief 'grob'; Anfangsfeuchte 'feucht'. Links vor der Bearbeitung, rechts nach der Bearbeitung. Breite im Original: 8,3 cm.

Bei der anschließenden rechnergestützten Bildanalyse werden die Aufnahmen spaltenweise bearbeitet. Das Auswertungsprogramm durchsucht die betreffende Bildspalte von oben nach unten nach demjenigen Grauwert "weiß", den einzig die manuell eingezeichnete Untergrenze der Verschlämmungsschicht aufweist. Spalten ohne diesen Grauwert werden nicht ausgewertet. In diesem Schritt liegt auch der Grund dafür, die weißen Umrandungen der Hochkontrastartefakte zu schwärzen, die zum Teil auch jenen Grauwert aufweisen. Ohne diese Korrektur würden die weißen Bildpunkte als Grenzlinien fehlinterpretiert werden können.

Im nächsten Verarbeitungsschritt wird die obere Grenze der Verschlämmungsschicht ermittelt. Dies erfolgt mit Hilfe eines Schwellenwertes. Der Schwellenwert ist derjenige CT-Meßwert, der vorliegt an der Bodenoberfläche, das heißt, am Übergang von der Luft zum Boden. Dieser Wert ist nicht exakt bestimmbar (s. Kap. 4.8., S. 34). In Voruntersuchungen stellte sich heraus, daß mit dem Wert 1200 plausible Ergebnisse bei der Oberflächendetektion erzielt wurden.

Für die Ermittlung der Obergrenze wird jede der Spalten, die einen weißen Bildpunkt enthält, also durch die untere Grenzlinie verläuft, erneut von oben nach unten durchsucht, diesmal nach dem Schwellenwert. Mit dem ersten Grauwert, der diesen Schwellenwert überschreitet, werden die 90 folgenden Meßwerte der betreffenden Spalte extrahiert und nacheinander in eine Tabelle geschrieben. Die Vorgehensweise ist anhand eines Bildausschnittes in Abb. 29 (S. 52) illustriert. Auf diese Weise erhält man eine Ergebnistabelle, deren Aufbau Abb. 30 zeigt.

Die erste Tabellenspalte enthält die CT-Meßwerte der als Oberkante der Verschlämmung definierten Bildpunktreihe, die zweite die CT-Meßwerte der darunter anschließenden Bildpunktreihe. Dies wird fortgesetzt über 90 Reihen, also über die Untergrenze hinaus. Die Tiefe, in der sich die weiße Linie (Untergrenze) befindet, wird registriert.

Pilzartige Überhänge von Aggregaten (s. Abb. 20) müssen geschwärzt werden, weil andernfalls die Meßwertextraktion bereits im Aggregat und nicht erst in der Verschlämmungsschicht beginnen würde.



Abb. 29: Vergrößerter Ausschnitt aus Abb. 22 links. Der als Verschlämmungsschicht definierte Bereich hat einen weißen Hintergrund, die zugehörigen Bildpunkte sind mit schwarzen römischen Ziffern markiert. Die Bildpunkte unterhalb der Verschlämmungsschicht enthalten weiße römische Ziffern. Die Bildpunkte mit den Koordinatenangaben sind zwecks besserer Lesbarkeit vergrößert dargestellt, ihre Originalgröße ist an den kontrastreichen Kanten (schwarz-weiß) zu erkennen. Bildpunkte ein- und derselben Tiefenschicht weisen dieselbe römische Ziffer auf. Aus jeder Spalte werden, beginnend mit der Tiefe "I", die Werte von 90 Tiefenschichten extrahiert. In der Abbildung sind nur die ersten sieben bis acht Tiefenschichten als Pixel mit Koordinaten angedeutet. Die Ziffern links und die Buchstaben oben geben die Koordinaten der Bildpunktmatrix an.

Listers Chic	5×1	11	111	IV	V	I VI		VIII	IX	X		 	vīnzahl von l is Unterkante
Â	'3'	'4'	'5'	'6'	'7'	'8'	'9'	'10'	<u>ייי</u> יווי	'12'	'13'	 	4
B	'3'	'4'	'5'	'6'	'7'	'8'	'9'	'10'	'11'	'12'	'13'	 	4
C	'3'	'4'	'5'	'6'	'7'	'8'	'9'	'10'	'11'	'12'	'13'	 	4
D	'3'	'4'	'5'	'6'	'7'	'8'	'9'	'10'	'11'	'12'	'13'	 	4
E	'4'	'5'	'6'	'7'	'8'	'9'	'10'	'11'	'12'	'13'	'14'	 	3
F	'4'	'5'	'6'	'7'	'8'	'9'	'10'	'11'	'12'	'13'	'14'	 	4
G	'4'	'5'	'6'	'7'	'8'	'9'	'10'	'11'	'12'	'13'	'14'	 	4
Н	'4'	'5'	'6'	'7'	'8'	'9'	'10'	'11'	'12'	'13'	'14'	 	4
Ι	'4'	'5'	'6'	'7'	'8'	'9'	'10'	'11'	'12'	'13'	'14'	 	4
J	'4'	'5'	'6'	'7'	'8'	'9'	'10'	'11'	'12'	'13'	'14'	 	4
К	'4'	'5'	'6'	'7'	'8'	'9'	'10'	'11'	'12'	'13'	'14'	 	4
:	:											 	
<u>:</u>												 	
Mittelwert												 	
Anzahl													

Abb. 30: Schema einer Ergebnistabelle zur Auswertung der Aufnahme in Abb. 29. Die Bildspalten sind mit Buchstaben gekennzeichnet und in Tabellenzeilen dargestellt. Die einzelnen Tiefenschichten (römische Ziffern) sind als Tabellenspalten aufgetragen. Die in der Tabelle angegebenen Zahlen bezeichnen die Bildspalte, in der der Meßwert steht. Bei der Auswertung stehen in der Tabelle die CT-Meßwerte der zugehörigen Bildpunkte. Die so erzeugte Tabelle (Abb. 30) gibt für jede der ausgewerteten Bildspalten den CT-Meßwert an in Abhängigkeit von der Tiefe des Meßpunktes oder, anders ausgedrückt, von der Entfernung zum als Bodenoberfläche definierten Meßpunkt. Die CT-Meßwerte können nach Formel [16] in Lagerungsdichten umgerechnet werden.

Zur Charakterisierung einer kompletten Bodenprobe kann für jede Tiefenschicht das arithmetische Mittel aller entsprechenden Meßwerte gebildet werden (s.Abb. 29). Diese Mittelwerte ergeben, aufgetragen gegen die zugehörige Tiefe, ein Lagerungsdichten-Tiefen-Profil (s.a. HECKER 1995 und HECKER ET AL. 1996).

Aus der Ergebnistabelle (Abb. 30) lassen sich zwei weitere Größen zur Charakterisierung der Verschlämmungsschicht berechnen, die mittlere Krustendicke oder -mächtigkeit und der Bedeckungsgrad, das heißt, die Relation der verschlämmten Probenoberfläche zur gesamten Probenoberfläche. Die Dicke der Verschlämmungsschicht läßt sich für eine Bildspalte berechnen, indem man die registrierte Anzahl der Pixel (Bildpunkte) zwischen Ober- und Unterkante der Verschlämmungsschicht (= rechte Spalte in Abb. 30) multipliziert mit der Kantenlänge eines Pixels. Bei den gipsummantelten Proben betrug die Kantenlänge 1/6 mm. Die mittlere Krustendicke ergibt sich durch Bildung des arithmetischen Mittels für alle ausgewerteten Bildspalten der betreffenden Probe.

Der Bedeckungsgrad ergibt sich ebenfalls aus der Ergebnistabelle. Dazu wird zunächst deren Zeilenanzahl bestimmt. Diese entspricht der Anzahl der ausgewerteten Bildspalten (= Abb. 30 links unten). Die gesamte Probenoberfläche läßt sich charakterisieren durch die Anzahl aller aufgenommenen Bildspalten einer Probe. Die Gesamtanzahl ergibt sich durch die Anzahl der Aufnahmen multipliziert mit 512, der Anzahl der Bildspalten einer Aufnahme. Der Bedeckungsgrad ist der Quotient aus der Anzahl der ausgewerteten Bildspalten und der Gesamtanzahl der Bildspalten.

In wenigen Fällen war die Probe schmaler als der Bildausschnitt auf der CT-Aufnahme. In solchen Fällen mußte die Gesamtanzahl der Bildspalten visuell abgeschätzt werden. Wenn sich beispielsweise die Probe im Querschnitt nur über drei Viertel der Bildbreite erstreckte, wurde als Gesamtanzahl der Wert $512 \times \textcircled{6}{4} = 384$ verwendet.

Die manuell gezogene untere Begrenzungslinie dient zum einen der Festlegung der Spalten, die für die Auswertung herangezogen werden, zum anderen der mittleren Dickenbestimmung der Kruste nach visuell erkennbaren Kriterien. Für die Bestimmung der Dichten-Tiefen-Profile werden auch Werte unterhalb dieser Linie herangezogen, so daß jede Tiefenschicht dieselbe Anzahl von Werten enthält. Dadurch werden die Mittelwerte für die Krustendichte auch von Bodenbereichen mit geprägt, die visuell nicht zur Verschlämmung gezählt werden.

5.3.2. Analyse der Proben in Acrylglasbehältern

Die Proben in Acrylglasbehältern wurden vor und nach der Beregnung im Tomographen gescannt. Über den Vergleich beider Aufnahmeserien läßt sich die Materialverlagerung beschreiben. Die CT-Meßwerte der Aufnahme vor der Beregnung (Abb. 31) werden von denen nach der Beregnung (Abb. 32) subtrahiert. Das Ergebnis läßt sich als Differenzbild darstellen (Abb. 33).

Die Subtraktion von CT-Aufnahmen entspricht den Vorgehensweisen von COLES ET AL. (1991) und STEUDE ET AL. (1994), die das Verfahren zur Beschreibung von Wassergehaltsänderungen einsetzten.

Die Grauwertskala in Abb. 33 ist für die Darstellung so gewählt, daß der Grauwert im Bereich der Luft (oberhalb der Probe) Bereiche mit der Differenz 0 kennzeichnet, in denen sich also keine Veränderung durch die Beregnung ergeben hat. Hellere Bereiche kennzeichnen einen Zugewinn, das heißt, nach der Beregnung befindet sich dort mehr Material als vorher; dunklere Bereiche kennzeichnen einen Materialverlust. Die drei Aluminium- Markierungen liegen weitestgehend übereinander, so daß sie im Differenzbild nur schwach zu erkennen sind. Die Grauwertunterschiede in der unteren Bildhälfte beruhen auf Veränderungen der Probe durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse sowie durch die unvermeidbaren Erschütterungen beim Transport zwischen Regner und Tomograph. Eine weitere Ungenauigkeit ergibt sich aus der Tatsache, daß der Versatz der Aufnahmen gegeneinander in jeder beliebigen Größe zwischen den diskreten Schrittweiten möglich ist. Im ungünstigsten Fall überlagern sich die korrespondierenden Voxel nur zur Hälfte.



Abb. 31: Schichtaufnahme einer Bodenprobe im unberegneten Zustand. Knapp unterhalb der Bildmitte sind die als Markierungen dienenden Aluminiumröhrchen im Querschnitt zu sehen. Bei der hellen senkrecht lanzettförmigen Struktur unten rechts handelt es sich um einen Stein.



Abb. 32: Aufnahme derselben Schicht wie in Abb. 31 nach der Beregnung. Die Oberfläche ist eingeebnet und verschlämmt, die Hohlräume zwischen den oberflächennahen Aggregaten sind verfüllt. Durch Schrumpfung ist unter der Kruste ein horizontaler Riß entstanden. Links, in der Mitte und rechts sind auch vertikale Schrumpfungsrisse in der Kruste erkennbar. Rechts ist an der Behälterwand oberhalb der Bodenoberfläche durch Spritzversatz (Splash) transportiertes Material zu erkennen.



Abb. 33: Differenzbild aus beregnetem (s. Abb. 32) und unberegnetem Zustand (Abb. 31).

Die Vorgehensweise der Bildauswertung sei an Abb. 34 schematisch anhand einer Matrix von 6×7 Pixeln erläutert. Im Original besteht jede Aufnahme aus 512×512 Bildpunkten (Pixeln). Jedes Pixel ist in [a] - [d] dargestellt durch ein kleines Quadrat, in dem der CT- Meßwert angegeben ist; in [a], [b] und [c] sind kursiv zusätzlich die Koordinaten (Zahl = Zeile, Buchstabe = Spalte) angegeben, unter denen das betreffende Pixel in der Ergebnistabelle [d] erscheint. Die dickere Linie markiert die Stelle, an der in [a] innerhalb der Spalte, von oben nach unten gesehen, der gewählte Schwellenwert (1200) überschritten wird. Diese Stelle wird als Bodenoberfläche definiert. Dem ersten Bildpunkt unterhalb dieser Grenze wird in der Differenzmatrix [d] die Tiefe 0 zugewiesen, die Spalten werden also alle in der Weise vertikal verschoben, daß alle Bildpunkte derselben Tiefe in der Differenzmatrix in einer Zeile stehen. Die Bildspalten der Aufnahme [b] werden dabei um denselben Betrag verschoben wie die der Aufnahme [a].

Ferner ist das Korrekturverfahren für den justierungsbedingten vertikalen Versatz angedeutet. In den Aufnahmen [a] und [b] ist links jeweils mit dem Meßwert 2890 (fett) ein fixer Orientierungspunkt (z.B. ein Kieskorn) dargestellt, der in Aufnahme [a] in Zeile 6, in Aufnahme [b] in Zeile 5 liegt. Entsprechend liegen auch die anderen korrespondierenden Bildpunkte in Aufnahme [b] eine Zeile höher als in Aufnahme [a].

Die Ergebnistabelle, wie sie für die Auswertung herangezogen wird, ist unter [*d*] abgebildet. Die nicht vollständig besetzten Reihen (hier: Zeilen '-2', '4' und '5') werden nicht verwendet. Am linken Rand der Tabelle ist die Tiefe (Einheit: Pixelkantenlänge) angegeben, am rechten der Mittelwert der betreffenden Zeile. Oberhalb der Oberfläche ist der Mittelwert negativ ("-747"), darunter positiv und mit der Tiefe abnehmend.

Der Übergang von "Luft" (CT-Meßwert 24) zu "Boden" ist scharf, also ohne Weichzeichnen dargestellt.

Als Bezugshöhe mit der Tiefe 0 dient die Bodenoberkante auf der Aufnahme der beregneten Probe. Diese Oberkante wird, ebenso wie in Abschnitt 5.3.1 beschrieben, mit Hilfe eines Schwellenwertes (CT-Wert = 1200) bestimmt. Von den CT-Meßwerten der Voxel auf dieser Höhenlinie werden die CT-Meßwerte der Voxel mit denselben Koordinaten aus der Aufnahme der unberegneten Probe subtrahiert. Auf dieselbe Weise werden die Differenzen für jede von 50 Voxelreihen oberhalb und unterhalb dieser Höhenlinie gebildet (s. Abb. 34). Je Probe werden 300 Schichten auf diese Weise ausgewertet. Pro Schichtaufnahme werden 500 Spalten zur Auswertung herangezogen. Für jede der 50 Tiefen über und unter der Bezugslinie ergeben sich so 150000 Meßwerte. Die CT-Meßwerte lassen sich in Lagerungsdichten umrechnen, die Meßwertdifferenzen in Dichteänderungen. Mit diesen Daten läßt sich sehr genau beschreiben, wie groß die niederschlagsbedingte Dichteänderung in definierten Abständen oberhalb bzw. unterhalb der Bodenoberfläche ist.

[a]		nach	Bere	gnung	l		vor Beregnung [b]							
24	24	24	24	24	24		1520	24	24	24	24	24		
-2/A	-2/B	-3/C	-3/D	-3/E	-3/F		-1/A	-1/B	-2/C	-2/D	-2/E	-2/F		
24	24	24	24	24	24		1480	24	1490	24	24	1470		
-1/A	-1/B	-2/C	-2/D	-2/E	-2/F		0/A	0/B	-1/C	-1/D	-1/F	-1/G		
1800	1750	24	24	24	24		1500	1500	1450	24	1530	1430		
0/A	0/B	-1/C	-1/D	-1/E	-1/F		1/A	1/B	0/C	0/D	0/F	0/G		
1740	1690	1780	1820	1800	1800		1460	1460	1470	1460	1490	1450		
1/A	1/B	0/C	0/D	0/E	0/F		2/A	2/B	1/C	1/D	1/E	1/F		
1700	1650	1720	1760	1740	1740		2890	1550	1450	1420	1510	1410		
2/A	2/B	1/C	1/D	1/E	1/F		3/A	3/B	2/C	2/D	2/E	2/F		
2890	1710	1680	1720	1700	1700		1550	1400	1410	1440	1470	1430		
3/A	3/B	2/C	2/D	2/E	2/F		4/A	4/B	3/C	3/D	3/E	3/F		
1660	1630	1640	1680	1660	1660		1380	1420	1430	1460	1430	1450		
4/A	4/B	3/C	3/D	3/E	3/F		5/A	5/B	4/C	4/D	4/E	4/F		
						Tiefe	А	В	С	D	E	F	Mittel- wert	
- 1520	0 -1/B	0 -2/C	0 -2/D	0 -2/E	0 -2/F	-2	#	#	0	0	0	0	#	
320 0/A	1750 _{0/B}	- 1490	0 -1/D	0 -1/E	0 -1/F	-1	- 1520	0	-	0	0	-	-747	
240 1/A	190 _{1/B}	330 0/C	1820 _{0/D}	270 _{0/E}	370 _{0/F}	0	320	1750	330	1820	270	370	810	
240 2/A	190 2/B	250 1/C	300 1/D	250 1/E	290 1/F	1	240	190	250	300	250	290	253	
0 3/A	160 _{3/B}	230 2/C	300 2/D	190 2/E	290 2/F	2	240	190	230	300	190	290	240	
110 4/A	230 4/B	230 _{3/C}	240 _{3/D}	190 _{3/E}	230 _{3/F}	3	0	160	230	240	190	230	175	
# 5/A	# 5/B	# 4/C	# 4/D	# 4/E	# 4/F	4	110	230	#	#	#	#	#	
[C]						5	#	#				[d]		
"nach" minus "vor"							<i>"nach"</i> minus <i>"vor"</i> nach Nivellierung							

Abb. 34: Schema zur Vorgehensweise bei der Bildsubtraktion: [a] = Aufnahme nach der Beregnung; [b] = Aufnahme vor der Beregnung;[c] = Differenzbild; [d] = Differenzmatrix (Ergebnistabelle) mit einheitlichen Tiefenwerten in Zeilen. In den Grundsätzen entspricht [a] der Abb. 31, [b] der Abb. 32 und [c] der Abb. 33. Weitere Erläuterungen im Text.

In Abb. 35 sind beispielhaft nivellierte und gemittelte Meßwerte in Abhängigkeit von der Tiefe dargestellt. Die als "Differenz " bezeichneten Meßwerte entsprechen vom Prinzip her den in Abb. 34 [d] erläuterten Werten. Die Meßwerte "vor Beregnung" entsprechen der Situation in Abb. 34 [b] nach Nivellierung, diejenigen "nach Beregnung" der in Abb. 34 [a] nach Nivellierung. Die Tiefenprofile "nach Beregnung" wurden bestimmt, indem die Oberfläche, wie beschrieben, mittels eines Schwellenwertes definiert wurde und die CT-Meßwerte ohne weitere Modifikation extrahiert wurden. Um das Profil "vor Beregnung" zu erhalten, wurde von der Ergebnistabelle "nach Beregnung" die Ergebnistabelle "Differenz" subtrahiert:

"nach" - ("nach" - "vor") = "vor". Durch diese quasi indirekte Bestimmung wurde erreicht, daß für das Profil "vor Beregnung" die Bodenoberfläche der beregneten Probe die Bezugshöhe für die Tiefe 0 cm war.

Im Unterschied zu den gipsummantelten Proben wurden die Aufnahmen der Proben in Acrylglasbehältern über die gesamte Breite ohne Ausschluß bestimmter Spalten zur Bestimmung der Dichteprofile ausgewertet. Lediglich am linken und am rechten Rand wurden bei der Auswertung je sechs Bildspalten ausgespart.

Im Ergebnisteil (Kap. 6.4) wird in den Darstellungen der Dichten-Tiefen-Profile die Lagerungsdichte als abhängige Größe auf der Ordinate abgetragen, daher sind die Diagramme dort um 90° gegen den Uhrzeigersinn gedreht.



Abb. 35: Zusammenhang zwischen Lagerungsdichten und Tiefen (bezogen auf die Oberfläche nach Beregnung) vor und nach der Beregnung und Differenz zwischen beiden Werten.

Die Interpretation der so bestimmten Dichtenänderungs-Tiefen-Profile sei anhand von Abb. 36 erläutert. Dort sind schematisch links die Reliefs der Bodenoberflächen vor und nach der Beregnung, in der Mitte die Tiefenprofile der Dichteänderung (Δd_B) und rechts die Dichteprofile nach Beregnung (d_B) dargestellt. Die Dichte vor der Beregnung wird dabei als einheitlich angenommen. In den Varianten A bis C ist dies auch nach der Beregnung gegeben, während in D bis F eine Verdichtung angedeutet ist, die an der Oberfläche am größten ist und mit der Tiefe linear bis zum Ausgangswert abnimmt.

Die Verdichtung ist in den linken Zeichnungen durch die engere Schraffur angedeutet. Die ge-



Abb. 36: Schematische Darstellung der Auswirkungen von Umlagerungen auf das Δd_B -Tiefenprofil. Links sind die Oberflächen der Bodenprobe vor (gestrichelt) und nach (durchgezogen) Beregnung dargestellt. Die enge Schraffur deutet eine Verdichtung an. In der Mitte sind die Δd_B -Tiefenprofile und rechts die d_B -Tiefenprofile nach Beregnung abgebildet. Bei den Tiefenprofilen im Ergebnisteil (Kap. 6.4) sind die Achsen vertauscht: die Tiefe ist dort auf der Abszisse abgetragen.

strichelte Linie markiert die Oberfläche vor der Beregnung, die dickere, durchgezogene Linie die Oberfläche nach der Beregnung.

Die Rauhigkeit des Oberflächenreliefs vor der Beregnung ist wiedergegeben durch den sägezahnartigen Verlauf der Oberkante. Die Oberfläche nach der Beregnung ist zwecks besserer Anschaulichkeit als vollkommen eingeebnet dargestellt.

Die Fläche zwischen dem Δd_B -Tiefenprofil und der Tiefenachse in den mittleren Darstellungen ist proportional zum lokalen Materialverlust (links von der Tiefenachse) bzw. -gewinn (rechts von der Tiefenachse).

In <u>Variante A</u> ist das gesamte Material, das sich ursprünglich oberhalb der eingeebneten Oberfläche befand, abgetragen worden. Eine Verlagerung in die Tiefe hat nicht stattgefunden, da sich die Dichte unterhalb der Oberfläche nicht verändert hat. Oberhalb der beregneten Oberfläche hat lokal ein Materialverlust stattgefunden, der um so größer ist, je geringer der Abstand der betrachteten Höhe zur Oberfläche nach Beregnung wird. Die maximale Höhe, in der ein Materialverlust stattgefunden hat, hängt ab von der Rauhigkeit des Reliefs und vom Grad der Einebnung.

In dem Δd_B -Tiefenprofil zeigt sich der Materialverlust durch den Verlauf links der Tiefenachse. Ein lokaler Materialgewinn hat nirgends stattgefunden, so daß die Kurve nirgends rechts von der Tiefenachse verläuft.

<u>Variante B</u> zeigt den umgekehrten Extremfall, in dem die Einebnung durch Materialablagerung erfolgt ist. So ergibt sich oberhalb der beregneten Oberfläche keine Veränderung, unterhalb jedoch durch das Verfüllen der Senken ein Zugewinn an Material. In dem Δd_B -Tiefenprofil kommt dies durch den Verlauf der Kurve rechts von der Tiefenachse zum Ausdruck.

In <u>Variante C</u> ist der Fall dargestellt, daß Material von den Kuppen in die Senken umgelagert wurde. In der Bilanz hat im betrachteten Bereich weder ein Eintrag noch ein Austrag von Material stattgefunden, im Gegensatz zu A (Austrag) bzw. B (Eintrag). Der Verlust oberhalb der Oberfläche entspricht dem Gewinn unterhalb der Oberfläche. Die Flächen, die links und rechts der Tiefenachse unter dem Δd_B -Tiefenprofil begrenzt werden, sind entsprechend gleich groß.

Der gleiche Verlauf des Δd_B -Tiefenprofils ergibt sich in der <u>Variante D</u>. Dort ist jedoch das von den Kuppen abgetragene Material in die Tiefe verlagert worden.

Die Varianten C und D sind mithin nur mit Hilfe der d_B -Tiefenprofile für den beregneten Zustand zu unterscheiden.

In <u>Variante E</u> sind wiederum die Flächen unter der Δd_B -Tiefenprofile links und rechts der Ordinate gleich groß. Es hat hier eine Materialverlagerung sowohl in die Senken als auch in die Tiefe stattgefunden.

In <u>Variante F</u> hat wie in E eine Materialverlagerung in die Senken wie auch in die Tiefe stattgefunden. Die d_B -Tiefenprofile für den beregneten Zustand sind für E und F gleich. Es ist jedoch, im Gegensatz zu E, Material ausgetragen worden. Deshalb ist unter dem Δd_B -Tiefenprofil die Fläche rechts der Ordinate etwas kleiner als links der Ordinate bzw. als in E.

Es sei nochmals darauf hingewiesen, daß in Abb. 35 und Abb. 36 die Tiefe zwecks besserer Anschaulichkeit auf der Ordinate abgetragen ist, ab Abb. 37 und in den nachfolgenden Darstellungen von Meßergebnissen jedoch auf der Abszisse. Dies entspricht einer Drehung um 90° gegen den Uhrzeigersinn.

In einigen Fällen zeigt sich, daß die Aufnahmen des zweiten Durchganges gegenüber denen des ersten Durchganges leicht seitlich versetzt sind. Um diesen Versatz zu erkennen, sind längs durch jede Probe hindurch drei Aluminiumröhrchen fest montiert, so daß sie ihre Position auch durch das Beregnen nicht verändern. Sie befinden sich am einen Ende des Gefäßes dicht beieinander und laufen zur anderen Seite hin kegelartig auseinander. In den Aufnahmen sind die Röhrchen im Querschnitt als helle Ringe abgebildet (s.a. Abb. 31 - Abb. 32). Zur Bemessung des Versatzes werden beide Aufnahmen in einem Vorverarbeitungsschritt übereinander gelegt und so lange gegeneinander verschoben, bis die drei Ringe übereinander zu liegen kommen. Bei der Subtraktion der Aufnahmen wird der so bestimmte Versatz berücksichtigt, indem von den Aufnahmen der einen Serie Randzeilen oder -spalten entfernt werden, die genauso breit sind wie der seitliche Versatz. Auf den korrespondierenden Aufnahmen der zweiten Serie wird der Randstreifen auf der gegenüberliegenden Seite entfernt.

Die zweite Aufnahmeserie, die der Erfassung des verschlämmten Zustandes dient, erfolgte etwa zwei Wochen nach der Beregnung, nachdem ein Teil des Wassers einen Tag lang bei einem Unterdruck von 200 hPa abgesaugt worden war und nachdem die Proben an der Luft trocknen konnten. Die Proben waren zu diesem Zeitpunkt insgesamt zwischen 30 und 500 g schwerer als vor der Beregnung. Bei der Umrechnung von CT-Meßwerten in Lagerungsdichten muß der Wassergehalt berücksichtigt werden (s.a. Kap. 4.6.). Für diesen Zweck wurde der Wassergehalt in 0-1 cm Tiefe gravimetrisch bestimmt, da sich die Analyse der CT-Aufnahmen auf diesen Bereich beschränkte. Die Wassergehalte lagen dort vor wie nach der Beregnung um 3 Vol.-% (s.a. Tab. 8, S. 109). Die CT-Meßwerte von den Aufnahmen vor und nach der Beregnung waren dadurch direkt vergleichbar, ohne daß Umrechnungen auf gleiche Wassergehalte erforderlich waren.

Die höheren Wassergehalte, auf denen der Massenunterschied vor und nach der Beregnung beruhte, beschränkten sich auf tiefere Bereiche im Probenkörper, die für die Auswertung nicht von Interesse waren.

An jeder der Differenzkurven (s. Abb. 35) wurden folgende Größen bestimmt, die Abb. 37 schematisch erläutert sind (die Buchstaben kennzeichnen auch die entsprechenden Spalten in der Tab. 9 (S. 112), in der die Ergebnisse präsentiert sind):

A) Das Maximum der Kurve, also der Betrag, um den die Verschlämmungsschicht durch die Beregnung höchstens verdichtet wurde.

- B) Die Tiefe, in der die Kurve sich von oben (= rechts der Ordinate) bis auf ca. 0,05 g/cm³ der Abszisse n\u00e4hert. Dieser Wert gibt an, bis in welche Tiefe die Verdichtung infolge der Beregnung erfolgte, also die maximale Dicke der Verschl\u00e4mmungsschicht (s.a. Abschnitt 6.3.3.2).
- C) Die Tiefe, in der die Kurve sich von unten (= links der Ordinate) bis auf ca. 0,01 g/cm³ der Abszisse n\u00e4hert. Dieser Wert gibt an, um welchen Betrag die Bodenoberfl\u00e4che durch die Beregnung maximal abgesenkt bzw. erodiert wurde.
- D) Kennwert für die Fläche, die die Kurve im Bereich positiver Differenzen mit der Abszisse einschließt. Die Fläche kennzeichnet das Ausmaß der kleinräumigen Verdichtung.
- E) Kennwert für die Fläche, die die Kurve im Bereich negativer Differenzen mit der Abszisse einschließt. Die Fläche kennzeichnet das Ausmaß der kleinräumigen Erosion.
- In Tab. 9 sind noch drei weitere Größen aufgeführt:
 - F) Differenz der Größen 'D' und 'E'. Dieser Wert stellt für das betrachtete Probenvolumen die Bilanz von Erosion und Akkumulation dar.
 - G) Umrechnung des Bilanzwertes 'F' in die zugehörige Masse (s.u.).
 - H) Die maximale Lagerungsdichte aus dem Lagerungsdichten-Tiefen-Profil für die Probe im beregneten Zustand (s. Abb. 68, S. 110).
 - I) Die Lagerungsdichte im beregneten Zustand in 10 mm Tiefe (=Tiefenschicht von 10,0-10,3 mm; entspricht den Werten am rechten Rand von Abb. 70, S. 111).

Die Werte in der Spalte 'D' werden bestimmt durch die Addition der Ordinatenwerte (Lagerungsdichteänderung) aller in Abb. 70 dargestellten Punkte einer Probe, die sich zwischen der Ordinate und der Tiefe 'B' (s. Abb. 37) befinden. Analog werden die Werte in Spalte 'E' durch Addition der Dichteänderungswerte zwischen der Tiefe 'C' und der Ordinate bestimmt. Bildhaft ausgedrückt, werden dabei die in Abb. 37 angedeuteten, nebeneinander angeordneten Säulen des gekennzeichneten Bereiches zu jeweils einer einzigen Säule übereinander gestellt: die gesamte Dichteänderung wird gleichsam in einer einzigen Tiefenschicht zusammengefaßt.

Das Volumen einer solchen Tiefenschicht ergibt sich durch die Anzahl und die Abmessungen der Voxel, aus denen sie sich zusammensetzt. Eine Tiefenschicht besteht aus 300 Aufnahmen und 500 Voxeln je Aufnahme, also aus insgesamt 150000 Voxeln. Ein Voxel hat die Abmessungen $1 \times {}^{10}/_{29} \times {}^{10}/_{29}$ mm³ \cong 0,119 mm³. Das Volumen einer Tiefenschicht beträgt damit 150000 \times 0,119 mm³ = 17,8 cm³. Multipliziert man den in Spalte 'F' angegebenen Dichtebilanzwert mit diesem Schichtvolumen, erhält man die Massenbilanz in Gramm für den betrachteten Probenausschnitt. Diese Produkte sind in Spalte 'G' angegeben.

Der Schwellenwert "0,05 g/cm³" zur Bestimmung der Tiefe 'B' wurde pragmatisch gewählt. Im Bereich unterhalb der verschlämmten Bodenoberfläche (= positive Tiefenwerte) werden die Differenzen deshalb nicht Null, weil der Wassergehalt unterhalb des ersten Zentimeters zum Zeitpunkt der Aufnahme nach der Beregnung höher war als vor der Beregnung (s. Abschnitt 5.3.2, S. 53). Die positive Differenz ist in erster Linie auf einen höheren Wassergehalt zurückzuführen. Es kann zwar nicht völlig ausgeschlossen werden, daß auch unterhalb von 1 cm Tiefe eine geringe Verdichtung stattgefunden hat, aber die Differenzbilder (z.B. Abb. 33) lassen dort so gut wie keine strukturelle Veränderung oder Einlagerungen erkennen.



Abb. 37: Schematische Darstellung der in Tab. 9 angegebenen, aus der Differenzbildung ermittelten Größen.

Nach der Beregnung waren die Proben beim Scannen zwischen 30 und 500 g schwerer als vor der Beregnung. Dies entspricht einer mittleren Zunahme des Wassergehaltes um

0,5 - 7 Vol.-%, bezogen auf das Probenvolumen unterhalb des ersten, lufttrockenen Zentimeters. Entsprechend fällt der CT-Meßwert um 5 - 70 Einheiten höher aus. Umgerechnet in Lagerungsdichten (Formel [16]) entspräche dies einer Zunahme um bis zu 0,06 g/cm³, so daß die Wahl von 0,05 g/cm³ für den Schwellenwert sinnvoll erscheint.

Auch der Schwellenwert "0,01 g/cm³" zur Bestimmung der Tiefe 'C' wurde pragmatisch gewählt. Der Wert "0 g/cm³" war hierfür nicht geeignet, da die Werteschar diesen Wert nicht erreichte, also nicht genau bis auf die Abszisse auslief (s. Abb. 70).

5.3.3. Berücksichtigung der Ungenauigkeiten in CT-Aufnahmen von Bodenproben

Artefakte, das sind meßtechnisch bedingte Ungenauigkeiten und Abbildungsfehler, verfälschen die Grauwerte der CT-Aufnahmen, die als Meßwerte für bodenphysikalische Größen dienen. Um Fehlinterpretationen zu vermeiden, müssen die möglichen Artefakte und Unschärfen korrigiert bzw. berücksichtigt werden.

5.3.3.1. Aufhärtung

Das Ausmaß der Strahlungsaufhärtung (s. Kap. 4.7, S. 31) bei wechselnder Probengröße wurde durch die unter Kap. 5.2.3 beschriebenen Messungen ermittelt. Damit ist es möglich, die CT-Meßwerte bei der Umrechnung in Lagerungsdichten so zu korrigieren, daß die Probengröße und damit die Aufhärtung berücksichtigt wird. Unterschiede in der Probengröße traten nur bei den gipsummantelten Proben auf. Die Größen der Querschnittsflächen der einzelnen Proben wurden mit einem Lineal gemessen. Diese Messungen waren in ihrer Genauigkeit dadurch eingeschränkt, daß die Probenränder uneben waren. Deshalb wurden die mittleren Maße nach visueller Einschätzung bestimmt.

Wie an anderer Stelle gezeigt wurde (BERKENHAGEN ET AL. 1996), können für Körner der Kiesfraktion aufhärtungsbedingt viel zu niedrige CT-Meßwerte bestimmt werden. Dieses Problem spielte in den vorliegenden Untersuchungen keine Rolle, weil Meßwerte von Kieskörnern von der Auswertung ausgeschlossen wurden.

5.3.3.2. Quantenrauschen

Das Quantenrauschen beruht auf technisch bedingten Schwankungen in der Anzahl der von der Röntgenquelle ausgestrahlten Quanten (s. Kap. 4.8, S. 34). Dieses Rauschen manifestiert sich auf den CT-Aufnahmen in zufällig verteilten geringen Meßwertschwankungen. Bei der Analyse von Meßwerten sollte darum grundsätzlich auf die Interpretation einzelner Punkte verzichtet werden.

Das Rauschen ruft Meßwertschwankungen gleichermaßen nach oben wie nach unten hervor. Zu hohe und zu niedrige Werte heben sich bei der Bildung von Mittelwerten aus ausreichend vielen Einzelwerten gegenseitig auf. Da in den nachfolgend dargestellten Untersuchungen stets eine große Anzahl von Meßwerten zu Mittelwerten zusammengefaßt wird, ist keine Verfälschung der Ergebnisse durch das Quantenrauschen zu erwarten.

5.3.3.3. Hochkontrastartefakte

Hochkontrastartefakte (Kap. 4.8) treten bei bodenkundlichen Untersuchungen gewöhnlich nur an Körpern auf, die größer sind als die Mittelkiesfraktion. Diese Körner werden dann abgebildet mit einem schwarzen Kern, der weiß umrandet ist. Die Meßwerte in solchen Körnern lassen sich nicht auswerten. Strahlenförmig vom Objekt ausgehende weiße Streifen, wie sie bei der Abbildung metallischer Körpern zu beobachten sind, waren an Kieskörnern nicht zu beobachten.

Hochkontrastartefakte werden in der vorliegenden Arbeit dadurch berücksichtigt, indem die Meßwerte von Kieskörnern und aus deren unmittelbarer Umgebung von den Analysen ausgeschlossen werden.
5.3.3.4. Weichzeichnen

Das Weichzeichnen macht sich bei den vorliegenden Untersuchungen an den Meßpunkten nahe der Bodenoberfläche bemerkbar. Der Übergang von den Meßwerten für Luft zu denen für Boden ist nicht scharf und sprunghaft, sondern erstreckt sich über mehrere Bildpunkte (s.a. Abb. 13, S. 34). Der Bereich, über den der Anstieg vom CT-Meßwert "24" für Luft auf einen CT-Meßwert von beispielsweise "1500" für den Boden erfolgt, ist etwa 1-1,5 mm breit. In diesem schmalen Bereich entlang der Probenoberfläche ist eine Interpretation der Meßwerte bei den gewählten Geräteeinstellungen nicht möglich.

6. Ergebnisse und Diskussion

6.1. Kalibrierung und Aufhärtungskorrektur

6.1.1. Ergebnisse der Kalibrierung und Aufhärtungskorrektur

Die Untersuchungen im Computertomographen zur Messung von Lagerungsdichten erfolgte an zwei verschiedenen Arten von Probenkörpern, an kleinen, gipsummantelten Bodenproben und an größeren Bodenproben in Acrylglasbehältern (s. Abschnitt 5.1.2, S. 38). Der Zusammenhang zwischen Lagerungsdichte und CT-Meßwert wurde an Kalibrierungskörpern bestimmt, die eine den Proben ähnliche Querschnittsfläche aufweisen und mit dem Material der untersuchten Böden in bekannter, ebenfalls den Proben ähnlicher Lagerungsdichte gefüllt waren. Die Ergebnisse dieser Kalibrierungsmessungen sind in Tab. 2 dargestellt.

Kalibrierungskörper:	Querschnittsfläche	Lagerungsdichte	CT-Meßwert,	CT _{Matrix}
Bodenmaterial und	in cm ²	in g/cm ³	arithmetisches	
Ummantelung			Mittel	
Elend (tU); Gips	56,0	1,49	1711	3024
Pinnecke (tL); Gips	55,0	1,51	1660	2895
Bölkendorf (lS); Gips	54,6	1,71	1881	2902
Elend (tU); Acrylglas	238,0	1,60	1740	2865

Tab. 2: Ergebnisse der Kalibrierungsmessungen

Die Maximalabsorption (CT_{Matrix}) wurde durch Umstellung der Formel [16] (S. 30) unter Verwendung der in der Tabelle angegebenen Werte der Lagerungsdichte und des mittleren CT-Meßwertes berechnet. Dabei wurde eine Festsubstanzdichte von 2,65 g/cm³ zugrunde gelegt. Der Wassergehalt im lufttrockenen Zustand war mit etwa 3-4 Vol.-% so niedrig, daß für die Umrechnung in Lagerungsdichten die Formel [16] für wasserfreies Material verwendet wurde (s.a. Abschnitt 5.2.2, S. 42).

Der Aufhärtungseffekt wurde an kegelförmigen Probenkörpern bestimmt. Dazu wurden Labortrichter mit getrocknetem und zerkleinertem Bodenmaterial einheitlich befüllt. Die Gleichmäßigkeit der Verdichtung wurde später im Tomographen anhand von Grauwertprofilen entlang mehrerer Transekte durch die Probenkörper überprüft. Dabei zeigten sich nur geringe Schwankungen in der Größenordnung von 70 CT-Meßwerteinheiten. Diese Streuung war zufällig verteilt, unabhängig von der Position im Probenkörper, und deshalb wird davon ausgegangen, daß ihr Einfluß auf die Meßergebnisse durch die Bildung von Mittelwerten aus vielen Einzelwerten eliminiert wird und daß die Trichter tatsächlich gleichmäßig befüllt waren.



Abb. 38: CT-Meßwerte für die Kalibrierung der drei untersuchten Bodenmaterialien in Abhängigkeit von der Größe der Querschnittsfläche

In Abb. 38 sind die CT-Meßwerte aus den kegelförmigen Probenkörpern (s. Abb. 18, S. 45) als arithmetische Mittelwerte in Abhängigkeit von der Größe der Querschnittsfläche darge-



Abb. 39: CT_{Matrix} - Werte in Abhängigkeit von der Querschnittsfläche des Objektes. Angegeben sind die linearen Regressionsgleichungen und das Bestimmtheitsmaß (R²). Die "Trichter"-Werte sind aus den in Abb. 38 angegebenen Meßwerten errechnet. Außerdem sind die Meßwerte für die Kalibrierungskörper in Gips und in Acrylglas eingetragen.

stellt. Für alle untersuchten Bodenproben ergibt sich ein linearer Zusammenhang: bei konstanter Lagerungsdichte nimmt der CT-Meßwert mit steigender Querschnittsfläche linear ab.

Die Geraden in Abb. 38 geben die Abhängigkeit der Meßwerte von der Querschnittsfläche nur für die angegebenen Lagerungsdichten der Probenkörper wieder. Aus den Meßwerten lassen sich unter Verwendung der Formel [15] die CT_{Matrix} -Werte für die drei Bodenarten bestimmen. Daraus ergeben sich die linearen Zusammenhänge zwischen CT_{Matrix} -Werten und Querschnittsfläche, wie sie Abb. 39 zeigt.

In Tab. 3 sind die Regressionsgeraden aus Abb. 39 aufgeführt, die für die runden Trichterquerschnitte den Zusammenhang zwischen Querschnittsfläche und CT_{Matrix} -Wert für die drei verwendeten Bodenmaterialien beschreiben.

Bodenmaterial	Kalibrierungsgleichung
Elend (tU)	$CT_{Matrix} = -2,8 \times Querschnittsfläche + 3521$
Pinnecke (tL)	$CT_{Matrix} = -2,0 \times Querschnittsfläche + 3347$
Bölkendorf (lS)	$CT_{Matrix} = -2,3 \times Querschnittsfläche +3290$

Tab. 3: Geradengleichungen zur Aufhärtungskorrektur, gültig für kreisrunde Flächen.

Der Kalibrierungskörper für die Proben in Acrylglasbehältern ergab bei der Kalibrierungsmessung Werte für CT_{Matrix} und Querschnittsfläche, die sehr nahe bei der in Tab. 3 angegebenen Geraden liegen, wie in Abb. 39 rechts unten zu sehen ist. Dieselbe Abbildung zeigt aber auch, daß die Werte für die gipsummantelten Kalibrierungskörper (unten links) demgegenüber deutlich unterhalb dieser Geraden liegen. Der Grund hierfür ist die unterschiedliche Form der Querschnittsflächen. Die Querschnittsfläche des Acrylglasbehälters ist nahezu quadratisch, während die der gipsummantelten Proben länglich rechteckig sind. Daraus resultieren stark wechselnde Längen der Strahlungswege durch das Untersuchungsobjekt, während die Röntgenstrahlenquelle beim Untersuchungsvorgang um den Körper rotiert. Das Ausmaß der Aufhärtung der Strahlen schwankt dabei stark in Abhängigkeit von der Durchstrahlungsrichtung.

Zur Aufhärtungskorrektur an den gipsummantelten Verschlämmungsproben lassen sich die linearen Funktionen demnach nicht in der in Tab. 3 angegebenen Form verwenden. Für läng-

Bodenmaterial	Kalibrierungsgleichung
Elend (tU)	$CT_{Matrix} = -2.8 \times Querschnittsfläche +3181$
Pinnecke (tL)	$CT_{Matrix} = -2.0 \times Querschnittsfläche + 3005$
Bölkendorf (lS)	$CT_{Matrix} = -2.3 \times Querschnittsfläche +3028$

Tab. 4: Geradengleichungen zur Aufhärtungskorrektur, angepaßt an rechteckige Querschnittsflächen.

lich-rechteckige Körper liegen keine Kalibrierungsmessungen bei wechselnder Querschnittsfläche vor. Die Annahme liegt jedoch nahe, daß sich auch dafür ein linearer Verlauf ergäbe. Um die ermittelten Aufhärtungsfunktionen für die rechteckigen Proben zu verwenden, werden sie in der Weise parallel verschoben, daß sie durch die Meßpunkte für die gipsummantelten rechteckigen Kalibrierungskörper laufen (Abb. 40). Die Steigung bleibt dabei bestehen, nur der Ordinatenschnittpunkt ändert sich. Die resultierenden Gleichungen, wie sie zur Meßwertkorrektur für die unterschiedlich großen Verschlämmungsproben angewandt werden, sind in Tab. 4 zusammengefaßt. In Abb. 40 sind exemplarisch die Werte für das Bodenmaterial "Elend" angegeben.



Abb. 40: Graphische Darstellung der Bestimmung des Zusammenhanges zwischen CT_{Matrix} -Wert und Querschnittsfläche für rechteckige Querschnitte: die Gerade für runde Körper wird in der Weise parallel verschoben, daß sie durch den Punkt mit den Meßwerten des Kalibrierungskörpers verläuft. Die angegebenen Werte sind aus Abb. 39 und Tab. 4 für den Boden "Elend" entnommen.

6.1.2. Diskussion der Kalibrierung und Aufhärtungskorrektur

Die für die Matrixabsorption "CT_{Matrix}" ermittelten Werte (s. Tab. 2, S. 66) weichen für die drei gipsummantelten Kalibrierungskörper in Abhängigkeit vom Bodenmaterial um maximal 130 Einheiten voneinander ab. Die Werte für den tonigen Lehm und den lehmigen Sand liegen sehr dicht beieinander, während der Wert für den tonigen Schluff deutlich höher ist. Diese Differenz ist zurückzuführen auf die unterschiedliche mineralische Zusammensetzung der drei Böden (s. a. Abschnitt 4.5, S. 27). Würde man für die Berechnung der Lagerungsdichte aus dem CT-Meßwert einen um 130 Einheiten abweichenden CT_{Matrix}-Wert verwenden, so würde dadurch das Ergebnis in einer Größenordnung von etwa 0,1 g/cm³ verfälscht werden. Es erscheint daher angebracht, um diese mögliche Fehlerquelle auszuschließen, grundsätzlich eine Kalibrierung durchzuführen und nicht auf die CT_{Matrix}-Werte anderer Böden zurückzugreifen. Die in Tab. 2 aufgeführten CT_{Matrix} -Werte gelten genaugenommen nur für Probenkörper, die in der CT-Aufnahme dieselbe Querschnittsform aufweisen wie die Kalibrierungskörper. Bei Verwendung trichterförmiger Kalibrierungskörper mit kreisrunden Querschnittsflächen ergaben sich zwischen CT_{Matrix} -Wert und Flächengröße lineare Zusammenhänge mit hohen Bestimmtheitsmaßen ($R^2 > 0.95$, s. Abb. 39, S. 67). Daß die Zusammenhänge linear sind, geht aus der tomographischen Aufnahmetechnik nicht ohne weiteres hervor. Dieser Sachverhalt ist als Untersuchungsergebnis festzuhalten.

Die Aufhärtungskorrektur muß bei der vorliegenden Fragestellung letztlich auf die rechteckigen Verschlämmungsproben angewendet werden. Für die rechteckigen Querschnittsformen liegen nur für jeweils eine Flächengröße je Bodenart Meßergebnisse vor. Diese liegen jedoch deutlich abseits der Geraden für runde Querschnitte (s. Abb. 39). Die hier gewählte Vorgehensweise, die Geraden für kreisrunde Flächen zur Anwendung auf rechteckige Flächen parallel zu verschieben, so daß sie auf den Meßpunkten für die Rechtecke liegen (s. Abb. 40, S. 69), ist als pragmatisch anzusehen. Es ist dabei nicht erwiesen, daß der Zusammenhang für rechteckige Flächen linear ist und daß die Gerade dieselbe Steigung aufweist. Auch das Seitenverhältnis des rechteckigen Querschnittes ist von Bedeutung für das Meßergebnis, wie der Meßpunkt für die Probe im Acrylglasbehälter zeigt. Für dessen annähernd quadratischen Querschnitt liegt der Meßpunkt nämlich auf derselben Geraden wie für kreisrunde Querschnitte (s. Abb. 39 rechts unten). Da jedoch keine Messungen für rechteckige Querschnitte unterschiedlicher Größe vorliegen, ist die Übernahme der Geraden aus den Messungen für runde Querschnitte der beste verfügbare Anhaltspunkt. Es ist ferner darauf hinzuweisen, daß gerade in den gipsummantelten Verschlämmungsproben die Seitenverhältnisse nicht einheitlich sind.

Andererseits ist die Auswirkung des Aufhärtungseffektes auf die berechnete Lagerungsdichte als eigentliche interessierende Größe nicht sonderlich groß. Dies möge ein Rechenbeispiel für das Bodenmaterial "Elend" zeigen, für das mit einer Steigung von - 2,8 die steilste Gerade zur Aufhärtungskorrektur gefunden wurde:

Der für rechteckige Körper angenommene Zusammenhang zwischen CT_{Matrix} -Wert und Flächengröße lautet

 $CT_{Matrix} = -2.8 \times Querschnittsfläche + 3181$ (s. Tab. 4)

Für eine rechteckige Querschnittsfläche von 56 cm² wurde aus Messungen ein Wert von 3024 für CT_{Matrix}, also für eine Lagerungsdichte von 2,65 g/cm³ berechnet. Für den Kalibrierungskörper mit einer Lagerungsdichte von 1,49 g/cm³ ergab sich ein mittlerer CT-Meßwert von 1711 (s. Tab. 2, S. 66). Hätte der Probenkörper nur eine Querschnittsfläche von 28 cm², dann müßte nach der oben genannten Formel ein CT_{Matrix} -Wert von (-2,8) × 28 + 3181 = 3119 zugrunde gelegt werden. Daraus ergäbe sich nach Formel [16] folgender Zusammenhang zwischen dem CT-Meßwert (1711) und der Lagerungsdichte d_B:

 $d_B = (1711-24)/(3119-24) \times 2,65 \text{ g/cm}^3 = 1,44 \text{ g/cm}^3.$

Dabei wird ein Wassergehalt von 0 g/cm³ angenommen. Die Differenz zwischen den Werten bei Querschnittsflächen von 56 cm² und 28 cm² beträgt (1,49 - 1,44) g/cm² = 0,05 g/cm³ und ist damit sehr gering. Unterschätzt man also die Größe der Querschnittsfläche um die Hälfte, so unterschätzt man die Lagerungsdichte aufhärtungsbedingt um etwa 0,05 g/cm³.

Diese Berechnung gilt für den Fall, daß die Steigung der Kalibrierungsgeraden (-2,8) beträgt. Dieser Wert wurde für kreisrunde Querschnitte gefunden. Es ist nicht auszuschließen, daß sich für rechteckige Querschnitte andere Steigungen ergeben. Angenommen, die Steigung der Kalibrierungsgeraden betrage (-5,6) anstelle von (-2,8), dann lautet der zu verwendende CT_{Matrix} -Wert (-5,6 × 56) + 3181 = 2867. Für die Lagerungsdichte d_B errechnet sich aus einem CT-Meßwert von 1711 folgender Wert:

 $d_B = (1711-24)/(2867-24) \times 2,65 \text{ g/cm}^3 = 1,57 \text{ g/cm}^3.$

Ist also die Steigung der Kalibrierungsgeraden doppelt so groß wie angenommen, beträgt die Differenz zwischen der tatsächlichen und der berechneten Lagerungsdichte (1,57 - 1,46) g/cm³ = 0,08 g/cm³. Auch diese Differenz ist nicht als gravierend anzusehen.

Aus diesen Ausführungen wird ersichtlich, daß selbst bei einer Fehleinschätzung der beiden unsicheren Größen, der Querschnittsfläche und der Geradensteigung, um den Faktor 2 die Lagerungsdichte lediglich um einen Betrag von weniger als 0,1 g/cm³ zu hoch oder zu niedrig berechnet wird.

Bei den zugrunde gelegten Korrekturgleichungen wirkt sich, wie oben ausgeführt, eine Halbierung der Querschnittsfläche auf das Ergebnis der Berechnung der Lagerungsdichte in einer Änderung um lediglich 0,05 g/cm³ aus. Die Halbierung der Flächengröße ist auch die bei den Proben maximal auftretende Abweichung von der Flächengröße des rechteckigen Kalibrierungsquerschnittes. Die Aufhärtung wirkt sich demnach mit höchstens $\pm 0,05$ g/cm³ und damit nicht maßgeblich auf das Meßergebnis aus. Dennoch wurden die Korrekturen grundsätzlich vorgenommen, denn die Genauigkeit der Ergebnisse wird dadurch in jedem Fall erhöht.

6.1.3. Positionsabhängige Aufhärtungskorrektur

Ein wichtiger Aspekt im Zusammenhang mit der Aufhärtung ist die Position des Meßpunktes innerhalb der Querschnittsfläche. Es ist bezüglich der Aufhärtung ein Unterschied, ob sich der Meßpunkt am Rand des Querschnittes befindet oder in der Mitte. Dies sei anhand von Abb. 41 erläutert. Innerhalb des runden, grau markierten Probenquerschnittes einer homogenen Probe liegt der Meßpunkt I am Rand und der Meßpunkt II in der Mitte. Die parallelen Linienpaare A_I-A_{II}, B_I-B_{II} und C_I-C_{II} markieren Strahlenwege bei drei verschiedenen Durchstrahlungswinkeln. Die Durchstrahlungsstrecken sind jeweils durch eine Verdickung der Linie gekennzeichnet. Alle drei Strahlen, die durch den Punkt II laufen (A_{II}, B_{II} und C_{II}), legen eine gleich lange Strecke durch den Körper hindurch zurück, werden also in gleichem Maße aufgehärtet. Durch den Punkt I erfährt nur der Strahl A_I dieselbe Aufhärtung wie A_{II}, B_{II} und C_{II}. B_I und C_I legen eine kürzere Strecke durch die Probe zurück, werden also auch in geringerem Maße aufgehärtet.

Zur tomographischen Rekonstruktion eines Meßpunktes werden 360 Projektionen von Schwächungsprofilen (s. Abb. 2, S. 20) mit gleicher Gewichtung herangezogen. Die Strahlen, die durch den Punkt II verlaufen, sind insgesamt härter als diejenigen, die durch den Punkt I verlaufen. Da härtere Strahlen relativ weniger geschwächt werden als weichere, wird für den Punkt II eine geringere Absorption berechnet als für den Punkt I. Punkt I erscheint also dichter als Punkt II.



Abb. 41: Schema zur Strahlungsaufhärtung in Abhängigkeit von der Position des Meßpunktes innerhalb des Querschnittes. Während alle Strahlen durch Punkt II (A_{II} , B_{II} und C_{II}) in gleicher Länge durch den grau markierten Probenkörper verlaufen, legen die drei Strahlen A_I , B_I und C_I unterschiedlich lange Strecken im Probenkörper zurück. bei B_I und C_I sind sie kürzer als bei B_{II} bzw. C_{II} . Entlang des Strahls A_I (= A_{II}) ergibt sich ein Meßwertprofil, wie es in Abb. 42 skizziert ist. Für die Randpunkte, die in beiden Abbildungen mit ' \otimes ' bzw. '#' gekennzeichnet sind, ergeben sich die höchsten Meßwerte. Je weiter die Meßpunkte innerhalb des Probenkörpers liegen, um so niedriger ist der CT-Meßwert. Für den Meßpunkt 'II', der sich im Zentrum befindet, wird der kleinste Wert gemessen.

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen wurden exemplarisch einige derartige Profile bestimmt an Aufnahmen von kreisrunden Proben. Die Differenz wischen randnahen (I) und zentralen (II) Meßpunkten betrug weniger als 100 CT-Einheiten. Diese Angabe beruht auf einer visuellen Abschätzung, um eine Vorstellung von der Größenordnung zu geben. Real haben die Profile nicht den in Abb. 42 gezeigten idealisierten Verlauf, sondern streuen entlang der dargestellten Linie, so daß die Werte CT_I und CT_{II} nicht genau abgelesen werden können. Für die Kalibrierungskörper wurden die CT-Meßwerte aus Rand- und aus Zentralbereichen gemittelt. (s. Abb. 16). Bei den runden Probenquerschnitten stammen relativ mehr Meßpunkte vom Rand als bei den eckigen Querschnitten. Dies ist unter anderem bedingt durch die runde Form der Bereiche, aus denen die Meßwerte zur Mittelwertbildung extrahiert wurden (s. Kap. 5.2.2, S. 42). Der für die Kalibrierungskörper bestimmte Mittelwert liegt zwischen CT_I und CT_{II} . Die relative Lage zu diesen beiden Werten hängt davon ab, in welchem Verhältnis Punkte aus Rand- und aus Zentralbereichen für die Mittelung herangezogen wurden.



Abb. 42: Meßwertprofil entlang des Strahls A_I (= A_{II}) in Abb. 41.

Angenommen, der Mittelwert, der für die Kalibrierungskörper berechnet wurde, liegt genau in der Mitte zwischen CT_I und CT_{II} und die Differenz zwischen CT_I und CT_{II} beträgt 100 CT-Einheiten, dann beträgt die Differenz zwischen dem Mittelwert und dem Meßwert für eine der Extrempositionen 'Rand' oder 'Zentrum' die Hälfte, also 50 CT-Einheiten.

Die vermessenen Verschlämmungsschichten gehören tendenziell zur Kategorie I (=Rand). Es ist also zu erwarten, daß für diese Punkte zu hohe Werte gemessen wurden. Die nach der skizzierten Abschätzung zu erwartende Differenz ist nicht größer als 50 CT-Einheiten oder, in Lagerungsdichte umgerechnet, 0,04-0,05 g/cm³, je nach Bodenmaterial. Da eine genauere Quantifizierung dieser Größe im Rahmen dieser Arbeit nicht erfolgen konnte, wurde von einer positionsorientierten Aufhärtungskorrektur abgesehen.

Es ist festzuhalten, daß es noch einer genaueren Analyse der Frage bedarf, wie der CT-Meßwert quantitativ von der Position im Querschnitt abhängt. Der Effekt ist jedoch nach erster Abschätzung nicht sehr groß. Ferner sind alle Messungen in ähnlichem Ausmaß von diesem Effekt betroffen. Das bedeutet, daß der mögliche Fehler in den absoluten Werten bei allen Proben ungefähr gleich groß ist. Vergleicht man also die Meßergebnisse für verschiedene Proben, so heben sich diese Fehler gegenseitig auf.

6.2. Krustendicke und Bedeckungsgrad

Im folgenden sind die Ergebnisse der Messungen an den gipsummantelten Proben dargestellt und diskutiert. Drei Bodenarten, zwei Anfangsfeuchtestufen und drei (bei der Bodenart tU zwei) Mikroreliefs wurden untersucht auf ihren Einfluß auf die Verschlämmungsschicht, die sich bei der Beregnung bildet. Bei den Merkmalen zur Kennzeichnung der Verschlämmungsschicht handelt es sich um den Bedeckungsgrad, also ihren Flächenanteil an der gesamten Oberfläche, ihre Dicke oder Mächtigkeit und die Lagerungsdichte in Abhängigkeit von der Tiefe.

Da die Messungen an ausgetrockneten Proben durchgeführt wurden, kann bei der folgenden Darstellung der Ausdruck "Kruste" synonym für die Verschlämmungsschicht verwendet werden.

Die Vorgehensweise bei der Bestimmung des Bedeckungsgrades und der mittleren Krustendicke ist in Abschnitt 5.3.1 (S. 46) dargestellt. Die Ergebnisdiagramme dieses Abschnittes (Abb. 43 - Abb. 48) sind gleichartig aufgebaut: die hinteren Säulen zeigen die Resultate für trockene Ausgangsbedingungen, die vorderen diejenigen für feuchte Ausgangsbedingungen. Von links nach rechts sind die verschiedenen Mikroreliefs aufgeführt. Die Reliefstufe 'mittel' tritt beim Lehm und beim Sand mehrfach auf. Dort liegen für die trockene Variante die Ergebnisse für je drei bzw. zwei verschiedene Proben vor.

6.2.1. Toniger Schluff (Elend)

In Abb. 43 sind die prozentualen Anteile der als verschlämmt gekennzeichneten Bereiche an der gesamten Probenoberfläche dargestellt. Für die trockene Ausgangsfeuchte ergeben sich Bedeckungsgrade von 85 bzw. 83%, also unabhängig vom Mikrorelief praktisch dieselben Werte. Bei feuchter Ausgangsfeuchte liegen die Werte mit 78 bzw. 58% niedriger. Bei feinem Mikrorelief ist der Unterschied zwischen 'trocken' und 'feucht' mit 7% gering, während er bei mittlerem Mikrorelief mit 25% sehr deutlich ausfällt. Bei der feuchten Ausgangsfeuchte ist auch der Unterschied zwischen feinem und mittlerem Mikrorelief mit 20% sehr deutlich aus-geprägt.

Die mittleren Dicken der Verschlämmungsschichten für die Proben aus tonigem Schluff sind in Abb. 44 dargestellt. In den trockenen Varianten wurden mit 6,1 bzw. 8,5 mm wesentlich größere Schichtdicken gemessen als mit 2,9 bzw. 3,0 mm für die feuchten Varianten. Ein Unterschied zwischen feinem und mittlerem Mikrorelief ist nur bei trockener Ausgangsfeuchte zu erkennen. Dort ist die Kruste bei mittlerem Mikrorelief im Mittel um 2,4 mm dikker als bei feinem, während bei 'feucht' mit 0,1 mm praktisch kein Unterschied besteht.



Abb. 43: Flächenanteil der verschlämmten Oberfläche an der Gesamtoberfläche (Bedeckungsgrad) der Proben des tonigen Schluffes, aufgeteilt nach den Parametern Ausgangsfeuchte und Mikrorelief.



Abb. 44: Mittlere Krustendicken der Proben des tonigen Schluffes, aufgeteilt nach den Parametern Ausgangsfeuchte und Mikrorelief

6.2.2. Toniger Lehm (Pinnecke)

Beim tonigen Lehm wurden von der Variante 'trocken, mittel' drei Proben analysiert, die in den Ergebnisdiagrammen mit römischen Ziffern unterschieden sind. Die Proben I und II stammen aus ein- und demselben Beregnungskasten, die Probe III stammt aus einem anderen.

Der Grad der Bedeckung der Probenoberflächen mit einer Verschlämmungsschicht ist für den tonigen Lehm in Abb. 45 wiedergegeben. Die Bedeckungsgrade für die trockene Ausgangsfeuchte sind durchweg höher als für die feuchte. Die Differenz zwischen 'trocken' und 'feucht' ist mit 8% für die Reliefvariante 'fein' kleiner als mit 13% für die Variante 'grob'. Bei der Variante 'mittel, trocken' fällt die starke Streuung der Werte von 69 bis 85% zwischen den Parallelen auf. Gleichwohl ist der Wert für die feuchte Variante mit 66% noch niedriger.

Abb. 46 zeigt die mittleren Dicken der Verschlämmungsschicht für den tonigen Lehm. Dort sind keine deutlichen Tendenzen zu erkennen. Fast alle Werte liegen zwischen 3,8 und 4,8 mm. Lediglich an zwei der drei Parallelen der Variante 'trocken, mittel' wurden Werte unter 3 mm gemessen. Abgesehen von diesen beiden Proben sind die Werte für die trockenen Varianten durchweg geringfügig höher als für die feuchten.



Abb. 45: Flächenanteil der verschlämmten Oberfläche an der Gesamtoberfläche (Bedeckungsgrad) der Proben des tonigen Lehmes, aufgeteilt nach den Parametern Ausgangsfeuchte und Mikrorelief

6.2.3. Lehmiger Sand (Bölkendorf)

Beim lehmigen Sand wurden von der Variante 'trocken, mittel' zwei Proben aus demselben Beregnungskasten analysiert, die als 'mittel I' und 'mittel II' dargestellt sind.



Abb. 46: Mittlere Krustendicken der Proben des tonigen Lehmes, aufgeteilt nach den Parametern Ausgangsfeuchte und Mikrorelief.

Abb. 47 zeigt die Meßergebnisse für die Bedeckungsgrade. Als erstes fällt, wie beim tonigen Schluff, auf, daß die Werte für die beiden Parallelen, 'mittel I' und 'mittel II', sich sehr stark unterscheiden, obwohl sie aus demselben Kasten stammen. Eine Differenz in Höhe von 22%, wie sie zwischen diesen beiden Parallelen besteht, tritt bei keiner der anderen vergleichbaren Varianten auf. Ansonsten liegen die Werte für feines und mittleres Mikrorelief für beide Feuchtestufen sehr eng beieinander. Die Werte für die Variante 'grob' liegen mit 65 bzw. 54% merklich niedriger als für 'fein' und 'mittel', sieht man vom Wert von 61% für 'trocken, mittel I' einmal ab. Bei grobem Mikrorelief ist auch ein Unterschied zwischen 'trocken' und 'feucht' zu erkennen: der Wert für die trockene Variante liegt dort mit 65% merklich höher als der von 54% für die feuchte Variante.

Die Meßergebnisse für die mittlere Krustendicke beim lehmigen Sand, dargestellt in Abb. 48, zeigen keinen einheitlichen Trend. Bei feinem und grobem Mikrorelief liegen die Werte für die Ausgangsfeuchte 'trocken' um 1,5 bzw. 1,8 mm über denen der feuchten Variante, während beim Mikrorelief 'mittel' die feuchte Variante mit 4,7 mm einen Wert aufweist, der größer ist als diejenigen beider Proben der Variante 'trocken'. Auch innerhalb einer Feuchtestufe ergibt sich kein einheitliches Bild: während bei 'trocken' für die mittlere Reliefstufe die geringsten Krustendicken gemessen wurden, ist bei 'feucht' der Wert für das Relief 'mittel' der höchste.



Abb. 47: Flächenanteil der verschlämmten Oberfläche an der Gesamtoberfläche (Bedeckungsgrad) der Proben des lehmigen Sandes, aufgeteilt nach den Parametern Ausgangsfeuchte und Mikrorelief.



Abb. 48: Mittlere Krustendicken der Proben des lehmigen Sandes, aufgeteilt nach den Parametern Ausgangsfeuchte und Mikrorelief.

6.2.4. Einfluß von Bodenart, Anfangsfeuchte und Mikrorelief auf Krustendicke und Bedeckungsgrad

Im folgenden sind die Meßergebnisse der Krustendicken und der Bedeckungsgrade in Abhängigkeit von den drei Versuchsfaktoren Bodenart, Anfangsfeuchte und Mikrorelief dargestellt. Abb. 49 zeigt die Krustendicken und Bedeckungsgrade, eingeteilt nach den drei Bodenmaterialien. Bei den Krustendicken weisen die Proben des tonigen Schluffes mit 5,1 mm den höchsten Mittelwert auf, während sich für den tonigen Lehm und den lehmigen Sand Werte von 3,9 mm bzw. 4,0 mm ergeben. Am stärksten streuen die Werte beim Schluff, am wenigsten beim Sand.

Bei den Bedeckungsgraden ergibt sich ein mittlerer Wert von 76% für den Schluff, von 75% für den Lehm und von 70% für den Sand, wobei die Einzelwerte stark streuen.





Die Aufteilung der Ergebnisse nach der Ausgangsfeuchte ist in Abb. 50 dargestellt. Mit 4,6 mm sind die Krusten der zu Beginn der Beregnung trockenen Proben im Mittel um 1 mm dicker als die der anfangs feuchten Proben. Die Abbildung läßt erkennen, daß dieser Unterschied maßgeblich durch die zwei besonders hohen Werte ganz links hervorgerufen wird. Diese Punkte stammen von den Proben des tonigen Schluffes. Ohne diese beiden Proben liegt der Mittelwert bei 4,0 mm.



Auch bei den Bedeckungsgraden ergibt sich für die Proben der Ausgangsfeuchte "trocken" mit 77% ein höherer Mittelwert als für die anfangs feuchten Proben mit 69%.

Abb. 50: Bedeckungsgrade (Quadrate) und Krustendicken (Dreiecke) der untersuchten Proben, aufgeteilt nach den zwei verschiedenen Ausgangsfeuchtestufen. Die waagerechten Linien kennzeichnen die jeweiligen arithmetischen Mittelwerte.



Abb. 51: Bedeckungsgrade (Quadrate) und Krustendicken (Dreiecke) der untersuchten Proben, aufgeteilt nach den drei verschiedenen Oberflächenmikroreliefs. Die waagerechten Linien kennzeichnen die jeweiligen arithmetischen Mittelwerte.

Eine Darstellung der Ergebnisse, gegliedert nach den drei Mikroreliefs, zeigt Abb. 51. In der Krustendicke ist im Mittel praktisch kein Unterschied zwischen den Reliefs zu erkennen: für alle drei Varianten ergibt sich ein Wert von 4,2 mm. Beim Bedeckungsgrad nehmen die Mittelwerte von "fein" nach "grob" kontinuierlich ab. Für "fein" beträgt der Wert 82%, für "mittel" liegt er mit 73% um 9% niedriger, und weitere 9% kleiner ist der Wert von 64% für grobes Mikrorelief.

6.2.5. Krustenvolumen; Beziehung zwischen Bedeckungsgrad und Krustendicke

Multipliziert man Krustendicke und Bedeckungsgrad miteinander, erhält man einen Kennwert, der proportional ist zum Krustenvolumen. Da der Bedeckungsgrad eine relative Größe ist, ist auch dieser Kennwert eine relative Größe und somit geeignet, um die unterschiedlich großen Proben hinsichtlich ihres Krustenvolumens zu vergleichen. Das absolute Krustenvolumen ergäbe sich aus diesem Kennwert, multipliziert mit der Schichtdicke der CT-Aufnahme und der Anzahl der Schichtaufnahmen. Solche Werte ließen sich jedoch nur schlecht für Vergleiche heranziehen, weil sie sich auf unterschiedliche Probengrundflächen beziehen.

variierte Einflußgröße	e Krustenvolumen-Kennwert		
Bodenart	388	293	280
	tU (Elend)	tL (Pinnecke)	IS (Bölkendorf)
Anfangsfeuchte	354 trocken	248 feucht	
Mikrorelief	344	307	269
	fein	mittel	grob

Tab. 5: Kennwerte für das Krustenvolumen (Bedeckungsgrad × Krustendicke), geordnet nach Bodenart, Anfangsfeuchte und Mikrorelief

In Tab. 5 sind, nach Versuchsfaktoren geordnet, die Relativ - Kennwerte gegenübergestellt, wie sie sich aus den in Abb. 49 - Abb. 51 angegebenen Zahlen errechnen. Im Vergleich der Bodenarten weist der Schluff den höchsten Wert auf, während sich der Lehm und der Sand kaum unterscheiden. Bei den Anfangsfeuchten liegt der Wert für "trocken" höher als für "feucht". Unter den Mikroreliefs ergibt sich der höchste Wert für die Variante "fein" und der niedrigste für "grob".

Abb. 52 zeigt die mittleren Krustendicken aller Proben, aufgetragen gegen den zugehörigen Bedeckungsgrad. Die Krustendicken liegen, unabhängig vom Bedeckungsgrad, in einem Bereich zwischen 3 und 5 mm. Es ist keinerlei Tendenz zu erkennen, mit der sich die Dicken in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad ändern. Diese beiden Größen sind offensichtlich voneinander unabhängig.



Abb. 52: Zusammenhang zwischen Bedeckungsgrad und Krustendicke, dargestellt für alle untersuchten Proben. Abgesehen von zwei "Ausreißern" des tonigen Schluffes (rechts oben) liegen alle Werte in einem waagerechten Streifen zwischen 3 und 5 mm ohne erkennbaren Zusammenhang zum Bedekkungsgrad.

Lediglich die Werte zweier Proben aus tonigem Schluff liegen mit Krustendicken über 6 mm als einzige außerhalb des Bereiches, in dem alle anderen Werte liegen. Diese Werte gehören zu den beiden Proben mit der Ausgangsfeuchte "trocken" (s. a. Abb. 43, S. 75). Beide Proben weisen fast denselben, hohen Bedeckungsgrad auf.

6.2.6. Diskussion der Meßergebnisse von Krustendicke und Bedeckungsgrad

Vor einer Interpretation der Meßergebnisse ist darauf hinzuweisen, daß diese alle auf einer visuellen Beurteilung der CT-Aufnahmen basieren. Die Vorgehensweise, die Untergrenze der Kruste anhand verschiedener Merkmale festzulegen (s. Kap. 5.3.1, S. 46), führt nicht zu exakt wiederholbaren Ergebnissen. Die Abgrenzung ist nicht immer eindeutig, und der Verlauf der eingezeichneten Grenzlinie hängt trotz der Vorgabe mehrerer Erkennungskriterien ab von der subjektiven Einschätzung der ausführenden Person. Als Beispiele mögen die Abbildungen auf den Seiten 49-51 dienen: die eingezeichneten Grenzen sind nicht an allen Stellen eindeutig festzulegen; eine andere betrachtende Person erkennt gegebenenfalls auch einen anderen Grenzverlauf. Selbst ein- und dieselbe Person legt die Grenzlinie bei mehrmaliger Bearbeitung derselben Schichtaufnahme nicht exakt an dieselbe Stelle. Letztlich bleibt immer ein gewisser Schwankungsbereich, der auf die individuelle Bildinterpretation zurückzuführen ist. So weichen auch die Angaben von FOHRER (1995) zur Krustendicke von den hier dargestellten Ergebnissen um 1-4 mm ab, obwohl dort dieselben Aufnahmen ausgewertet wurden, wenn auch in wesentlich geringerem Umfang und in einer anderen Weise.

Auf die Schwierigkeiten bei der Bestimmung der Krustendicke wird in Abschnitt 6.3.3.2 (S. 102 ff.) noch einmal eingegangen. Ein Vergleich mit Dickenangaben aus der Literatur ist problematisch, weil die publizierten Werte auf anderem Weg bestimmt wurden; Werte, die auf vergleichbare Art gewonnen wurden, liegen nicht vor.

Bei den hier dargestellten Ergebnissen wurden für jede Probe 50 bis 100 Aufnahmen mit je 200 bis 500 Bildspalten ausgewertet. Es ist davon auszugehen, daß sich die bearbeitungsbedingten Schwankungen durch eine derart breite Datenbasis deutlich verringern. Es wurde allerdings nicht untersucht, wie groß die Schwankungen in den Ergebnissen sind bei mehrmaliger Bearbeitung durch dieselbe Person oder durch verschiedene Personen. Bei allen Resultaten zur Krustendicke und zum Bedeckungsgrad kann nicht ausgeschlossen werden, daß die Unterschiede auch durch die Subjektivität und die methodisch bedingte Unsicherheit der manuellen Grenzlinienziehung beeinträchtigt sind. Aus diesem Grund wurde bei der Auswertung auf eine Berechnung von Vertrauensbereichen und auf ein Testen von Signifikanzen verzichtet. Die Ergebnisse werden aber als genau genug betrachtet, um sie im Hinblick auf Tendenzen interpretieren zu können.

Als erstes Phänomen ist festzuhalten, daß zwischen den drei vermessenen Parallelproben des Lehmes ("mittel, trocken I-III", Abb. 45 u. Abb. 46) und zwischen den zwei vermessenen Parallelproben des Sandes ("mittel, trocken I-II", Abb. 47 u. Abb. 48) sehr deutliche Unterschiede in den gemittelten Meßergebnissen bestehen, sowohl beim Bedeckungsgrad als auch bei der Krustendicke. Diese Differenzen sind zum Teil größer als zwischen verschiedenen Versuchsvarianten desselben Bodens. Insbesondere ist bemerkenswert, daß die Proben I und II beim Lehm ebenso wie beim Sand aus jeweils denselben Beregnungskästen (s. Kap. 5.1.1, S. 38) stammen. Lediglich die Probe "Lehm III" stammt aus einem anderen Kasten als "Lehm I" und "Lehm II". Es ist davon auszugehen, daß die gefundenen Unterschiede nicht allein auf die Methode der manuellen Grenzlinienziehung zurückzuführen sind.

Diese deutlichen Unterschiede in den Werten für Krustendicke und Bedeckungsgrad bei einund derselben Versuchsvariante legen den Schluß nahe, daß die mit der verfügbaren Probengröße erzielten Ergebnisse nicht repräsentativ für den gesamten Beregnungskasten sind. Möglicherweise sind die Proben zu klein, um die räumliche Heterogenität der gesamten beregneten Fläche zu erfassen.

Vorbehaltlich dieser offenen Frage, die mit den verfügbaren Daten nicht geklärt werden kann, sind die gefundenen Effekte der drei Versuchsfaktoren Bodenart, Anfangsfeuchte und Mikrorelief in ihrer Tendenz festzuhalten und zu diskutieren.

Die visuell erkennbare Krustendicke liegt bei allen Proben im Mittel zwischen 3 und 5 mm. Hiervon weichen nur die beiden anfangs trockenen Proben des tonigen Schluffes ab, bei denen mit 6,1 bzw. 8,5 mm deutlich höhere Dicken gefunden wurden (s. Abb. 44, S. 75). Dieses Bodenmaterial wird also in trockenem Zustand durch die Beregnung einige Millimeter weiter in der Tiefe homogenisiert als in feuchtem Zustand. Wie Abb. 50 (S. 80) zeigt, sind die Krusten zwar bei allen drei Böden im Mittel etwas dicker bei der Anfangsfeuchte "trocken" als bei der Anfangsfeuchte "feucht". Aber nur der trocken beregnete Schluff, dargestellt durch die beiden links angeordneten Dreiecke (Abb. 50), weicht in der Krustendicke sehr deutlich von den anderen Proben ab.

Die Vorgehensweise der Krustenerkennung beruht maßgeblich auf dem Unterschied in der Heterogenität der Bodenstruktur in der Probe (s. Kap. 5.3.1, S. 46). Dies muß nicht unbedingt einhergehen mit einer höheren Lagerungsdichte. Der Verlauf der Lagerungsdichte mit der Tiefe wird im Abschnitt 6.3 behandelt.

Die Homogenisierung der Bodenstruktur kann erfolgen durch Einwaschung von Feinmaterial in Interaggregat-Hohlräume (Verlagerung) oder durch den Zerfall von Aggregaten mit gleichzeitiger Zerstörung der Interaggregat-Hohlräume (Verformung). Beide Vorgänge können durch die Luftsprengung bedingt sein. Im Ausmaß der Luftsprengung liegt der wesentliche Unterschied zwischen trockener und feuchter Ausgangsfeuchte. Wenn die Kruste bei "trocken" dicker ist als bei "feucht", so kann die Ursache darin liegen, daß bei "trocken" die Aggregate an der Bodenoberfläche in kleinere Partikel zerfallen, welche weiter in die Tiefe verlagert werden können als bei "feucht". Tatsächlich zerfiel in Untersuchungen von FOHRER (1995) der tonige Schluff bei der Beregnung in kleinere Partikel als der tonige Lehm und ein sandiger Lehm, welcher in der vorliegenden Arbeit nicht verwendet wurde.

Eine weitere Erklärungsmöglichkeit für die tiefergehende Homogenisierung bei trockener Ausgangssituation ist, daß dort die Luftsprengung bis in größere Tiefen erfolgt. Beide Möglichkeiten spielen jedoch nur beim tonigen Schluff eine nennenswerte Rolle; nur dort wurde für "trocken" eine deutlich höhere Krustendicke gefunden als für "feucht". Welche der beiden Möglichkeiten tatsächlich und in welchem Umfang die Ursache darstellt, läßt sich nur klären durch eine quantitative Analyse des Krustenaufbaus, insbesondere der Lagerungsdichteverteilung (s. Abschnitt 6.3.3.3). Im Fall der Verlagerung nimmt die Lagerungsdichte zu, im Fall der tiefer erfolgenden Luftsprengung (Verformung) bleibt sie konstant.

Festzuhalten bleibt, daß die Luftsprengung beim tonigen Lehm und beim lehmigen Sand offenbar keinen wesentlichen Einfluß auf die Krustendicke hat.

Auch vom Mikrorelief ist die Krustendicke unabhängig, wie Abb. 51 (S. 80) zeigt. Bei allen drei Reliefstufen ergibt sich derselbe Wert für die mittlere Krustendicke. Der wesentliche Effekt des Mikroreliefs ist sein Einfluß auf die effektive Niederschlagsenergie (HELMING 1992, RUDOLPH 1997). Diese Reduzierung der effektiven Niederschlagsenergie ist jedoch nur an den Stellen gegeben, an denen die Tropfen in einem spitzeren Winkel als 90° auf den Boden auftreffen. Sobald die Bodenoberfläche eingeebnet ist, ist an den betreffenden Stellen eine Minderung der effektiven Energie durch das ursprünglich gröbere Relief nicht mehr gegeben.

Die Bildung einer Verschlämmungsschicht geht gewöhnlich mit einer Einebnung einher. Dies erklärt auch, warum die als verschlämmt identifizierten Bereiche, unabhängig vom Mikrorelief, im Mittel gleich dick waren: wenn eine Stelle an der Bodenoberfläche aufgrund des Verschlämmungsvorganges eingeebnet ist, dann ist dort die Energie der aufprallenden Regentropfen und deren verdichtende Wirkung vom ursprünglichen Mikrorelief nicht mehr beeinflußt. Dieser Erklärungsansatz ist allerdings nur plausibel für Regenschlagkrusten. Handelt es sich um Sedimentkrusten, dann spielt die effektive Tropfenenergie nur mittelbar eine Rolle, nämlich über die Menge suspendierter Partikel. Der Zusammenhang zwischen Reliefausformung und Krustendicke ist im Fall einer Sedimentkruste sehr komplex und soll hier auch nicht näher betrachtet werden, da im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen Sedimentkrusten nur in unbedeutendem Ausmaß beobachtet wurden.

In den Bedeckungsgraden wurden zwischen den Mikroreliefs deutliche Unterschiede gefunden (s. Abb. 51). Während bei feinem Mikrorelief im Mittel auf 82% der Probenoberfläche eine Verschlämmungsschicht erkannt wurde, waren es bei grobem Mikrorelief lediglich 64%. Dieser Unterschied in den Meßergebnissen tritt deshalb auf, weil die Meßmethode die Reliefunterschiede berücksichtigt: Bereiche, in denen vollständige Aggregate auf den CT-Aufnahmen erkennbar sind, die eine Mindestgröße haben und aus der Kruste herausragen, werden als nicht verschlämmt identifiziert (s. Kap. 5.3.1). Bei grobem Mikrorelief sind diese aggregatbesetzten Bereiche deutlich größer als bei feinem Mikrorelief (s.a. Abb. 23-Abb. 28). Wie in Kap. 5.3.1 dargelegt, wurden auch andere Bereiche, wie Risse oder Steine, nicht zur Verschlämmungsschicht hinzugerechnet. Diese Bereiche spielen jedoch von der Größenordnung her nur eine untergeordnete Rolle.

Die Feststellung, daß sich nach der Beregnung um so mehr Aggregate an der Bodenoberfläche befinden, je gröber das Mikrorelief zu Beginn der Beregnung war, deckt sich mit den Untersuchungsergebnissen von HELMING (1992) und RUDOLPH (1997).

Wenn die aggregatbesetzten Oberflächenbereiche, so wie im vorliegenden Fall, als nicht verschlämmt deklariert werden, dann ist dies keinesfalls so zu interpretieren, als hätten diese Bereiche dieselben bodenphysikalischen Eigenschaften wie die unberegnete Bodenoberfläche. Dies betrifft insbesondere die hydraulischen Eigenschaften. Aggregate, für die Lagerungsdichten über 1,7 g/cm³ gemessen wurden (FOHRER 1995; BERKENHAGEN ET AL. 1995), haben eindeutig eine geringere gesättigte Wasserleitfähigkeit als der unverschlämmte Boden. Bei den Beregnungsversuchen wurde sogar beobachtet, daß größere Aggregate auch nach 60 mm Beregnung im Zentrum noch trocken waren. Es wäre also falsch, zur hydraulischen Charakterisierung der Bodenoberfläche für die als unverschlämmt deklarierten Bereiche die gesättigte Wasserleitfähigkeit der unberegneten Bodenoberfläche anzusetzen.

Die Aggregate selbst können nicht als bevorzugte Fließwege angesehen werden. Die höheren Infiltrationsraten, die für grobes Mikrorelief, verglichen mit feinem, gemessen wurden (FOHRER 1995), können in einem anderen Phänomen begründet sein. Wie beispielsweise Untersuchungen von MOLLENHAUER ET AL. (1995) zeigen, können unterhalb von Steinen, die sich auf der Bodenoberfläche befinden, Bereiche mit hoher Wasserleitfähigkeit trotz Beregnung erhalten bleiben, über die das Niederschlagswasser bevorzugt infiltriert. Die Steine fungieren dabei als Schutz vor der Aufprallenergie der Regentropfen, und dieselbe Eigenschaft haben auch die größeren Aggregate, solange sie nicht zerstört sind. Es ist daher anzunehmen, daß höhere Infiltrationsraten bei gröberem Mikrorelief auf derartigen Bereichen mit hoher gesättigter Wasserleitfähigkeit beruhen, die unterhalb stabiler Aggregate auch nach größeren Niederschlagsmengen erhalten bleiben.

Vergleicht man die relativen Krustenvolumina (s. Tab. 5), finden sich bei den variierten Versuchsfaktoren die Tendenzen bestätigt, die für die Krustendicken bzw. Bedeckungsgrade gefunden wurden. Unter den Bodenarten treten beim Schluff die Krusten mit dem relativ größten Volumen auf, während sich die des Lehmes und des Sandes kaum unterscheiden. Dieser Unterschied kommt in erster Linie durch die unterschiedlichen Dicken zustande.

Für die trockenen Anfangsfeuchten errechnen sich deutlich größere Krusten als für die feuchten. Dies beruht sowohl auf größeren Dicken als auch auf größeren Bedeckungsgraden bei "trocken" im Vergleich zu "feucht". Bei den Mikroreliefs ergeben sich die größten Krusten für "fein" und die kleinsten für "grob". Dieser Unterschied beruht nur auf unterschiedlichen Bedeckungsgraden, da die Krustendicken sich im Mittel nicht unterscheiden (s. Abb. 51).

Diese Sachverhalte unterstreichen die Aussage, die aus Abb. 52 hervorgeht, daß nämlich kein Zusammenhang zwischen Krustendicke und Bedeckungsgrad besteht: weder steigt die Krustendicke mit dem Bedeckungsgrad, noch sinkt sie. Dies spricht dafür, daß die beiden Merkmale in ihrer Entstehung im wesentlichen auf zwei getrennte Prozesse zurückgehen: bei konstanten Niederschlagseigenschaften wird die Krustendicke offenbar wesentlich vom Ausmaß der Luftsprengung bestimmt, welche ihrerseits unter anderem vom Wassergehalt und von der Aggregatstabilität abhängt (GÄTH 1995, LE BISSONNAIS 1996). Der Bedeckungsgrad hingegen hängt in erster Linie vom Mikrorelief ab. Auch für die Stabilität des Mikroreliefs ist freilich das Ausmaß der Luftsprengung von Bedeutung: würden die Aggregate an der Bodenoberfläche bei Beregnung sofort vollständig zerfallen, dann wäre damit sofort auch dessen die effektive Niederschlagsenergie mindernde Wirkung aufgehoben.

6.3. Lagerungsdichten innerhalb und unterhalb der Kruste

Dieser Abschnitt behandelt die Ergebnisse der Dichteverläufe in den gipsummantelten Proben in Abhängigkeit von der Tiefe. Dabei ist die Probenoberfläche als Tiefe Null definiert. Diese Tiefe wird in jeder Bildspalte festgelegt durch den Punkt, an dem beim Durchlaufen der Spalte von oben nach unten ein festgelegter Schwellenwert überschritten wird (s. Kap. 5.3.1). Die in den nachfolgenden Diagrammen angegebenen Tiefen charakterisieren in der Probe keine ebenen Bereiche, sondern Schichten, die das Mikrorelief der verschlämmten Probenoberfläche nachzeichnen. Sie werden im folgenden als oberflächenparallele Schichten oder Tiefenschichten bezeichnet. Jeder der in den Diagrammen für einzelne Proben angegebene Meßpunkt stellt das arithmetische Mittel aller Meßwerte einer solchen oberflächenparallelen Schicht dar. Je nach Probe liegt die Anzahl der Werte einer Schicht zwischen 20 000 und 40 000.

In jeder Probe wurde die mittlere Lagerungsdichte für den Bereich von etwa 1 bis 3 cm Tiefe bestimmt. Diese Werte sind in den rechten Hälften der Diagramme in Form von gestrichelten waagerechten Linien angegeben. Es sei darauf hingewiesen, daß die Diagramme zwecks besserer Auflösung in der Darstellung nur bis 12 mm Tiefe gehen. Die gestrichelten Linien kennzeichnen jedoch mittlere Werte aus etwa 10 bis 30 mm Tiefe.

Unter der Annahme, daß die Verschlämmungsschicht nicht tiefer als 10 mm reicht, kennzeichnen diese Linien die Lagerungsdichten im unverschlämmten Bereich. Sie können angesehen werden als Anhaltspunkte für die Lagerungsdichte, die im Bereich der Verschlämmungsschicht vor dem Verschlämmen vorgelegen hat.

In Abb. 53 sind die Meßergebnisse auch für den Bereich von 0 bis 1 mm Tiefe angegeben. Das starke Abfallen der Werte von der Tiefe 1 mm zur Oberfläche hin (Tiefe 0 mm) geht zurück auf das technisch bedingte Weichzeichnen (s. Kap. 5.3.3.4). Die Meßwerte sind dadurch so stark verfälscht, daß über die Gegebenheiten im ersten Millimeter unterhalb der Probenoberfläche keine Aussagen möglich sind. Die Meßwerte aus diesem Bereich sind reine Artefakte und deshalb nicht verwertbar. Sie werden in den nachfolgenden Abbildungen nicht mehr angegeben.

Die Maxima der Lagerungsdichte wurden in allen Fällen in etwa 1,0 mm Tiefe gefunden. Da brauchbare Meßwerte für den Bereich zwischen 0 und 1 mm fehlen, ist es durchaus möglich, daß dort in der Probe noch höhere Lagerungsdichten vorliegen als die gefundenen Maxima.

Bei den in den Diagrammen angegebenen Meßwerten handelt es sich genaugenommen um Ergebnisse für diskrete Tiefenschichten. Da die Schichtabstände jedoch nur 1/6 mm betragen und die Punkte immer dicht nebeneinander liegen, werden die Meßpunktreihen im folgenden zur Vereinfachung auch als Kurven bezeichnet.

Die wesentlichen Merkmale der Kurven sind:

- Lage und Größe des Maximums,
- Form und Verlauf,
- Tiefe, in der die Kurve den Dichtewert des unverschlämmten Bereiches erreicht,
- Differenz zwischen maximaler Lagerungsdichte und Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich.

Da sich herausstellte, daß sich die drei Bodenarten in der Ausgangs-Lagerungsdichte unterschieden, sind in Abschnitt 6.3.1 die Dichten und Kurvenverläufe für die Mittel aus allen Proben einer jeden Bodenart dargestellt. Von Abschnitt 6.3.2 an sind ausschließlich Kurven für einzelne Proben angegeben. Insbesondere zwischen den Parallelen ergaben sich teilweise Unterschiede, die größer waren als die zwischen verschiedenen Behandlungen. Stellvertretend für alle Tiefenschichten wurden für die Schicht in 1 mm Tiefe exemplarisch die Konfidenzintervalle der Mittelwerte (BORTZ 1989) bestimmt. Die Meßwerte streuen nur wenig und liegen in einer sehr hohen Anzahl vor. Dadurch ergeben sich für die Mittelwerte sehr enge Konfidenzintervalle. In der betrachteten Tiefenschicht sind sämtliche Unterschiede zwischen den Mittelwerten sehr hoch signifikant (Irrtumswahrscheinlichkeit < 0,01%). Diese Signifikanz ergibt sich sowohl zwischen verschiedenen Behandlungen als auch zwischen den Parallelen. Diese Aussage ließ sich auch für andere Tiefenschichten nachweisen.

Vor diesem Hintergrund wurde auf eine weitergehende statistische Analyse verzichtet: zum einen, weil die Unterschiede zwischen den Wiederholungen sehr groß waren, und zum anderen, weil sich bei den Behandlungen keine Trends abzeichneten.



6.3.1. Vergleich der Bodenarten

Abb. 53: Lagerungsdichte in Abhängigkeit von der Tiefe, gemittelt über alle Proben einer Bodenart.

Die Lagerungsdichten der Proben in einem Bereich zwischen etwa 1 und 3 cm Tiefe unterhalb der verschlämmten Oberfläche liegen beim tonigen Schluff zwischen 1,34 und 1,41 g/cm³ (Mittel 1,38 g/cm³), beim tonigen Lehm zwischen 1,25 und 1,48 g/cm³ (Mittel 1,41 g/cm³) und beim lehmigen Sand zwischen 1,39 und 1,54 g/cm³ (Mittel 1,49 g/cm³). Tendenziell ist damit in dem genannten Bereich der lehmige Sand am dichtesten und der tonige Schluff am wenigsten dicht. Diese Mittelwerte sind in Abb. 53 als waagerechte Linien in der rechten Hälfte des Diagramms markiert.

Abb. 53 zeigt außerdem für jede der drei Bodenarten die Lagerungsdichte in Abhängigkeit von der Tiefe. Die dargestellten Werte sind jeweils arithmetische Mittel aus allen untersuchten Proben. Dabei sind nicht immer alle Varianten gleich oft vertreten: beim tonigen Schluff beispielsweise ist der Mittelwert aus vier Proben gebildet, beim tonigen Lehm aus acht. Beim tonigen Lehm und beim lehmigen Sand ist die Variante "trocken, mittel" drei- bzw. zweimal vertreten, während alle anderen Varianten nur einmal vorkommen. "Toniger Schluff, grob" wurde nicht untersucht (s.a. Abb. 14, S. 39).

Als Maximum in 1 mm Tiefe ergibt sich für den lehmigen Sand mit 1,93 g/cm³ der höchste Wert, für den tonigen Schluff mit 1,76 g/cm³ der niedrigste. Dazwischen liegt mit 1,82 g/cm³ der Wert für den tonigen Lehm.

Die Tiefe, in der die Dichtekurve den Wert erreicht, der für den unverschlämmten Bereich ermittelt wurde, liegt zwischen 9 und 11 mm. Dabei fällt auf, daß sich die Kurve nur beim Sand asymptotisch derjenigen Linie nähert, die zur Kennzeichnung der Ausgangs-Lagerungsdichte eingezeichnet ist. Bei den beiden anderen Bodenarten schneiden die Verschlämmungsdichtekurven diese waagerechten Linien und laufen unterhalb davon weiter. Wie in den folgenden Abschnitten zu sehen ist, unterliegen die Tiefen dieser Schnittpunkte in den einzelnen Proben Schwankungen, die insbesondere dadurch bedingt sind, daß die Lagerungsdichten im unverschlämmten Bereich sehr unterschiedlich sind.

Die Werte für die einzelnen Proben sind in Abschnitt 6.3.2.4 in Tab. 6 (S. 97) aufgeführt.

6.3.2. Vergleich zwischen den Mikroreliefs und Feuchtestufen innerhalb der Bodenarten

6.3.2.1. Toniger Schluff

Die Kurven mit den Ergebnissen der Dichtemessungen an den Proben des tonigen Schluffes sind in Abb. 54 dargestellt. Die Maxima für die gemessene Lagerungsdichte liegen in 1 mm Tiefe. Dabei ist der Wert für die Probe "mittel, feucht" mit 1,83 g/cm³ um etwa 0,1 g/cm³ höher als die Maxima der anderen drei Proben. Es fällt auf, daß die andere feucht beregnete Probe, " fein, feucht", das niedrigste Maximum aufweist. Entsprechend liegen die Maxima der beiden trocken beregneten Proben dazwischen. Ihre beiden Werte sind sehr ähnlich.

Bei "feucht" weist die Variante mit feinem Mikrorelief das höhere Maximum auf, bei "trocken" die mit mittlerem Mikrorelief.



Abb. 54: Ergebnisse der Dichtemessungen an den Proben des tonigen Schluffes.

Der Kurvenverlauf ist am flachsten bei der Probe "fein, feucht" und am steilsten für die Probe "mittel, feucht". Im Bereich von 1 bis 5 mm Tiefe verlaufen die beiden Kurven für mittleres Mikrorelief praktisch übereinander, von etwa 6 bis 9 mm liegen die beiden Kurven für "feucht" dicht beieinander, ebenso die beiden für "trocken". Die einzige Ähnlichkeit zwischen den beiden "fein"-Proben besteht darin, daß sie in 7 bis 10 mm Tiefe ungefähr parallel verlaufen.

6.3.2.2. Toniger Lehm

Vom tonigen Lehm wurden insgesamt acht Proben untersucht. Die Ergebnisse sind zwecks besserer Übersichtlichkeit in mehreren Diagrammen dargestellt: zum einen komplett (Abb. 55), zum anderen aufgeteilt nach den drei Reliefstufen (Abb. 56 - Abb. 58). In Abb. 57 sind außerdem die drei Parallelen der Variante "mittel, trocken" gegenübergestellt.

Die Maximalwerte liegen alle in 1,0 bis 1,2 mm Tiefe. Ihre Größen beträgt für die Proben der Anfangsfeuchte "trocken" sowie für die Probe "fein, feucht" zwischen 1,82 und 1,85 g/cm³ und für die Proben "mittel, feucht" und "grob, feucht" zwischen 1,77 und 1,79 g/cm³.



Abb. 55: Ergebnisse der Dichtemessungen an allen Proben des tonigen Lehmes.

Wie Abb. 55 zeigt, haben alle Kurven bis in etwa 5 mm Tiefe einen ähnlichen Verlauf. Davon weichen nur die Kurven der Proben "grob, feucht" und "mittel, trocken-II" ab, die parallel dazu, aber etwas höher verlaufen. Mit zunehmender Tiefe driften die einzelnen Kurven auseinander, tendenziell auf die Lagerungsdichten des jeweiligen unverschlämmten Bereiches zu. Diese werden in Tiefen zwischen 7 und 10 mm erreicht.

Bemerkenswert ist der Kurvenverlauf für die Probe "fein, trocken" (s.a. Abb. 56): sie geht in 4 mm Tiefe fast in die Horizontale über, um dann ab 6,5 mm wieder steiler abzufallen. In sämtlichen anderen Kurven nimmt der Betrag der Steigung vom Maximum nach rechts hin kontinuierlich ab. Es kann davon ausgegangen werden, daß es sich bei diesem auffallenden Kurvenverlauf um eine Anomalie handelt, die keineswegs ein Charakteristikum für die entsprechenden Versuchsbedingungen darstellt.

Des weiteren zeigt Abb. 56 im Vergleich der beiden Anfangsfeuchten des feinen Mikroreliefs, daß die beiden Kurven in 1 mm Tiefe annähernd dasselbe Maximum haben und von 1 bis etwa 3 mm praktisch übereinander liegen. Die Lagerungsdichten im unverschlämmten Bereich betragen bei beiden Proben etwa 1,35 g/cm³. Diese Dichte erreichen die Kurven für die beiden Proben in 8 bzw. 10 mm Tiefe.



Abb. 56: Ergebnisse der Dichtemessungen an den Proben des tonigen Lehmes mit der Reliefstufe "fein".



Abb. 57: Ergebnisse der Dichtemessungen an den Proben des tonigen Lehmes mit der Reliefstufe "mittel".

In Abb. 57 sind die Werte für die Proben der beiden Feuchtestufen des Reliefs "mittel" gegenübergestellt. Von der Variante "feucht" wurde eine Probe untersucht, von der Variante "trocken" liegen die Ergebnisse für drei Parallelen vor. Die Proben I und II stammen aus demselben Beregnungskasten, Probe III aus einem anderen. Zunächst werden die Kurven dieser drei Wiederholungen verglichen.

Im Maximum fallen alle drei Kurven praktisch zusammen. Von 1 bis 5 mm liegen die Werte der Probe II durchweg um rund 0,05 g/cm³ über denen der Probe I. Dagegen liegen die Kurven der Proben I und III zwischen 1 und 4 mm quasi übereinander. Die Meßwerte für die Lagerungsdichten im unverschlämmten Bereich sind bei allen drei Proben praktisch gleich. Sie werden bei etwa 5 bis 6 mm Tiefe von den Dichtekurven der Verschlämmungsschichten erreicht. Es ist festzustellen, daß die drei Kurven in diesem Bereich in der Höhe schwanken und leicht unterschiedliche Verläufe zeigen, also nicht übereinander liegen.

Auch bei der feucht beregneten Probe liegt das Maximum in etwa 1 mm Tiefe. Es beträgt jedoch nur 1,77 g/cm³ während es für die drei "trocken"-Parallelen bei etwa 1,84 g/cm³ liegt. Von etwa 2 bis 5 mm Tiefe verlaufen die Kurven von "trocken I" und "trocken III" sehr nahe bei der Kurve von "feucht", während "trocken II", wie oben dargestellt, dort in der Lage von



Abb. 58: Ergebnisse der Dichtemessungen an den Proben des tonigen Lehmes mit der Reliefstufe "grob".

den übrigen abweicht. Für die Variante "feucht" liegt die Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich um fast 0,1 g/cm³ niedriger als für die Parallelen der Variante "trocken". Im Bereich von 5 bis 8 mm Tiefe läuft die "feucht"-Kurve auf den zugehörigen Dichtewert für den unverschlämmten Bereich zu und entfernt sich damit von den drei "trocken"-Kurven. In 8 mm Tiefe erreicht die "feucht"- Kurve den Dichtewert für "unverschlämmt".

Abb. 58 vergleicht die beiden Feuchtestufen bei grobem Mikrorelief. Beide Maxima liegen wiederum in etwa 1 mm Tiefe, und ebenso wie beim Relief "mittel" ist es bei "trocken" etwas höher als bei "feucht". Von etwa 2 bis 5 mm Tiefe liegen beide Kurven fast aufeinander, die Variante "trocken" liegt dabei geringfügig höher.

In den Lagerungsdichten der unverschlämmten Bereiche besteht zwischen beiden Proben eine deutliche Differenz von etwa 0,2 g/cm³. Während die Kurve für "trocken" diesen Wert in etwa 7 mm Tiefe erreicht, läuft die "feucht"-Kurve zwar auf den entsprechenden Wert zu, erreicht ihn aber bis zur dargestellten Tiefe von 12 mm nicht.

6.3.2.3. Lehmiger Sand

Für den lehmigen Sand liegen die Meßergebnisse von sieben Proben vor, darunter sind zwei Parallelen. Sie sind ebenfalls komplett (Abb. 59) und nach Reliefstufen unterteilt (Abb. 60 -Abb. 62) dargestellt.







schlämmten Bereich liegen um 1,5 g/cm³, nur bei einer Probe ("feucht, fein") liegt sie knapp unter 1,4 g/cm³.

Abb. 60: Ergebnisse der Dichtemessungen an den Proben des lehmigen Sandes mit der Reliefstufe "fein".

Abb. 60 zeigt die Kurven der beiden Proben mit feinem Mikrorelief. Sie haben ihre Maxima in etwa 1 mm Tiefe mit 1,97 g/cm³ für "feucht" und 1,93 g/cm³ für "trocken". Beide Kurven fallen bis in etwa 4 mm Tiefe annähernd linear und parallel ab. Dann flacht die "trocken"-Kurve ab und schneidet in 5 mm Tiefe die "feucht"-Kurve. Beide Proben weisen im unverschlämmten Bereich praktisch dieselbe Lagerungsdichte auf. Nur die "feucht"-Kurve erreicht jedoch diesen Wert bei etwa 8 mm Tiefe, die "trocken"-Kurve verläuft im dargestellten Bereich oberhalb dieser Lagerungsdichte.

In Abb. 61 sind die Werte der Proben mit dem Mikrorelief "mittel" verglichen. Dabei liegen für die Feuchtestufe "trocken" Werte von zwei Parallelen aus demselben Beregnungskasten vor. Die Maxima liegen in etwa 1,2 mm Tiefe und betragen 1,90 g/cm³ für die Probe "trocken II" und 1,96 g/cm³ für die Proben "trocken I" und "feucht". Es fällt auf, daß die Kurven für die beiden Parallelproben mit fast konstantem Abstand verlaufen und in etwa 8 mm Tiefe die Werte der Lagerungsdichten des unverschlämmten Bereiches erreichen. Die Kurve der Variante "feucht" verläuft zuerst geringfügig oberhalb der Kurve von "trocken II", schneidet dann diese in etwa 5 mm Tiefe, in etwa 8,5 mm Tiefe dann auch die von "trocken I". Sie geht jedoch im dargestellten Tiefenbereich nicht bis auf die Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich zurück.



Abb. 61: Ergebnisse der Dichtemessungen an den Proben des lehmigen Sandes mit der Reliefstufe "mittel".



Abb. 62: Ergebnisse der Dichtemessungen an den Proben des lehmigen Sandes mit der Reliefstufe "grob".

Abb. 62 zeigt die Werte der Proben mit grobem Mikrorelief. Ihre Maxima liegen in 1 bzw. 1,5 mm Tiefe und betragen beide 1,88 g/cm³. Während die "trocken"-Kurve ab 7 mm Tiefe unterhalb des Wertes von 1,54 g/cm³ für den unverschlämmten Bereich verläuft, erreicht die "feucht"-Kurve den zugehörigen Wert von 1,53 g/cm³ erst in 11 mm Tiefe. Beide Kurven verlaufen ab einer Tiefe von 2 mm annähernd parallel mit einem Abstand von ungefähr 0,04 g/cm³.

6.3.2.4. Zusammenhänge zwischen den Meßwerten

Tab. 6: Zusammenstellung einiger Meßergebnisse aus der Messung der Lagerungsdichten an verschlämmten Proben.

Bodenart	Relief	Feuchte	Α	В	С	D	E
tU	fein	trocken	1,75	1,41	0,34	11,5	6,1
tU	fein	feucht	1,84	1,34	0,50	11	2,9
tU	mittel	trocken	1,76	1,41	0,35	11	8,5
tU	mittel	feucht	1,72	1,37	0,35	8	3,0
tL	fein	trocken	1,84	1,34	0,50	8	4,4
tL	fein	feucht	1,82	1,35	0,47	10	3,8
tL	mittel	trocken	1,83	1,47	0,36	7	2,9
tL	mittel	trocken	1,83	1,48	0,35	6	4,4
tL	mittel	trocken	1,84	1,47	0,37	5	2,6
tL	mittel	feucht	1,77	1,39	0,38	11	4,1
tL	grob	trocken	1,82	1,46	0,36	7	4,8
tL	grob	feucht	1,78	1,25	0,53	11	4,0
IS	fein	trocken	1,93	1,49	0,44	14	4,6
IS	fein	feucht	1,97	1,48	0,49	8	3,1
IS	mittel	trocken	1,96	1,53	0,43	9	3,6
IS	mittel	trocken	1,90	1,50	0,40	8	4,1
IS	mittel	feucht	1,97	1,39	0,58	14	4,7
IS	grob	trocken	1,88	1,54	0,34	7	5,0
IS	grob	feucht	1,88	1,53	0,35	14,5	3,2

A = maximale Lagerungsdichte innerhalb der Verschlämmungsschicht (g/cm³)

 $B = mittlere \ Lagerungsdichte \ im \ Bereich \ von \ etwa \ 10 \ bis \ 30 \ mm \ Tiefe \ (g/cm^3)$

C = Differenz der Werte aus den Spalten A und B (g/cm³)

D = Tiefe der (von oben gesehen) ersten Tiefenschicht, in der die Lagerungsdichte auf den Wert in Spalte B abgesunken ist (mm)

E = visuell ermittelte Krustendicke (mm) (s. Kap. 6.2)

In Tab. 6 sind die in den Abschnitten 6.3.2.1 - 6.3.2.3 angegebenen Kennwerte zusammengefaßt. Ergänzend sind in Spalte "E" die visuell bestimmten Krustendicken aufgeführt (s. Kap. 6.2).

Spalte "C" zeigt die Differenz zwischen dem Dichtemaximum in der verschlämmten Schicht (Spalte "A") und der durchschnittlichen Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich (Spalte "B"). Dieser Wert stellt einen Anhaltspunkt dar für den Betrag, um den die Bodenoberfläche durch die Beregnung maximal verdichtet wird. Der Betrag schwankt zwischen 0,34 und 0,58 g/cm³. In Abhängigkeit von den variierten Parametern Bodenart, Anfangsfeuchte und Mikrorelief zeigt er keinen deutlichen Trend.

In Abb. 63 sind die Werte der Spalten "A" und "B" in einem Diagramm dargestellt. Dort findet sich die Aussage aus Abb. 53 (S. 88) bestätigt, daß sowohl beim Maximum der Kruste (Spalte "A") als auch beim Mittel des unverschlämmten Bereiches (Spalte "B") im tonigen Schluff die Werte am niedrigsten sind, im lehmigen Sand dagegen am höchsten. Die Werte für den tonigen Lehm liegen jeweils dazwischen. Betrachtet man jede Bodenart separat, so ist in der Lagerungsdichte kein Zusammenhang zu erkennen zwischen dem Maximum in der Kruste und dem Mittel des unverschlämmten Bereiches.

Ähnliche Resultate brachten die Gegenüberstellungen der Ausgangsgrößen Mikrorelief bzw. Anfangsfeuchte mit den in den Spalten "A" bis "E" aufgeführten Werten. Beim tonigen Lehm sind die Tiefenangaben in Spalte "D" (Tiefe, in der die Lagerungsdichte der oberflächenparallelen Schicht und die Lagerungsdichte des unverschlämmten Bereiches zusammenfallen)



Abb. 63: Gegenüberstellung der maximalen Lagerungsdichten innerhalb und der mittleren Lagerungsdichten unterhalb der Verschlämmungsschicht, aufgeteilt nach den drei Bodenarten.



Abb. 64: Vergleich der über Dichtemessungen ermittelten Größen für die Krustendicke mit den visuell bestimmten Krustendicken.

für die "feucht"-Proben ungefähr um die Hälfte größer als die der "trocken"-Proben. Diese Tendenz findet sich jedoch in den Proben der anderen zwei Bodenarten nicht bestätigt. Zusammenhänge dieser Art, die für alle Proben gelten, konnten durchweg nicht gefunden werden.

Dasselbe gilt für die Gegenüberstellungen von Werten der Spalten "A" bis "E". Als Beispiel zeigt Abb. 64 die Werte der Spalte "E" aufgetragen gegen die Werte der Spalte "D". Die Ordinate gibt die mittleren Krustendicken an, die mit der visuellen Analyse (Kap. 6.2) bestimmt wurden, die Abszisse die Tiefen, in denen die Lagerungsdichte der oberflächenparallelen Schicht auf die Lagerungsdichte des unverschlämmten Bereiches abgesunken ist. Beide Größen stellen Angaben zur Krustendicke dar, die nach verschiedenen Ansätzen ermittelt wurden: die Werte der Ordinate (Spalte "E") basieren auf einer visuellen Bildinterpretation, während die Werte der Abszisse (Spalte "D") über Meßwertvergleiche bestimmt wurden. Wie die Punktwolke zeigt, liefern beide Verfahren völlig unterschiedliche Ergebnisse, die darüber hinaus in keiner Weise miteinander korreliert sind.

Zu ähnlichen Aussagen führen andere Gegenüberstellungen der Werte in den Spalten "A" bis "E" der Tab. 6. Auf eine grafische Veranschaulichung dieses Sachverhaltes wird hier verzichtet. Die wesentlichen Aussagen aus diesen Vergleichen können, bezogen auf 60 mm Niederschlag in 2 Stunden, wie folgt zusammengefaßt werden:

- Die mittlere Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich und die maximale Lagerungsdichte in der Kruste hängen von der Bodenart ab.
- Weder das Mikrorelief noch die Ausgangsfeuchte haben einen Einfluß auf die maximale Lagerungsdichte in der Kruste, auf die Differenz zwischen Dichtemaximum in der Kruste und mittlerer unverschlämmter Lagerungsdichte oder auf die Krustendicke.
- Es besteht kein Zusammenhang zwischen der mittleren Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich und der maximalen Lagerungsdichte in der Kruste.
- Die ermittelten Krustendicken sind unabhängig von der maximalen Lagerungsdichte in der Kruste und von der Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich.
- Die visuell ermittelten Krustendicken sind mit den aus Meßwertvergleichen bestimmten Tiefenangaben nicht korreliert.

6.3.2.5. Heterogenität der Lagerungsdichten

Jeder der in Abb. 53 bis Abb. 62 dargestellten Punkte stellt, wie eingangs erläutert, das arithmetische Mittel aus vielen tausend Einzelwerten dar. Für jede Probe stellt die Standardabweichung dieser Einzelwerte ein Maß dar für deren Streuung um den jeweiligen Mittelwert. Diese Standardabweichung ist geeignet als Meßgröße dafür, wie homogen eine einzelne Tiefenschicht in Bezug auf ihre Lagerungsdichte aufgebaut ist.

Abb. 65 zeigt, aufgeteilt nach den drei Bodenarten, für jede Tiefenschicht diese Standardabweichung. Der angegebene Wert stellt das arithmetische Mittel der Standardabweichungen für die zugehörigen Proben jeder Bodenart dar: beim tonigen Schluff ist es der Mittelwert aus vier Standardabweichungen, da vier Proben vermessen wurden, entsprechend beim tonigen Lehm aus acht und beim lehmigen Sand aus sieben Standardabweichungen.

Es ist zu erkennen, daß die Standardabweichungen im Mittel bei allen drei Bodenarten in 1 mm Tiefe, also beim Beginn der Meßwertdarstellung, am kleinsten sind und mit der Tiefe größer werden. Die Verschlämmungsschicht ist demnach im Hinblick auf die Lagerungsdichte relativ homogen aufgebaut, verglichen mit dem unverschlämmten Bereich, in dem die Lagerungsdichten stärker streuen. Der unverschlämmte Bereich weist also eine stärkere Gefügedifferenzierung auf als die Verschlämmungsschicht.
Des weiteren zeigt sich, daß die Proben des tonigen Schluffes weniger heterogen aufgebaut sind als die der beiden anderen Böden. Dies gilt für den verschlämmten wie für den unverschlämmten Bereich. Innerhalb der jeweiligen Bodenart konnte kein Effekt der Anfangsfeuchte oder des Mikroreliefs auf die Streuung innerhalb einer Tiefenschicht beobachtet werden.

6.3.3. Diskussion der Lagerungsdichten innerhalb und unterhalb der Krusten

6.3.3.1. Charakterisierung der Lagerungsdichte unterhalb der Kruste

Die Lagerungsdichten unterhalb der Krusten wurden bestimmt als Mittelwerte aus Messungen für die Schichten in etwa 1 bis 3 cm unterhalb der Bodenoberfläche (s. Kap. 5.3). Zunächst fällt auf, daß die Werte (s.a. Tab. 6) beim tonigen Schluff (1,34 - 1,41 g/cm³) und beim lehmigen Sand (1,48 - 1,54 g/cm³) näher beieinander liegen als beim tonigen Lehm (1,34 - 1,48 g/cm³), läßt man die zwei Ausreißer außer Acht (1,25 g/cm³ - tL; 1,39 g/cm³ - lS). Diese Feststellung ist allerdings bei der geringen Probenanzahl nicht statistisch abzusichern. Es gibt auch keine plausible Erklärung für die unterschiedliche Streuung. Die Tendenz in den Streuungen findet sich in den von FOHRER (1995) gemessenen Daten zur Lagerungsdichte in 0 - 1 cm Tiefe im unberegneten Zustand auch nicht bestätigt.

Es bleibt festzuhalten, daß die Werte zwischen den Proben merklich schwanken, obwohl sie



Abb. 65: Standardabweichung der Meßwerte in den einzelnen Tiefenschichten, gemittelt über alle Proben.

über etwa ein Drittel der jeweiligen Probengrundfläche gemittelt wurden.

Als eine Ursache für die Schwankungen in der mittleren Lagerungsdichte kommen Unterschiede in der angewendeten Auflast beim Einbau in Betracht. Ein weiterer Grund kann in unterschiedlichen Gehalten von Aggregaten in den betrachteten Probenausschnitten liegen. Aggregate sind deutlich dichter als nicht aggregierte Bereiche. Für die untersuchten Böden bestätigen dies, weitgehend unabhängig von der Aggregatgröße, Messungen von FOHRER (1995) und BERKENHAGEN ET AL. (1995). Wenn ein Probenausschnitt einen hohen Anteil größerer Aggregate enthält, deren Zwischenräume mit kleineren Aggregaten und mit nicht aggregiertem Material verfüllt sind, so ergibt sich eine höhere Lagerungsdichte als für einen Probenausschnitt, der nicht aggregiertes Material oder nur kleinere Aggregate enthält, zwischen denen die Zwischenräume kaum verfüllt sind.

Es ist anzunehmen, daß die Beregnungskästen nicht gleichmäßiger als mit den gefundenen Schwankungen präpariert werden konnten. Dieser Effekt ist auch unter Freilandbedingungen bei maschineller Bearbeitung zu erwarten. Die Heterogenität innerhalb der Beregnungskästen stellt also die Übertragbarkeit der Meßergebnisse auf Freilandbedingungen nicht in Frage.

Die Tatsache, daß die Lagerungsdichten beim Schluff am niedrigsten und beim Sand am höchsten sind, deckt sich mit den Angaben von FOHRER (1995). Die dort gegebene Erklärung, daß die dichtere Lagerung durch einen geringeren Sortierungsgrad bedingt ist, kann übernommen werden.

Die von FOHRER (1995) mit Hilfe von Ministechzylindern gemessenen Werte liegen durchweg um 0,2 bis 0,3 g/cm³ niedriger als die mit der CT-Messung gefundenen Werte. Die Ursache hierfür dürfte in Störungen bei der Entnahme der Zylinder liegen, die auch von FOHRER (1995) selbst in Betracht gezogen wurden. Außerdem werden in die CT-Auswertung auch größere Aggregate entsprechend ihrer Verteilung im Boden einbezogen, die nicht in die Stechzylinder gepaßt hätten. Diese Aggregate weisen wesentlich höhere Lagerungsdichten auf als nicht aggregierte Bereiche (BERKENHAGEN ET AL. 1995) und heben so den Mittelwert an.

Die mittleren Lagerungsdichten sind in den Ergebnisdiagrammen als waagerechte Linien angegeben. Dieser waagerechte Verlauf muß nicht den tatsächlichen Gegebenheiten entsprechen. Es kann beispielsweise bereits durch die Befüllungstechnik der Beregnungskästen zu einem ungleichmäßigen Dichteverlauf kommen. Solche Strukturunterschiede konnten an anderen Proben mit Hilfe von CT-Aufnahmen bereits nachgewiesen werden (JENSSEN & HEYERDAHL 1988). Auch auf den Beispielsbildern (Abb. 23-Abb. 28, S. 49-51) sind derartige Phänomene ansatzweise zu erkennen.

6.3.3.2. Abschätzung der Krustendicke

Wie bei FOHRER (1995) ausgeführt ist, wird in Berechnungsmodellen für die hydraulischen Eigenschaften der Verschlämmungsschicht meist eine Angabe über deren Dicke benötigt oder angenommen (z.B. EDWARDS & LARSON 1969, CHU 1985, HILLEL & GARDNER 1970, FALAYI & BOUMA 1975, BRAKENSIEK & RAWLS 1983, BAUMHARDT ET AL. 1990). Eine solche Größe ist aus verschiedenen Gründen nicht ohne weiteres zu bestimmen. Zum einen ist die Verschlämmungsschicht nicht einheitlich in ihrer Mächtigkeit (ROTH 1992), zum anderen ist nicht grundsätzlich davon auszugehen, daß es eine klare untere Grenze der Verschlämmungsschicht gibt. Während in mikromorphologischen Untersuchungen häufig eine solche Grenze markiert ist (z.B. BRESSON & BOIFFIN 1990), vertreten beispielsweise MUALEM ET AL. (1990a) den Standpunkt, daß der Übergang zwischen Verschlämmungsschicht und unverschlämmtem Bereich fließend ist.

Diese Schwierigkeiten bestehen auch bei den zwei hier gewählten Vorgehensweisen zur Charakterisierung der Krustendicke. Die ermittelten Kennwerte können nicht ohne weiteres gleichgesetzt werden mit den Dicken, die für die erwähnten Berechnungsmodelle erforderlich sind. In der vorliegenden Arbeit wurden zwei verschiedene Vorgehensweisen zur Bestimmung der Krustendicke gewählt, die miteinander nicht korrelierte Ergebnisse liefern (s.a. Abb. 64, S. 99). Beide Vorgehensweisen sind jedoch sachlich begründbar.

Die obere Grenze der Verschlämmungsschicht wird nach visueller Einschätzung am Monitor mit dem Schwellenwert (s. Kap. 5.3.1) sinnvoll detektiert. Diese Bestimmung der Tiefe 0 mm (= Oberkante) wird damit für die Dickenabschätzung als hinreichend genau angesehen. Dieser Verarbeitungsschritt erfolgt bei beiden Verfahren in gleicher Weise.

Die Abweichungen in den Ergebnissen sind daher nur durch die grundsätzlich unterschiedliche Festlegung der Untergrenze bedingt. In diesem Abschnitt (6.3) wird als Kennwert für die Krustendicke der Abstand herangezogen zwischen der Probenoberkante und der Tiefe, in der die Lagerungsdichte im Tiefenprofil auf die mittlere Lagerungsdichte des unverschlämmten Bereiches abgesunken ist (Spalte D in Tab. 6). Letztere sind in den Ergebnisdiagrammen (Abb. 54 - Abb. 62) als waagerechte Linien eingezeichnet.

Die Kruste weist eine höhere Lagerungsdichte auf als der unverschlämmte Bereich. Dies spricht dafür, ihre Untergrenze in derjenigen Tiefe zu definieren, in der die unverschlämmte Lagerungsdichte erreicht wird. Für den verschlämmten Bereich ist allerdings die genaue Lagerungsdichte im Zustand vor der Beregnung nicht exakt bekannt, sondern wird über einen Mittelwert geschätzt. Die Dichten vor der Beregnung müssen in den betreffenden Tiefen nicht zwangsläufig mit den Mittelwerten übereinstimmen, die als waagerechte Linien angegeben sind. Daher läßt sich auch nicht genau überprüfen, ob der hier diskutierte Kennwert die Krustendicke exakt angibt. Bereits eine leichte vertikale Verschiebung der waagerechten Linie würde den Schnittpunkt mit der Verschlämmungsdichtekurve stark nach links oder rechts verrücken und damit den Wert für die Krustendicke deutlich ändern.

Die im Abschnitt 6.2 (S. 74 ff.) angewendete Dickenabschätzung ähnelt der Vorgehensweise bei mikromorphologischen Untersuchungen von Krusten. Diese orientieren sich gewöhnlich ebenfalls an visuell analysierten Merkmalen (s. BRESSON & BOIFFIN 1990, SLATTERY & BRYAN 1994). In der Mikromorphologie werden freilich deutlich höhere Auflösungen erreicht. Beim Vergleich einer CT-Aufnahme mit einem Dünnschliff derselben Schicht zeigte sich jedoch, daß die Untergrenze auf der CT-Aufnahme sehr nahe bei derjenigen Position erkannt wurde, an der sie auf dem Dünnschliff zu sehen war (BERKENHAGEN ET AL. 1994). Dies ist ein Argument für die Anwendbarkeit der visuellen Methode.

VALENTIN & BRESSON (1992) zitieren Werte zur Krustendicke von BOIFFIN & MONNIER (1986), BRESSON & BOIFFIN (1990) und CASENAVE & VALENTIN (1992), die mikroskopisch ermittelt wurden. Die Angaben für Regenschlagkrusten reichen von 1 bis über 15 mm. Ein Vergleich mit Literaturangaben gibt also keinen Aufschluß darüber, welche der beiden Vorgehensweisen hier die realistischeren Werte liefert.

Mit dem manuellen Verfahren (Kapitel 6.2) wurden mittlere Krustendicken zwischen 3 und 5 mm ermittelt. Betrachtet man in Abb. 53 die mittleren Lagerungsdichten in diesen Tiefen, so fällt auf, daß diese dort um etwa 0,15-0,25 g/cm³ höher liegen als die für den unverschlämmten Bereich angegebenen mittleren Lagerungsdichten. Diese Differenzen sind dadurch zu erklären, daß es sich bei den visuell ermittelten Dickenangaben um Mittelwerte handelt: Teilbereiche der Krusten reichen in größere Tiefen hinab, an anderen Stellen ist die Kruste wiederum dünner (s.a. Abb. 66).

Prinzipiell ist bei der visuellen Bestimmung ein niedrigerer Wert zu erwarten als bei der Bestimmung durch den Dichtevergleich, wie Abb. 66 veranschaulicht. Dort sind zwei Fälle mit unterschiedlichem Verlauf der unteren Grenzlinien schematisch dargestellt. Bei der visuellen Methode wird der mittlere Abstand zwischen beiden Linien berechnet, der als "Tiefe 1" gekennzeichnet ist. Beim Dichtevergleich ergibt sich "Tiefe 2" als Resultat, weil erst in dieser Tiefe die erste oberflächenparallele Schicht vollständig unverschlämmt ist. Unter der berechtigten Annahme, daß die Kruste dichter ist als der unverschlämmte Bereich, würde jeder noch so kleine Teil der Kruste, der fingerförmig in die Tiefe reicht, die durch Dichtevergleich ermittelte Krustendicke erhöhen. Deshalb ist in beiden abgebildeten Fällen die Tiefe 1 gleich, während die Tiefe 2 rechts weiter unten liegt als links.



Abb. 66: Schema zur Verdeutlichung der Ursachen für die Unterschiede in den Resultaten der zwei Verfahren zur Dickenbestimmung.

Im rechten Fall streuen die Tiefenwerte stärker als im linken. Wenn der geschilderte Effekt die einzige Ursache für die Unterschiede in den beiden Verfahren wäre, dann müßte die Standardabweichung der visuell ermittelten Dicken um so größer werden, je größer die Tiefe 2 ist. Wie Abb. 67 zeigt, besteht jedoch zwischen diesen beiden Größen praktisch kein Unterschied. Das bedeutet, die Streuung der Dickenwerte kann nicht die alleinige Ursache für die Unterschiede in den Ergebnissen der beiden Verfahren sein.



Abb. 67: Streuung der visuell ermittelten Dickenwerte in Abhängigkeit von der Dickenangabe, die aus dem Dichtevergleich ermittelt wurde.

Diejenige Vorgehensweise, die für die Charakterisierung der Krustendicke am meisten überzeugen dürfte, ist der Vergleich der Dichten an ein- und derselben Probe vor und nach der Beregnung. Derartige Untersuchungen sind in Kapitel 6.4 dargestellt.

6.3.3.3. Lagerungsdichten innerhalb der Verschlämmungsschicht

Wie in Abschnitt 6.3.2.4 (S. 97) dargelegt wurde, konnte lediglich für die Bodenart eine eindeutige Auswirkung auf die Lagerungsdichten innerhalb und unterhalb der Verschlämmungsschicht festgestellt werden. Sowohl im unverschlämmten Bereich als auch in der Verschlämmungsschicht waren die Lagerungsdichten beim lehmigen Sand am höchsten und beim tonigen Schluff am niedrigsten (s.a. Abb. 53, S. 88). Wie für den unverschlämmten Bereich (s. Abschnitt 6.3.3.1), so kann auch für den verschlämmten Bereich die Erklärung hierfür von FOHRER (1995) übernommen werden: der tonige Schluff weist den geringsten Ungleichförmigkeitsgrad auf und der lehmige Sand den größten; das Material wird unter sonst gleichen Bedingungen mit steigendem Ungleichförmigkeitsgrad immer höher verdichtet.

Ein Einfluß der Faktoren Anfangsfeuchte und Mikrorelief auf den Verlauf der Lagerungsdichte innerhalb der Verschlämmungsschicht konnte in den Untersuchungsergebnissen nicht gefunden werden. HECKER (1995) fand für den tonigen Schluff (Mikrorelief "mittel") eine lineare Abnahme der Lagerungsdichte mit der Tiefe bei feuchten Ausgangsbedingungen gegenüber einer zunächst steilen und dann flachen Abnahme bei trockenen Ausgangsbedingungen. In der vorliegenden Untersuchung konnte diese Tendenz in den Vergleichen zwischen "trocken" und "feucht" nicht bestätigt werden.

Die in der Literatur dokumentierten mikromorphologisch gefundenen Unterschiede in Krusten zwischen trockenen und feuchten Ausgangsbedingungen (z.B. BRESSON & CADOT 1992, VA-LENTIN & BRESSON 1992, LE BISSONNAIS 1990) spiegeln sich in den gemessenen Lagerungsdichten-Tiefen-Profilen nicht wider. Es ist nicht zu erkennen, daß bei einer der Varianten eine Einwaschung von Feinmaterial in größere Tiefen erfolgte, so daß eine tiefer reichende Erhöhung der Lagerungsdichte feststellbar wäre.

HELMING (1992) und RUDOLPH (1997) zeigten die Relevanz des Mikroreliefs für die effektive Niederschlagsenergie auf. Bei ansonsten identischen Niederschlagsmerkmalen ergab sich für das grobe Mikrorelief die geringste effektive Niederschlagsenergie und für das feine Mikrorelief die höchste. Beide Autorinnen konnten in Beregnungsversuchen die Unterschiede im Oberflächenabfluß zwischen den drei Mikroreliefstufen "grob", "mittel" und "fein" bei gleicher Beregnung auf die Unterschiede in den effektiven Niederschlagsenergien zurückführen. Die geringe effektive Niederschlagsenergie bei grobem Mikrorelief ließ zunächst auch eine geringere Verdichtung der Bodenoberfläche infolge des Tropfenaufpralls erwarten. In den gemessenen Lagerungsdichten-Tiefen-Profilen fand sich dies nicht bestätigt. Die Erklärung hierfür ist dieselbe wie bei der Erörterung von Krustendicke und Bedeckungsgrad (s. Abschnitt 6.2.6, S. 82 ff.): bei der gewählten Vorgehensweise der Bildanalyse werden nur die verschlämmten Bereiche ausgewertet. Diese sind bereits weitgehend eingeebnet, so daß eine Minderung der effektiven Niederschlagsenergie kaum noch gegeben ist.

Weder zwischen den Feuchtestufen noch zwischen den Mikroreliefstufen konnten Unterschiede in der Streuung von Dichtewerten innerhalb derselben Tiefenschicht gefunden werden. Dies ist ein Hinweis darauf, daß auch keine Unterschiede in der Heterogenität der Bodenstruktur im verschlämmten Bereich vorliegen.

In Abschnitt 6.2.6 (S. 82 ff.) wurde die Frage aufgeworfen, ob die in trockenem Ausgangszustand beregneten Proben des tonigen Schluffes bis in größere Tiefen verdichtet sind als die in feuchtem Ausgangszustand beregneten Proben. Eine Verdichtung bis in größere Tiefe würde auf eine tiefer reichende Einlagerung von dispergiertem Material hinweisen. Abb. 54 (S. 90) zeigt, daß die trokken beregneten Proben ab 5 mm Tiefe dichter sind als die feucht beregneten. Beide trocken beregneten Proben weisen jedoch auch im unverschlämmten Bereich höhere Lagerungsdichten auf (s. Tab. 6, S. 97). Es ist also auch mit Hilfe des Lagerungsdichten-Tiefen-Profils nicht eindeutig zu klären, ob die bei den trocken beregneten Proben des tonigen Schluffes bis in eine Tiefe von 6,5 - 8 mm sichtbare geringere strukturelle Differenzierung auf eine Verformung ohne Dichteänderung oder auf eine Verlagerung mit Dichtezunahme zurückgeht. Die Unterschiede, die FOHRER (1995) und RUDOLPH (1997) in den hydraulischen Messungen in Abhängigkeit von den variierten Parametern gefunden hatten, ließen erwarten, daß sich auch morphologische Unterschiede in den Verschlämmungsschichten nachweisen lassen. Die hier präsentierten morphologischen Untersuchungsergebnisse bestätigen dies nur sehr begrenzt (s.a. Kap.6.2).

Dennoch ist diese Annahme nicht grundsätzlich abzulehnen. Zwei Aspekte sind weiterhin unberücksichtigt. Zum einen kennzeichnen sämtliche Meßwerte den Zustand der Proben nach einer Beregnung mit 60 mm in 2 Stunden. Es ist vorstellbar, daß sich die Verschlämmungsschichten bei geringeren Niederschlagsmengen sehr wohl morphologisch in Abhängigkeit von den variierten Parametern unterscheiden, daß diese Unterschiede jedoch mit zunehmender Niederschlagsmenge verschwinden.

Zum anderen geben die hier erzielten Ergebnisse keinen Aufschluß über den Aufbau des ersten Millimeters unterhalb der Probenoberfläche. Dieser Bereich ist am stärksten durch den Tropfenaufprall beeinträchtigt. Nach 60 mm Niederschlag ist davon auszugehen, daß diese Zone, unabhängig von den Ausgangsbedingungen, weitgehend homogenisiert ist. Diese Annahme wird unterstützt durch die in Abschnitt 6.3.2.5 dargelegten Analysen, nach denen die Heterogenität einer Tiefenschicht oben am geringsten ist und mit der Tiefe zunimmt. Bei wesentlich geringeren Niederschlagsmengen ist jedoch vorstellbar, daß sich auch im ersten Millimeter Unterschiede in der Morphologie in Abhängigkeit von den Ausgangsbedingungen ergeben. Diese Unterschiede wären nach 60 mm zwar nicht mehr sichtbar, dennoch könnten sie sich in der Anfangsphase des Niederschlagsereignisses auf das Infiltrationsgeschehen auswirken.

Weil die Proben nach der Beregnung zunächst getrocknet und erst dann im Tomographen gescannt wurden, haben sie sich durch Schrumpfung strukturell verändert, was auch am Auftreten von Schrumpfrissen deutlich wurde. Es ist jedoch davon auszugehen, daß Proben, die sich nur im Anfangswassergehalt oder im Mikrorelief unterscheiden, kein unterschiedliches Schrumpfverhalten zeigen. Dann verändert der Schrumpfungsprozeß alle Proben einer Bodenart in gleichem Maße, und etwaige strukturelle Unterschiede oder Ähnlichkeiten bleiben erhalten. Das Schrumpfen kann also die absoluten Meßwerte für die Lagerungsdichten beeinflussen. Für den Vergleich zwischen den Proben derselben Bodenart hat die Schrumpfung jedoch keine Bedeutung.

Auffallend sind die deutlichen Differenzen zwischen den Meßergebnissen für die Parallelproben "trocken, mittel" des Schluffes und des Sandes. Eine Erklärungsmöglichkeit hierfür ist, daß trotz des standardisierten Präparationsverfahrens und der einheitlichen Beregnung kleinräumige Unterschiede in Bodenstruktur und Niederschlagsmerkmalen vorlagen, wie es auch für die Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich beobachtet wurde (s. a. Abschnitt 6.3.3.1, S. 101). Die schwankende Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich allein reicht als Erklärung für die Unterschiede in den Lagerungsdichten-Tiefen-Profilen zwischen Parallelproben nicht aus, da kein Zusammenhang gefunden wurde zwischen der Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich und Merkmalen der Verschlämmungsschicht, wie Dicke oder Maximaldichte (s. Tab. 6, S. 97). Als mögliche Ursache für die Unterschiede kommt eine ungleichmäßige Verteilung von Tropfengröße und Niederschlagsintensität über die Beregnungsfläche in Frage. Dies ist denkbar, auch wenn regelmäßig diese Verteilung überprüft und der Kapillarregner gereinigt wurde.

Eine weitere mögliche Ursache für die Differenzen zwischen den Parallelproben kann in Unterschieden zwischen den topographischen Gegebenheiten der Entnahmestellen liegen. Es ist nicht auszuschließen, daß es sich bei den Entnahmestellen teils um kleinräumige Kuppen, teils um kleinräumige Senken handelte. Diese Gegebenheiten waren mit bloßem Auge bei der Entnahme nicht immer erkennbar. Des weiteren konnten die Proben auch nicht immer in derselben Entfernung vom Hangfuß entnommen werden, weil die für die Entnahme geeigneten Bereiche durch vorangegangene anderweitige Beprobungen eingegrenzt waren.

Befindet sich der Probenausschnitt in einer kleinräumigen Senke oder nahe am Hangfuß, so ist dort die Sedimentation als Teilprozeß der Verschlämmungsbildung eher zu erwarten als auf einer kleinräumigen Kuppe oder am "Oberhang". Sedimentkrusten unterscheiden sich mikromorphologisch von Regenschlagkrusten (VALENTIN & BRESSON 1992), und deshalb sind zwischen beiden auch Unterschiede in den Lagerungsdichten-Tiefen-Profilen denkbar. Es ist daher vorstellbar, daß bei ansonsten identischen Rahmenbedingungen die topographische Lage des Probenausschnittes einen Einfluß auf das Dichten-Tiefen-Profil hat. Nach Augenschein waren die Differenzen in den Sedimentmengen sehr gering; dabei waren zwischen kleinräumigen Kuppen und Senken eher Unterschiede zu erkennen als zwischen "Oberhang" und "Unterhang".

Es ist grundsätzlich denkbar, daß die Proben nicht groß genug waren, um ein Meßergebnis zu erzielen, das für den gesamten Beregnungskasten repräsentativ wäre. Möglicherweise erstreckten sich zufällige Schwankungen in den Verschlämmungseigenschaften über Bereiche, die größer waren als die entnommenen Proben.

So wie praktisch jede Bodeneigenschaft auch kleinräumig einer gewissen Schwankung unterliegt, variieren auch die Merkmale der Verschlämmungsschicht auf einer Fläche. Um eine Fläche von der Größe eines Beregnungskastens in Bezug auf die Verschlämmungsschicht genauer zu charakterisieren, wäre eine geostatistische Analyse (AKIN & SIEMES 1988) vorzunehmen. Damit läßt sich untersuchen, wie stark die Merkmale in Abhängigkeit vom räumlichen Abstand der Meßpunkte variieren. Das vorliegende Probenmaterial war hierfür nicht geeignet, da nur die geringen horizontalen Meßpunktabstände von weniger als 14 cm innerhalb einer Probe analysiert werden können. Der Abstand zwischen den Proben, die aus demselben Beregnungskasten stammten, wurde bei der Entnahme nicht erfaßt. Werte von Meßpunkten mit Abständen zwischen 20 und 80 cm waren somit nicht verfügbar.

Die Übertragung der Aussagen auf Felddimensionen setzt eine weitere Erhöhung der Meßpunktabstände voraus. Dies ist durch Probenahme im Freiland mit paralleler Erfassung von Niederschlagsmerkmalen zu realisieren.

6.4. Morphologie der Verschlämmungsschichten nach unterschiedlichen Beregnungsmengen

6.4.1. Ergebnisse

Fünf Proben in Acrylglasbehältern wurden beregnet und gescannt, um den Einfluß steigender Niederschlagsmengen auf die Verschlämmungseigenschaften zu bestimmen. Die Einflußfaktoren Bodenart, Mikrorelief und Anfangsfeuchte wurden dabei konstant gehalten: für die Untersuchung wurde der tonige Schluff in der Mikroreliefstufe "mittel" bei der Ausgangsfeuchte "trocken" verwendet (s. a. Abb. 14, S. 39). Jede Probe wurde zweifach im Tomographen gescannt, einmal vor und einmal nach der Beregnung.

Niederschlags-		CT-M	Lagerungsdichte			
Gefäß Nr.	menge	vor Beregnung nach Beregnung		vor Beregnung		
I;	15 mm	1448	1474	1,34		
II;	30 mm	1516	1588	1,40		
III;	45 mm	1482	1532	1,37		
IV;	60 mm	1481	1506	1,37		
V;	75 mm	1450	1506	1,34		

Tab. 7: Meßwerte für den Bereich von etwa 1 bis 3 cm Tiefe der Proben in Acrylglasbehältern.

Die Lagerungsdichten im inneren Bereich der Proben wurden für den Bereich von etwa 1 bis 3 cm unterhalb der Bodenoberkante (s. Merkmal "X" in Abb. 20, S. 48) vor und nach der Beregnung bestimmt, indem für jede der 5×2 Aufnahmeserien in 30 Aufnahmen die CT-Meßwerte des genannten Bereiches zu je einem Mittelwert zusammengefaßt wurde. Tab. 7 zeigt diese Mittelwerte sowie für die unberegneten Proben die daraus nach Formel [16] (S. 30) berechneten Lagerungsdichten. Diese Werte dienen als Kriterium zur Abschätzung, wie gleichmäßig die Probengefäße im Vergleich zueinander befüllt waren.

Tab. 8: Wassergehalte der Proben in Acrylglasbehältern in 0 - 1 cm Tiefe zum Zeitpunkt des zweiten Aufnahmedurchganges.

	Probe	Ι	ΙΙ	III	IV	V
Wasser	Gew%	1,8	2,4	2,0	2,2	2,4
	Vol% (für dB=1,5 g/cm ³)	2,7	3,6	3,0	3,3	3,6

Die höheren CT-Meßwerte der beregneten Proben im Vergleich zum unberegneten Zustand sind in erster Linie auf den höheren Wassergehalt zurückzuführen. Alle Behälter waren bei der zweiten Aufnahme schwerer als bei der ersten (s. Tab. 8). Wie Tab. 8 ferner zeigt, wiesen alle Proben im oberen Zentimeter sehr ähnliche gravimetrisch bestimmte Wassergehalte auf, die denen vor der Beregnung entsprachen (s. Abschnitt 5.1.2.3, S. 40). Dies bedeutet, daß der Wassergehalt mit der Tiefe zunahm, nahe der Oberfläche war das Material hingegen lufttrokken. Für die Berechnung der Lagerungsdichten aus den CT-Meßwerten konnte deshalb für Werte bis aus 1 cm Tiefe die Formel [16] für trockenen Boden verwendet werden, und zwar sowohl vor als auch nach der Beregnung (s.a. Abschnitt 5.3.2).



Abb. 68: Lagerungsdichten-Tiefen-Profile der verschlämmten Proben in Acrylglasbehältern. Ein Vergleich zwischen korrespondierenden Aufnahmen vor und nach der Beregnung ermöglicht eine Bilanzierung der Materialumlagerung. Die Differenz der CT-Meßwerte an einer Stelle läßt sich umrechnen in eine Änderung der Lagerungsdichte. Die Oberfläche der verschlämmten Probe, charakterisiert durch einen Schwellenwert, dient hierbei als Referenzhöhe. Oberhalb dieser Höhe, also für negative Tiefenwerte, ergeben sich rechnerisch Abnahmen der Lagerungsdichte (s.a. Abb. 35, S. 58), was bedeutet, daß aus diesem Bereich im Verlauf der Beregnung Material entfernt wurde. Unterhalb der Referenzlinie, also für positive Tiefenwerte, sind die Werte der Lagerungsdichten nach der Beregnung höher als vor der Beregnung. In diesem Bereich wurde die Probe durch den Tropfenaufprall und durch Einwaschung von Feinmaterial verdichtet.



Abb. 69: Lagerungsdichten-Tiefen-Profile der Proben in Acrylglasbehältern im unverschlämmten Zustand. Als Bezugshöhe für die Tiefe 0 mm dient die Oberfläche im verschlämmten Zustand.



Abb. 70: Änderung der Lagerungsdichten durch Beregnung bei verschiedenen Beregnungsmengen. Die Tiefenangaben sind bezogen auf den Abstand zur verschlämmten Probenoberfläche.

In Abb. 68 sind für die fünf unterschiedlich hoch beregneten Proben die Tiefenprofile der Lagerungsdichte im verschlämmten Zustand dargestellt, in Abb. 69 diejenigen für den unverschlämmten Ausgangszustand.

Abb. 70 zeigt die Lagerungsdichteänderung als Differenz zwischen den korrespondierenden Werten in Abb. 68 und Abb. 69. Denkt man sich die diskreten Werte (Punkteschar) innerhalb jeder Probe miteinander verbunden, ergeben sich Kurven. Im folgenden wird zur Vereinfachung der Begriff "Kurve" für eine Punkteschar verwendet.

Tab. 9: Ergebnisse aus den Kurven der tiefenabhängigen Lagerungsdichten (Abb. 68) und den Kurven der Dichteänderungen in Abhängigkeit von der Beregnungsmenge (Abb. 70).

A: maximale Lagerungsdichteänderung (aus Abb. 70)

B: Kennwert für die Dicke der Verschlämmungsschicht (aus Abb. 70)

C: Kennwert für die maximale Absenkung der Bodenoberfläche (aus Abb. 70)

D: Relativwert für die kleinräumige Verdichtung (aus Abb. 70)

E: Relativwert für die kleinräumige Erosion (aus Abb. 70)

F: *Differenz aus D und E (aus Abb. 70)*

G: Massenbilanz für die gesamte Probe ('nach Beregnung' minus 'vor Beregnung') (aus Abb. 70)

H: maximale Lagerungsdichte einer Tiefenschicht der beregneten Probe (aus Abb. 68)

I: Lagerungsdichte der Tiefenschicht von 10-10,3 mm nach Beregnung (aus Abb. 68)

Zur Bedeutung der Spalten A bis E siehe auch Abb. 37 (S. 63). Nähere Erläuterungen im Abschnitt 5.3.2, S. 53 ff.

Probe Nr.	А	B (mm)	C (mm)	D	Е	F (g/cm ³)	G (g)	Н	I (g/cm ³)
	(g/cm ³)			(g/cm ³)	(g/cm ³)			(g/cm ³)	
I (15 mm)	0,30	6,2	-11,4	3,3	-4,6	-1,3	-23	1,58	1,31
II (30 mm)	0,37	5,9	-8,6	3,5	-7,5	-4,0	-71	1,62	1,38
III (45 mm)	0,41	7,9	-9,3	4,1	-9,0	-5,0	-88	1,65	1,39
IV (60 mm)	0,52	7,9	-14,8	5,3	-9,8	-4,5	-80	1,66	1,36
V (75 mm)	0,43	7,3	-13,1	3,9	-10,0	-6,1	-108	1,66	1,38

Aus den Kurven in Abb. 68 und Abb. 70 lassen sich die in Abschnitt 5.3.2 (S. 53ff.) erläuterten Kennwerte ermitteln, die in Tab. 9 zusammengestellt sind.

Die wesentlichen Größen aus Tab. 9 zur Beschreibung der Krustenmorphologie in Abhängigkeit von der Beregnungsmenge sind in Abb. 71 - Abb. 74 grafisch dargestellt. Im einzelnen zeigt Abb. 71 die maximale Zunahme der Lagerungsdichte (Spalte "A" in Tab. 9), Abb. 72 die maximale Lagerungsdichte in der Verschlämmungsschicht (Spalte "H"), Abb. 73 den Kennwert für die Krustendicke (Spalte "B") und Abb. 74 die Massenbilanz für die gesamte Probe (Spalte "G").

Folgende Veränderungen in der Morphologie lassen sich in Abhängigkeit von der Beregnungsmenge feststellen: Die maximale Zunahme der Lagerungsdichte infolge der Beregnung (Abb. 71) beträgt nach 15 mm Niederschlag 0,3 g/cm³, steigt bis 60 mm Niederschlag auf über 0,5 g/cm³ an und liegt nach 75 mm Niederschlag knapp über 0,4 g/cm³. Das Maximum liegt bei allen Varianten in etwa 1 mm Tiefe (s.a. Abb. 68). Die maximale absolute Lagerungsdichte (Abb. 72) steigt von 1,58 g/cm³ nach 15 mm Beregnung bis auf 1,66 g/cm³ nach 60 mm Beregnung und nimmt bis 75 mm Beregnung nicht weiter zu.

Wie Abb. 70 (S. 111) und Abb. 73 (S. 115) erkennen lassen, wirkt sich die Verdichtung der Bodenoberfläche infolge der Beregnung unter den gegebenen Bedingungen nicht weiter als bis in etwa 8 mm Tiefe aus. Von 15 bis 45 mm Niederschlagsmenge ist ein Anstieg der Tiefenwirkung von rund 6 auf rund 8 mm zu erkennen, nach weiterer Beregnung ist der Tiefenwert wieder geringfügig kleiner. Demnach erreicht die verdichtende Wirkung bereits innerhalb der ersten 15 mm der Beregnung etwa drei Viertel der maximalen Tiefe. Die Tiefe, bis in welche die Verdichtung maximal erfolgt, ist ein Maß für die Dicke der Verschlämmungsschicht (s.a. Abschnitt 6.3.3.2, S. 102).

Wie Abb. 68 (S. 110) zeigt, verläuft zwischen 1 und 8 mm Tiefe für den verschlämmten Zustand das Dichteprofil der Probe I (15 mm Beregnung) unterhalb dem der Probe II (30 mm Beregnung) und das Profil der Probe II wiederum unterhalb dem der Probe III (45 mm Beregnung). Tendenziell liegt das Profil der Probe V (75 mm Beregnung) am höchsten. Lediglich das Profil der Probe IV (60 mm Beregnung) verläuft zwischen 2 und 8 mm Tiefe entgegen diesem Trend tiefer, und zwar zwischen denen der Proben I und II. Ansonsten besteht jedoch durchgehend die Tendenz, daß die höhere Beregnungsmenge auch in größerer Tiefe (< 8 mm) zu einer höheren Lagerungsdichte führt. Während die maximale Lagerungsdichte bereits nach etwa 45 mm Niederschlag erreicht wird (s. Abschnitt 6.4.2.1), nimmt die Lagerungsdichte bis in 8 mm Tiefe auch bis 75 mm Niederschlag noch zu.

Wie Abb. 74 zeigt, nimmt die Masse des aus dem gescannten Probenausschnitt ausgetragenen Bodenmaterials mit der Beregnungsmenge zu. Die größte Zunahme ist zwischen 15 und 30 mm zu verzeichnen. Abweichend vom Trend, liegt der Wert für 60 mm Niederschlag niedriger als derjenige für 45 mm.

Die in Tab. 9 (S. 112), Spalte 'C', aufgeführten Werte sind ein Maß für die Höhe, um die die Bodenoberfläche durch die Beregnung höchstens eingeebnet wurde. Diese Werte werden mit zunehmender Beregnungsmenge tendenziell größer, allerdings weichen die Werte bei den Proben I und IV von diesem Trend ab. Diese Werte haben nur eine begrenzte Aussagekraft, da sie in Abhängigkeit von der Wahl des Schwellenwertes (hier: 0,01 g/cm³) starken Änderungen unterliegen.



Abb. 71: Maximale Zunahme der Lagerungsdichte durch die Beregnung in Abhängigkeit von der Beregnungsmenge.



Abb. 72: Maximale Lagerungsdichte in der Verschlämmungsschicht in Abhängigkeit von der Beregnungsmenge.



Abb. 73: Krustendicke in Abhängigkeit von der Beregnungsmenge.



kum. Niederschlagshöhe (mm)

Abb. 74: Massenbilanz ("minus" = Materialaustrag) für den untersuchten Probenausschnitt in Abhängigkeit von der Beregnungsmenge.

6.4.2. Diskussion

6.4.2.1. Lagerungsdichten: Maxima und Tiefenprofile

Die Tiefenschicht mit der maximalen Lagerungsdichte wurde in allen fünf Gefäßen 1 mm unterhalb der Probenoberfläche gefunden (s. Abb. 68, S. 110). Dabei ist der Umstand zu berücksichtigen, daß für den Bereich zwischen 0 und 1 mm Tiefe aus technischen Gründen (s. Abschnitt 4.8) keine brauchbaren Werte zu messen waren. Aufnahmen von Dünnschliffen von Krusten (EvANS & BUOL 1968, CHEN ET AL. 1980, BOIFFIN 1984, ONOFIOK & SINGER 1984, BRESSON & BOIFFIN 1990, LUK ET AL. 1990, VALENTIN & BRESSON 1992, SLATTERY & BRYAN 1994) lassen fast durchgängig im ersten Millimeter unterhalb der Bodenoberfläche die geringsten Porositäten erkennen. Damit ist dort auch die höchste Lagerungsdichte zu erwarten. Lediglich für einen Krustentyp ("sieving crust"), der bei sandigen Böden unter tropischen Bedingungen entsteht, fanden VALENTIN & BRESSON (1992) im oberen Millimeter eine höhere Porosität als darunter. Eine "sieving crust" ist allerdings bei der verwendeten Bodenart nicht zu erwarten. ONOFIOK & SINGER (1984) fanden bei Beregnungsversuchen mit Lehmen in 0-0,1 mm Tiefe zunächst, bis zum Auftreten von Oberflächenabfluß, eine Abnahme der Porosität und nach weiterer Beregnung wieder eine Zunahme. Unterhalb von 0,1 mm nahm die Porosität durchweg mit der Beregnungsdauer ab.

Für die Ergebnisse der CT-Messungen bedeutet dies, daß die in 1 mm Tiefe gemessenen Werte wahrscheinlich nicht die tatsächlichen Maxima der Lagerungsdichte sind, sondern daß diese sich noch näher an der Bodenoberfläche befinden. Ab einer Tiefe von 1 mm sind die Meßwerte nicht mehr durch das Weichzeichnen der Kante Luft - Bodenoberfläche verfälscht, so daß sie von dort an die tatsächlichen Gegebenheiten widerspiegeln.

Wie Abb. 72 (S. 114) erkennen läßt, steigt die maximale Lagerungsdichte innerhalb der Verschlämmungsschicht während der ersten 15 mm der Beregnungsmenge am stärksten an. Die Zunahme bei weiterer Beregnung ist nur noch gering, und nach 45-60 mm Beregnung wird ein Wert erreicht, über den hinaus keine weitere Verdichtung erfolgt.

Dieses Maximum wird offenbar weitgehend unabhängig von der Lagerungsdichte im unberegneten Zustand erreicht. Nach Abb. 72 ist anzunehmen, daß nach 45 mm Niederschlag das Maximum der Lagerungsdichte (1,65-1,66 g/cm³) erreicht ist. Die Zunahme der Lagerungsdichte durch den Verschlämmungsvorgang ist, wie Abb. 71 zeigt, für die Niederschlagsmengen von 45 bis 75 mm nicht einheitlich. Probe IV (60 mm Beregnung) war in der Tiefe von 1 mm, in der das Maximum gefunden wurde, vor der Beregnung weniger dicht als die anderen Proben (s.a. Abb. 69). Entsprechend höher war die Zunahme der Lagerungsdichte, während die Maxima bei den Proben III, IV und V praktisch gleich groß waren. Dies widerspricht der Annahme von MUALEM ET AL. (1990 c), daß die maximale Lagerungsdichte von der Lagerungsdichte im unberegneten Ausgangszustand abhängt.

Die Meßwerte deuten darauf hin, daß die maximale Lagerungsdichte bei gegebener Niederschlagsintensität nach einer bestimmten Niederschlagsmenge erreicht wird und sich dann nicht weiter verändert. Diese Aussage steht in Einklang mit den Ergebnissen von TACKETT & PEARSON (1965). Sie fanden bei einem lehmigen Sand für die Bodenschicht von 0-25 mm eine Zunahme der mittleren Lagerungsdichte von ca. 1,3 g/cm³ bis auf 1,65 g/cm³ nach etwa 35 mm Beregnung. Bei weiterer Beregnung nahm die Lagerungsdichte nicht weiter zu. Im Gegensatz dazu fanden EIGEL & MOORE (1983) bei einem tonigen Lehm für die Schicht von 0-5 mm Tiefe eine Lagerungsdichte von 1,85 g/cm³ im Mittel, unabhängig von der Beregnungsdauer (15-95 min) und der kinetischen Energie pro mm Niederschlag (0-25 J/m²×mm). Im unverschlämmten Zustand betrug die mittlere Lagerungsdichte 1,34 g/cm³. Aus den Angaben ist nicht zu erkennen, wodurch dieses abweichende Ergebnis zustande kommt. Die Werte von TACKETT & PEARSON (1965) und EIGEL & MOORE (1983) geben aufgrund der relativ großen Schichtdicke (25 mm bzw. 5 mm) keine Information über maximale Werte innerhalb der Verschlämmungsschicht.

Weitere Untersuchungen über die Lagerungsdichten innerhalb der Verschlämmungsschicht in Abhängigkeit von der kinetischen Energie pro Niederschlagseinheit liegen nicht vor. Infiltrationsmessungen zeigen jedoch, daß die Infiltrationsrate mit steigender Tropfenenergie bei ansonsten konstanten Ausgangsbedingungen bis zu einem Minimalwert abnimmt (THOMPSON & JAMES 1985, MOHAMMED & KOHL 1987, AGASSI ET AL. 1994). Die Tropfenenergie ist ein Ausdruck für die kinetische Energie pro Niederschlagseinheit. Ein Grund für die Abnahme der Infiltrationsraten mit steigender kinetischer Tropfenenergie ist in einer Zunahme der Lagerungsdichte in der Verschlämmungsschicht zu sehen (THOMPSON & JAMES 1985). Ob dabei nur das Maximum der Lagerungsdichte zunimmt, oder ob die Verdichtung auch in größeren Tiefen erfolgt, ist mit dem vorliegenden Meßergebnissen nicht zu klären, da die kinetische Tropfenenergie nicht variiert wurde.

Unter den Versuchsbedingungen konstanter Niederschlagsintensität, Fallhöhe und Tropfengrößenverteilung nimmt die Lagerungsdichte derselben Tiefenschicht zwischen 1 und 8 mm von der geringsten verabreichten Niederschlagsmenge (15 mm) bis zur höchsten (75 mm) zu; lediglich bei der Probe IV (60 mm) weichen die Lagerungsdichtewerte der Tiefenschichten zwischen 2 und 8 mm von diesem Trend ab. Im Gegensatz dazu fanden NISHIMURA ET AL. (1991) an einem tonigen Lehm bereits nach ca. 5 mm Niederschlag vergleichbarer Intensität eine Erhöhung der Lagerungsdichte, über die ersten 3, 5 und 10 mm gemittelt, die bei weiterer Beregnung nicht mehr zunahm.

Von den vier bei ROTH (1992) aufgeführten Teilprozessen der Verschlämmungsbildung (Einregelung, Aggregatzerfall, Einwaschung und Sedimentation) ist nur die Sedimentation von vornherein als unbedeutend anzusehen, da makroskopisch auf den Probenoberflächen so gut wie keine Sedimente erkennbar waren. Die anderen drei Prozesse sind als mögliche Erklärungen für die gefundenen Lagerungsdichten-Tiefen-Profile zu diskutieren.

Die **Einregelung** ist eine Folge der kurzzeitigen Auflast des Regentropfens beim Aufprall. Übersteigt diese Last den Scherwiderstand des Bodens, werden die Partikel oder stabilen Mikroaggregate soweit gegeneinander verschoben, bis sie sich gegenseitig genügend abstützen (HARTGE & HORN 1991). Damit geht eine Verdichtung einher, die im Ausmaß um so größer ist, je lockerer der Boden im Ausgangszustand ist. Die Verdichtung ist an der Aufprallstelle am höchsten und nimmt mit der Entfernung davon ab, da sich mit zunehmendem Abstand die Fläche vergrößert, auf die sich die Auflast verteilt. Die Form der Lagerungsdichten-Tiefen-Profile, die zunächst steile und dann mit zunehmender Tiefe flacher werdende Abnahme der Lagerungsdichte, stimmt mit diesem Mechanismus gut überein.

Der Aggregatzerfall als Verschlämmungsprozeß führt nicht unmittelbar zu einer Zunahme der Lagerungsdichte, da Aggregate im Mittel durchweg eine höhere Lagerungsdichte haben als Krusten desselben Bodenmaterials (BERKENHAGEN ET AL. 1995). Die verschlämmende Wirkung des Aggregatzerfalls besteht in einer Homogenisierung des Gefüges durch ein Verfüllen der Hohlräume zwischen den Aggregaten und mittelbar in einer Freisetzung von feinen Partikeln, die lateral oder vertikal verlagert werden können. Der Aggregatzerfall hat das größte Ausmaß beim schnellen Befeuchten im trockenen Zustand, wenn Luftsprengung stattfindet (GäTH 1995). Je feuchter die Aggregate sind, um so mehr gewinnt das Zerschlagen durch die kinetische Energie der Regentropfen an Bedeutung. Die Untersuchungen von FOHRER (1995) zeigen jedoch, daß bei Beregnung mit den gegebenen Niederschlagsmerkmalen in trockenem Zustand eine wesentlich stärkere Zerkleinerung erfolgte als in feuchtem Zustand. Die trockenen Aggregate bis zu einem Durchmesser von 10 mm waren dort bereits nach 10 mm Beregnung zu über 80% zerfallen.

Nach 15 mm Beregnung ist daher davon auszugehen, daß der Aggregatzerfall an der Probenoberfläche weitgehend abgeschlossen ist. Damit kommt der Aggregatzerfall für die Zunahme der Lagerungsdichte in 2-8 mm Tiefe mit steigender Niederschlagsmenge nicht unmittelbar als Ursache in Frage.

Die **Einwaschung** von Feinmaterial als Verschlämmungsteilprozeß setzt voraus, daß ausreichend kleine Partikel vorhanden sind. Diese können unter anderem beim Aggregatzerfall freigesetzt werden. Die Einwaschung erfolgt durch infiltrierendes Wasser, welches die Partikel durch die Fließbewegung mittransportiert. Prinzipiell kann eine Einwaschung so lange erfolgen, wie Wasser infiltriert. Sie ist dadurch begrenzt, daß die Hohlräume mit zunehmender Verfüllung immer stärker verstopfen, so daß für nachfolgende Partikel der Weg abwärts blockiert ist. Eine solche Blockierung müßte sich im Lagerungsdichten-Tiefen-Profil als ein verdichteter Bereich niederschlagen, und oberhalb dieses Bereiches wäre keine höhere Lagerungsdichte zu erwarten. Derartige Tiefenprofile wurden bei keiner Probe gefunden. Auch die Einwaschung kann daher nicht die alleinige Ursache für die gefundenen Verläufe der Tiefenprofile sein.

Gegen die Einwaschung als maßgeblichen Teilprozeß der Verschlämmungsbildung spricht, daß stets die Schicht in 1 mm Tiefe die höchste Lagerungsdichte aufweist. Wenn die Verlagerung von der Oberfläche aus erfolgt, dann müßte entweder diese dichteste Schicht eine Sperre für weiteren vertikalen Transport darstellen, oder die verlagerten Partikel müßten auch noch in größere Tiefen als 8 mm verlagert werden. Wie Abb. 73 erkennen läßt, reicht die Verdichtung bei den Proben jedoch nur bis maximal 8 mm Tiefe hinab, so daß bestenfalls geringe Mengen an Feinpartikeln noch tiefer verlagert worden sein können.

Nach diesen Überlegungen ist unter den gegebenen Randbedingungen die Einregelung infolge des Tropfenaufpralls die maßgebliche Ursache für die charakteristischen Verläufe der gemessenen Lagerungsdichten-Tiefen-Profile.

Bemerkenswert ist das gegen den Trend verlaufende Lagerungsdichten-Tiefen-Profil der Probe IV nach 60 mm Beregnung (s. Abb. 68, S. 110). Zwischen 2 und 8 mm Tiefe weisen die einzelnen Tiefenschichten dieser Probe geringere mittlere Lagerungsdichten auf als die entsprechenden Tiefenschichten der Proben II, III und V (30-75 mm Beregnung).

Auch beim Lagerungsdichten-Tiefen-Profil im unberegneten Zustand weicht die Probe IV vom Trend ab. Diese Profile zeigt Abb. 69 (S. 111), wobei betont sei, daß sich die Tiefenangaben auf die Probenoberflächen *nach* der Beregnung beziehen (s.a. Abschnitt 5.3.2). Daher finden sich auch in negativen Tiefen, also oberhalb der Oberfläche, Werte für die Lagerungsdichte von mehr als 0,0 g/cm³.

Im unberegneten Zustand sind die Lagerungsdichten der Probe IV im Profil zwischen 0 und 6 mm Tiefe deutlich niedriger als diejenigen der übrigen vier Proben, welche von 0-4 mm in den jeweiligen Tiefenschichten sehr ähnliche Lagerungsdichten haben, die erst unterhalb von 4 mm geringfügig auseinander laufen. Oberhalb der Oberfläche, zwischen -10 und -2 mm, sind die Lagerungsdichten der Probe IV hingegen größer als bei allen anderen Proben. Diese Phänomene zeigen, daß die Probe IV bereits vor der Beregnung in der Struktur von den übrigen vier Proben verschieden war. Die höheren Lagerungsdichtewerte oberhalb der Referenzoberfläche bei Probe IV deuten darauf hin, daß das Mikrorelief dort relativ stärker eingeebnet wurde. Die niedrigeren Werte unterhalb der Referenzoberfläche zeigen, daß die Probe IV im Ausgangszustand nahe der Oberfläche lockerer war als die anderen Proben. Bei der Präparation war ein derartiger Unterschied augenscheinlich nicht erkennbar.

Eine mögliche Erklärung für die abweichenden Dichteprofile der Probe IV ist, daß sich dort an der Oberfläche relativ mehr Aggregate befanden, deren Zwischenräume anfangs nicht verfüllt waren, so daß die mittlere Lagerungsdichte einer Tiefenschicht dort zunächst niedriger war. Ob diese Annahme zutrifft, ist mit den vorliegenden Auswertungen jedoch nicht zu klären.

Daß die Probe IV im Ausgangszustand an der Oberfläche lockerer war als die anderen, kann die Ursache dafür sein, daß die Verdichtung infolge der Beregnung dort in größerer Tiefe geringer war als bei den übrigen Proben. Es ist vorstellbar, daß der Prozeß der Einregelung als Folge der kinetischen Tropfenenergie nur in geringere Tiefen Auswirkungen hatte, weil die Aggregate durch gegenseitige Abstützung einen höheren Scherwiderstand mobilisieren konnten als das Material, das sich in den anderen Proben an der Oberfläche befand.

Wenn zwischen den Aggregaten an der Oberfläche zu Beginn mehr und größere Hohlräume waren, ist zunächst naheliegend, daß durch diese Hohlräume vermehrt Feinmaterial eingewaschen wird. Dies ist bei Probe IV aber offenbar nicht der Fall gewesen, denn sonst wären in tieferen Bereichen höhere Lagerungsdichten zu erwarten gewesen. Offenbar wurde die Einwaschung schon nach kurzer Beregnungszeit dadurch stark eingeschränkt, daß die oberen 2-3 mm bereits verschlämmt waren und so als Barriere fungierten.

Die Meßdaten der Probe IV im Vergleich mit denen der anderen Proben sind ein Hinweis darauf, daß das Tiefenprofil der Lagerungsdichte von den strukturellen Gegebenheiten an der Bodenoberfläche abhängig ist. Ein solches Merkmal kann, wie erwähnt, die Mikroreliefausformung sein. An den Proben aus Beregnungskästen (Abschnitt 6.3, S. 86 ff.) konnte allerdings kein eindeutiger Effekt des Mikroreliefs auf die Lagerungsdichten der Verschlämmungsschicht festgestellt werden. Ein wichtigeres Merkmal ist offenbar die Lagerungsdichte nahe der Bodenoberfläche vor der Beregnung.

6.4.2.2. Vergleich mit Proben aus Beregnungskästen

Die Ergebnisse der Untersuchungen an den Proben in Acrylglasbehältern lassen sich denen der gipsummantelten Proben des tonigen Schluffes aus den Beregnungskästen (Abschnitt 6.3) gegenüberstellen. Letztere werden im folgenden ohne Unterscheidung nach Mikrorelief und Anfangsfeuchte betrachtet.

Die mittlere Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich (\cong 1-3 cm Tiefe) liegt für die gipsummantelten Proben mit 1,34 - 1,41 g/cm³ (s. Tab. 6, S. 97) genauso hoch wie bei den Proben in Acrylglasbehältern mit 1,34 - 1,40 g/cm³ (s. Tab. 7, S. 109). Das Probenmaterial konnte also trotz unterschiedlicher Hilfsmittel für die Präparation in beiden Arten von Gefäßen gleichartig komprimiert werden. Da außerdem das Ausgangsmaterial in beiden Fällen vergleichbar war, ist auch anzunehmen, daß die Bodenstruktur in beiden Arten von Gefäßen die gleiche war.

Als Maxima der Lagerungsdichten innerhalb der Verschlämmungsschicht wurden in den gipsummantelten Proben Werte zwischen 1,72 und 1,84 g/cm³ gemessen (s. Tab. 6, S. 97), während die entsprechenden Werte in den Proben in Acrylglasbehältern auch nach 75 mm Niederschlag bei höchstens 1,66 g/cm³ lagen (s. Abb. 72, S. 114). Da davon ausgegangen werden kann, daß bei beiden Probenarten vor der Beregnung dieselbe Bodenstruktur vorlag, kommen als Ursachen für diese Diskrepanz der Werte zwei Faktoren in Frage: die Behältergröße und das Bildauswertungsverfahren.

Die Beregnungskästen sind knapp dreimal so lang (in Gefällerichtung) und gut fünfmal so breit wie die Acrylglasbehälter. Damit sind in den Beregnungskästen auch die hangabwärts laufenden Fließstrecken für den Oberflächenabfluß etwa dreimal so lang wie in den Acrylglasbehältern. Es ist denkbar, daß das oberflächlich abfließende Wasser im Beregnungskasten infolge des längeren Fließweges eine höhere Konzentration von suspendiertem Feinmaterial aufweist als im Acrylglasbehälter. Die Hohlräume in der verschlämmenden Bodenschicht können mit diesem Feinmaterial verfüllt werden, und zwar um so stärker, je mehr und je feineres suspendiertes Feinmaterial für die Einwaschung im Oberflächenabfluß vorhanden ist. Entsprechend kann die Lagerungsdichte im Beregnungskasten höher werden als im Acrylglasbehälter.

Der zweite Unterschied zwischen den beiden Probenarten ist das zugrunde liegende Auswertungsverfahren der CT-Aufnahmen. Bei den gipsummantelten Proben wurden Bildbereiche von der Auswertung ausgeschlossen, die nach visuellem Eindruck als nicht verschlämmt definiert wurden. Dabei handelte es sich unter anderem um größere Aggregate, um Risse und um Bereiche, in denen keine homogenisierte Verschlämmungsschicht erkennbar war. In den Aufnahmen von den Proben in Acrylglasbehältern wurden, abgesehen von je sechs Spalten am linken und am rechten Bildrand, alle Bildspalten ausgewertet. Es ist vorstellbar, daß dadurch bei den Proben in Acrylglasbehältern Bereiche ausgewertet wurden, die nach visueller Analyse, wie bei den gipsummantelten Proben, als nicht verschlämmt eingestuft und damit von der Auswertung ausgeschlossen worden wären. Wenn diese als unverschlämmt definierten Bereiche weniger dicht sind als die verschlämmten Bereiche, dann verkleinern sie die gemittelte Lagerungsdichte. Um allerdings die Differenz von rund 0,1 g/cm³ zu erklären, wie sie zwischen den Maxima zwischen den beiden Probenarten gefunden wurde, müßten diese unverschlämmten Bereiche, grob geschätzt, ein Drittel der Gesamtfläche einnehmen. Nach überschlägiger visueller Beurteilung der Aufnahmen liegt der Anteil dieser Flächen jedoch wesentlich niedriger. Die unterschiedlichen Auswertungsverfahren für die Probenarten kommen somit als Hauptursache für die Differenz in den Maxima nicht in Betracht.

Die Tiefe, in der die Lagerungsdichte den mittleren Wert des unverschlämmten Bereiches erreicht, ist ein Maß für die Dicke der Verschlämmungsschicht. Bei den gipsummantelten Proben wurden hierfür mit 8-11 mm (s. Tab. 6, Spalte "D", S. 97) höhere Werte gefunden als mit 6-8 mm (Tab. 9, S. 112) bei den Proben in Acrylglasbehältern. Die Werte für die Proben in Acrylglasbehältern haben die größere Aussagekraft, weil sie sich auf Dichtevergleiche an denselben Positionen beziehen, während bei den gipsummantelten Proben die Lagerungsdichtewerte aus anderen Bereichen für die Einschätzung des unverschlämmten Zustandes herangezogen werden mußten (s. Abschnitt 6.3.3.2, S. 102 ff.).

Der ermittelte Dickenwert hängt bei der Auswertung der Proben in Acrylglasbehältern stark von der Wahl des Schwellenwertes (0,05 g/cm³, s. Abb. 37, S. 63) ab. Würde man bei der Auswertung einen kleineren Schwellenwert als 0,05 g/cm³ zugrunde legen, ergäbe sich auch ein höherer Wert für die Dicke (Größe "B" in Tab. 9 und Abb. 37).

Daß ein Unterschied zwischen der gemittelten Lagerungsdichte in 1-3 cm Tiefe und der Lagerungsdichte in einzelnen unverschlämmten Tiefenschichten besteht, wird deutlich, wenn man die entsprechenden Werte (\emptyset 1-3 cm Tiefe) aus Tab. 7 (S. 109) mit denen aus Tab. 9 (Spalte "I", \emptyset 10,0-10,3 mm Tiefe) vergleicht. Mit 0,01 - 0,04 g/cm³ sind die Abweichungen allerdings recht gering.

6.4.2.3. Massenbilanzen

Die an den Proben in Acrylglasbehältern durchgeführten CT-Messungen erlauben durch den Vergleich der Zustände *vor* und *nach* der Beregnung die Quantifizierung von Materialumlagerungen. Die Betrachtung des kleinräumigen Materialtransportes im Zusammenhang mit morphologischen Merkmalen der Krusten liegt als Ergänzung nahe und hat exemplarischen Charakter, da Abtragsparameter nicht im Zentrum der vorliegenden Arbeit stehen.

Abb. 68 und Abb. 70 zeigen, daß die Gegebenheiten in allen Fällen denen entsprechen, die in Abb. 36 (S. 59) unter "F" dargestellt sind. Das bedeutet, es hat in allen Fällen eine Materialverlagerung in die Senken und in die Tiefe stattgefunden, und es ist Material aus dem betrachteten Probenbereich ausgetragen worden.

In Abb. 75 sind der Materialaustrag, die Krustendicke und die maximale Lagerungsdichte der Krusten für die fünf mit steigenden Niederschlagsmengen beregneten Proben dargestellt. Während Krustendicke und maximale Lagerungsdichte nach etwa 45 mm Beregnung praktisch nicht mehr ansteigen, nimmt der Materialaustrag stetig zu, sieht man von dem abweichenden Meßwert für die Probe IV (60 mm Beregnung) ab. Bei Probe IV waren die vom Trend der übrigen Proben abweichenden Dichteprofile vor und nach der Beregnung aufgefallen (s. Abschnitt 6.4.2.1). Es ist vorstellbar, daß die von den anderen Proben abweichenden



Abb. 75: Materialaustrag, Krustendicken und maximale Lagerungsdichten der Kruste in Abhängigkeit von der Beregnungsmenge.

Gegebenheiten vor der Beregnung an der Probenoberfläche zu einer Verringerung des Materialaustrages geführt haben. Als mögliche Ursachen hierfür sind zwei Mechanismen vorstellbar: zum einen kann in den größeren Interaggregat-Hohlräumen an der Oberfläche der Probe IV ein größerer Teil des abgelösten Materials zurückgehalten werden; zum anderen infiltriert durch die im Vergleich zu den anderen Proben weniger dichte Verschlämmungsschicht der Probe IV möglicherweise ein größerer Anteil des Niederschlagswassers, so daß der Oberflächenabfluß geringer ist.

Der Materialaustrag kennzeichnet das aus dem im CT-Scanner erfaßten Probenbereich hinaus verlagerte Material. Dies ist zum einen die Sedimentfracht, die hangabwärts aus dem Gefäß abgelaufen ist oder die nahe der Behälterwand am Hangfuß außerhalb des aufgenommenen Bereiches sedimentiert ist. Zum anderen handelt es sich um das Material, welches durch Spritzversatz, im folgenden auch als "Splash" bezeichnet (HELMING 1992), an die Gefäßwände oder aus dem Gefäß hinaus geschleudert wurde.

Ein Materialaustrag bis über 100 g nach 75 mm Niederschlag aus einer Fläche von etwa 5,4 dm² erscheint hoch. Betrachtet man die Meßergebnisse von FOHRER (1995) und RUDOLPH (1997), die dasselbe Bodenmaterial mit derselben Intensität beregnet hatten, kommt man jedoch auf dieselbe Größenordnung. FOHRER (1995) fand einen Austrag durch Abspülung aus dem Beregnungskasten von etwa 500 g nach 60 mm Beregnung. Dies entspricht etwa 25 g, umgerechnet auf die Fläche des Acrylglasbehälters. Aus den Angaben von RUDOLPH (1997) läßt sich eine durchschnittliche Splashrate von 8 g/min abschätzen. Auf die Fläche des Acrylglasbehälters bezogen, ergibt dies nach 2 Stunden Beregnung etwa 48 g. Zusammen ergibt sich ein Materialaustrag von 73 g nach 60 mm Beregnung in 2 Stunden. Mit 80 g ist der entsprechende, aus der CT-Messung errechnete Wert ähnlich hoch. An den Proben in Acrylglasbehältern ist grundsätzlich ein höherer Materialaustrag durch Splash zu erwarten als bei den Beregnungskästen, weil bei den Acrylglasbehältern das Verhältnis von Umfang zu Fläche fast viermal so groß ist wie bei den Beregnungskästen. Entsprechend verfügen die Acrylglasbehälter über eine relativ größere Fläche zum Auffangen des Splashmaterials. Außerdem ist der Anteil des Splashmaterials, der innerhalb der Probe hin und her bewegt wird, relativ geringer: ein größerer Anteil wird aus dem Behälter hinausgeschleudert.

Die Splashmenge ist jedoch nicht als erodierte Masse anzusehen, da der Transport ungerichtet, also nicht nur hangabwärts erfolgt. Die hier angegebenen Mengen für Materialaustrag sind also nicht gleichzusetzen mit erodierten Mengen.

Der quasi kontinuierliche Anstieg des Massenaustrages stimmt überein mit den Ergebnissen von RUDOLPH (1997), nach denen Abspülungs- und Splashrate unter den gegebenen Niederschlagsbedingungen nach etwa 15 mm Beregnung ein gleichbleibendes Maß erreichen.

7. Schlußbetrachtung und Ausblick

Die vorliegende Arbeit hatte zum Ziel, den Einfluß verschlämmungsrelevanter Größen auf die Morphometrie von Verschlämmungsschichten zu quantifizieren. Die gewählten morphometrischen Parameter maximale Lagerungsdichte, Krustendicke, Lagerungsdichten-Tiefen-Profil und Bedeckungsgrad sind geeignet, einzelne Bodenproben zu kennzeichnen und miteinander zu vergleichen.

Als Untersuchungsverfahren wurde die Röntgen-Computertomographie (CT) angewendet, da sie die lückenlose Vermessung von Probenkörpern zerstörungsfrei und in hoher räumlicher Auflösung ermöglicht. Für die quantitative Auswertung der CT-Aufnahmen mußten zum einen technisch bedingte Ungenauigkeiten erfaßt und berücksichtigt werden und zum anderen Methoden der Bildauswertung erweitert oder entwickelt werden, die die Bestimmung der morphometrischen Parameter ermöglichen.

Im Folgenden werden das Meßverfahren, die Methoden der Bildauswertung und die erzielten Ergebnisse zusammenfassend erörtert. Dabei werden weitere Forschungsfragen abgeleitet.

<u>Meßverfahren</u>

Die Röntgen-Computertomographie liefert Meßergebnisse, die in hoher räumlicher Auflösung in Lagerungsdichten umgerechnet werden können. Die durch die Größe des Probenquerschnittes hervorgerufene Strahlenaufhärtung wurde für runde Querschnitte quantifiziert, und der daraus resultierende Meßfehler konnte berücksichtigt und korrigiert werden. Bei den Untersuchungen stellte sich heraus, daß die Strahlenaufhärtung auch von der Querschnittsform abhängt. Dieser Zusammenhang muß in weiteren Untersuchungen quantifiziert werden.

Die Erkenntnis, daß die Querschnittsform und -größe der Probe die Strahlungsaufhärtung und damit auch die Meßwerte beeinflußt, führt zu der Annahme, daß die Strahlungsaufhärtung auch von der Position des Meßpunktes innerhalb des Probenquerschnittes abhängt. Dieser Zusammenhang konnte mit dem verfügbaren, medizinischen CT-Scanner nicht quantifiziert werden. Hierfür erscheint es zweckmäßig, CT-Messungen mit monochromatischer Strahlung durchzuführen, bei der keine Aufhärtung stattfindet, und die Ergebnisse für die Kalibrierung des mit polychromatischer Strahlung arbeitenden medizinischen CT-Scanners zu verwenden.

Im ersten Millimeter unterhalb der Probenoberfläche wurden Meßwerte festgestellt, die durch das technisch bedingte Weichzeichnen überlagert und damit verfälscht sind. Dieser Bereich der Proben ist von besonderem Interesse, so daß der Bedarf besteht, auch hierfür genaue Meßwerte zu erhalten. Als mögliche Lösung des Problems wäre denkbar, die weichgezeichnete Meßwertkante Luft - Boden zu verschieben durch das Auftragen einer dünnen Pulverschicht eines Materials, das sich auf den Röntgenaufnahmen klar vom Boden unterscheidet.

In der vorliegenden Arbeit wurden lufttrockene Proben untersucht. Bei bestimmten Versuchsfragen, wenn beispielsweise ein Schrumpfen durch Trocknung vermieden werden soll, muß der Wassergehalt bei der Umrechnung von CT-Meßwerten in Lagerungsdichten berücksichtigt werden. Der gravimetrisch bestimmte Wassergehalt stellt einen Durchschnittswert dar, in dem die kleinräumige Verteilung des Wassers innerhalb der Probe nicht zum Ausdruck kommt. Bei einem mittleren volumetrischen Wassergehalt von beispielsweise 40% sind Makroporen wasserfrei, während Bereiche mit hoher Lagerungsdichte und entsprechend hohem Feinporenanteil noch praktisch wassergesättigt sein können. Die Verteilung des Wassers könnte unter Berücksichtigung der Lagerungsdichte abgeschätzt werden. Dazu wäre der gravimetrisch bestimmte Wassergehalt überwiegend dichteren Bereichen zuzuordnen, während sehr lockeren Bereichen relativ wenige und Makroporen gar kein Wasser zuzuteilen wäre. Das Ergebnis einer solchen Vorgehensweise könnte durch Messungen mit zwei verschiedenen monochromatischen Strahlungsquellen überprüft werden.

<u>Bildauswertung</u>

Zur Auswertung der CT-Aufnahmen wurden zwei verschiedene Verfahren angewendet. Eines basiert auf einer manuellen Vorbearbeitung, bei der die Aufnahmen visuell analysiert werden, das andere ist ein rechnergestützter Vergleich der Zustände der Proben vor und nach der Beregnung (Differenzbildung).

Die visuelle Auswertung ist aufwendig und liefert Ergebnisse, die aufgrund der subjektiven Bildinterpretation bei der Abgrenzung des verschlämmten Bereiches nicht auf eindeutigen, quantitativen Kriterien beruhen können. Es ist jedoch möglich, Fehler zu vermeiden, die bei einer vollautomatischen Auswertung auftreten können. Die Auswirkungen der aus der individuell unterschiedlichen Auswertung resultierenden Abweichungen auf die morphometrischen Parameter sind nicht wesentlich. Lediglich die Anzahl der analysierten Meßwerte kann sich verändern; die Werte selbst bleiben bestehen.

Bei einer vollautomatischen Auswertung würden dieselben Kriterien zur Abgrenzung quantitativ durch ein Verfahren der Mustererkennung (s. z.B. ABMAYR 1994, BÄSSMANN & BESS-LICH 1993, JÄHNE 1993, STEINBRECHER 1993, ZAMPERONI 1989) zu berücksichtigen sein. Erste Tests mit einfachen Verfahren dieser Art zeigten jedoch noch keine befriedigenden Resultate. Weitere Untersuchungen in dieser Richtung erscheinen lohnenswert, zumal in diesem Rahmen eine sehr vielseitige und weitergehende Quantifizierung der Bodenstruktur möglich ist.

Die Methode der Differenzbildung ist sehr vielversprechend. Sie ermöglicht eine genaue Quantifizierung von Veränderungen. Die hier gezeigten Ergebnisse stellen nur einen sehr kleinen Teil der möglichen Analysen dar. Das Datenmaterial erlaubt eine präzise Beschreibung von Materialumlagerungen, zum Beispiel von Kuppen in Senken oder hangabwärts. Damit ist es möglich, einzelne Teilprozesse der Abtragsbildung detailliert zu erfassen.

Bodenkundliche Zusammenhänge

Der Einfluß von Bodenart, Mikrorelief, Anfangsfeuchte und Niederschlagsmenge auf die Struktur der Verschlämmungsschicht wurde in Beregnungsversuchen untersucht. Bodenproben waren mit hoher räumlicher Auflösung auf der Grundlage einer breiten Datenbasis morphometrisch zu analysieren. Die ausgewählten morphologischen Merkmale Krustendicke, maximale Lagerungsdichte, Lagerungsdichten-Tiefen-Profil und Bedeckungsgrad konnten zum Vergleich der Proben herangezogen werden.

Die wichtigsten Ergebnisse der Untersuchung sind folgende:

- Die Bodenart hat einen Einfluß auf die maximale Lagerungsdichte der Verschlämmungsschicht und auf die Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich. Je weniger gleichförmig die Korngrößenverteilung ist, um so höher ist die Lagerungsdichte.
- Je gröber das Mikrorelief ist, um so geringer ist der Anteil des verschlämmten Bereiches an der Bodenoberfläche (Bedeckungsgrad).
- Die Niederschlagsmenge hat einen Einfluß auf die maximale Lagerungsdichte, das Lagerungsdichten-Tiefen-Profil und die Krustendicke. Während die maximale Lagerungsdichte und die Krustendicke nach 45 mm Niederschlag nicht mehr zunahmen, war im Lagerungsdichten-Tiefen-Profil bei weiterer Beregnung noch eine Dichtezunahme zu erkennen.
- Weitere eindeutige Einflüsse der Steuergrößen auf die ermittelten morphometrischen Merkmale waren unter den gegebenen Versuchsbedingungen nicht festzustellen.

Diese Aussagen werden bezüglich Bodenart, Mikrorelief und Anfangsfeuchte nur für eine Niederschlagsmenge von 60 mm in 2 Stunden und bezüglich der Niederschlagsmenge für eine Bodenart, ein Mikrorelief und eine Anfangsfeuchte getroffen. Die Niederschlagsintensität war in allen Fällen dieselbe.

Die Aussagen bezüglich der Niederschlagsmenge basieren auf Untersuchungen ohne Wiederholung, aber an größeren Proben (17×32 cm² Oberfläche). Die genannten Tendenzen der maximalen Lagerungsdichte waren klar abzulesen. Beim Lagerungsdichten-Tiefen-Profil zeigte sich in einem Fall eine Abweichung, die auf einem abweichenden Ausgangszustand der betreffenden Probe zurückgeführt werden konnte: die Hohlräume zwischen den Aggregaten an der Bodenoberfläche waren dort weniger mit Feinmaterial verfüllt als bei den anderen Proben. Der Grad der Verfüllung der Interaggregat-Hohlräume vor der Beregnung hat, wie aus dieser Beobachtung abgeleitet werden kann, offenbar einen Einfluß auf die Krustenmorphologie. Um diesen Zusammenhang zu klären, sind weitere Untersuchungen erforderlich.

Der Einfluß von Bodenart, Mikrorelief und Anfangsfeuchte wurde an kleineren Proben untersucht. Dabei wurde die Krustendicke auf zwei verschiedene Arten bestimmt, die unterschiedliche und miteinander nicht korrelierte Ergebnisse lieferten. Die Unterschiede resultieren daraus, daß die Abgrenzung zum unverschlämmten Bereich auf verschiedene Weise erfolgt. Es ist nicht ohne weiteres ersichtlich, welche Methode die Krustendicke treffender kennzeichnet. Wenn die Angaben zur Krustendicke für hydraulische Berechnungen benötigt werden (s. FOH-RER 1995), dann ist zu untersuchen, welche der Methoden die besser geeigneten Werte liefert, indem zusätzlich zur Dicke hydraulische Eigenschaften der Verschlämmungsschicht ermittelt werden. Es ist möglicherweise erforderlich, neben der Krustendicke, die einen gemittelten Wert darstellt, auch ein Streuungsmaß für die Dicke anzugeben.

Daß zwischen den Steuergrößen Bodenart, Mikrorelief und Anfangsfeuchte und den ermittelten morphometrischen Parametern der Kruste kaum deutliche Zusammenhänge gefunden wurden, ist nicht erwartet worden. Der Einfluß der die Verschlämmungsbildung steuernden Größen auf das Infiltrationsgeschehen ist ebenso nachgewiesen (ROTH 1992) wie der Einfluß der Krustenmorphologie auf das Infiltrationsgeschehen (VALENTIN & BRESSON 1992). Zwei Erklärungen kommen hierfür in Betracht: zum einen ist es denkbar, daß die gewählten morphologischen Größen nicht so eng mit den hydraulischen Eigenschaften korreliert sind wie angenommen; zum anderen ist es denkbar, daß die morphometrischen Unterschiede bei geringeren Niederschlagsmengen oder -intensitäten deutlicher vorhanden sind, aber nach der gewählten Menge von 60 mm in 2 Stunden nicht mehr erkennbar sind. Es bedarf auch in diesem Punkt näherer Untersuchungen.

Von einigen Beregnungsvarianten wurden mehrere Parallelproben vermessen. Dabei fiel auf, daß die Unterschiede in den Meßgrößen zwischen den Parallelproben zum Teil größer waren als zwischen verschiedenen Behandlungen. Dies ist ein wesentliches Ergebnis der Untersuchungen. Hieraus ergibt sich die Frage, wie stark die Meßgrößen innerhalb einer Fläche schwanken. Es ist denkbar, daß die vorhandene Probengröße nicht ausreichend war, um die räumliche Variabilität der Meßgrößen hinreichend zu repräsentieren. Bezüglich der räumlichen Variabilität der Meßgrößen besteht weiterer Forschungsbedarf.

Aufbau der Verschlämmungsschicht und Modellierung des Infiltrationsvorganges

Die Morphologie der Verschlämmungsschicht beeinflußt die Infiltrationsrate. Es zeigt sich, daß die Morphologie in der Fläche nicht einheitlich ist. In einem Infiltrationsmodell, das morphometrische Größen als Eingabeparameter benötigt, sollte dieser Umstand berücksichtigt sein. ASSOULINE & MUALEM (1997) konnten mit ihrem Verschlämmungsmodell (MUALEM ET AL. 1990c) nach Kalibrierung Infiltrationswerte bei verschlämmenden Böden für variierte Niederschlagsenergien und -intensitäten in guter Übereinstimmung mit Meßwerten vorhersagen. Diesem Modell liegt allerdings die Vorstellung einer in Dicke und Lagerungsdichten-Tiefen-Profil über die Fläche einheitlichen Verschlämmungsschicht zugrunde.

Diese Annahme trifft für keine der untersuchten Proben zu. Um so bemerkenswerter ist die gute Vorhersagequalität des Modells, denn die räumliche Variabilität der morphometrischen Parameter läßt auch eine räumliche Variabilität der Infiltrationsraten erwarten. Der Zusammenhang zwischen Lagerungsdichte und Wasserleitfähigkeit ist nicht linear (MUALEM & AS-SOULINE 1989): wenn die Lagerungsdichte um eine Einheit abnimmt, dann vergrößert sich die Wasserleitfähigkeit um einen größeren Betrag als sie sich verringert, wenn die Lagerungs-dichte um eine Einheit zunimmt. Deshalb ist für eine Verschlämmungsschicht, die an jeder Stelle dasselbe Lagerungsdichten-Tiefen-Profil aufweist, eine geringere Infiltrationsrate zu erwarten als für eine Verschlämmungsschicht, die nebeneinander höhere und niedrigere Lage-

rungsdichten aufweist, auch wenn der Mittelwert für dieselbe Tiefenschicht in beiden Varianten derselbe ist.

Möglicherweise liegt die gute Vorhersagequalität des Modells in der Kalibrierung begründet, die vor der Anwendung erforderlich ist. Es ist denkbar, daß die Variabilität der Morphometrie der Verschlämmungsschicht im Rahmen der Kalibrierung mit erfaßt wird und daß dies für die Prognose ausreicht. Die Prognosen beziehen sich allerdings nur auf die Fälle, in denen Mikrorelief und Anfangsfeuchte dieselben sind wie in der Kalibrierung. Werden diese Größen geändert, ist eine neue Kalibrierung erforderlich.

In jedem Fall stellen die in dem genannten Modell zugrunde gelegten morphometrischen Parameter Werte dar, die zwar für die Vorhersage der Infiltrationsrate offenkundig brauchbar sind, die aber nicht mit den in der vorliegenden Untersuchung dargestellten Kenngrößen gleichgesetzt werden können. Deshalb erscheinen letztere auch nicht als Eingabegrößen für das Modell geeignet.

Daraus leitet sich auch die wesentliche Frage ab, die durch diese Arbeit aufgeworfen wird:

Wie ist der Zusammenhang zwischen den Steuergrößen der Verschlämmungsbildung, den gemessenen oder neu zu definierenden morphometrischen Kenngrößen der Verschlämmungsschicht und dem Infiltrationsverlauf?

Es gilt, diese Gruppen von Daten parallel an entsprechenden Proben zu bestimmen. Auf jeden Fall könnte dabei untersucht werden, ob sich zwischen den gewählten morphometrischen Parametern und den Infiltrationsdaten Zusammenhänge finden lassen. Dazu sollten die Verschlämmungsschichten der Proben komplett vermessen werden, so daß gegebenenfalls auch kleine Bereiche geringer Lagerungsdichte mit entsprechend hoher Wasserleitfähigkeit erfaßt und bei der Interpretation hydraulischer Meßwerte berücksichtigt werden können.

Außerdem kann dabei durch eine größere Anzahl von Proben die Frage bearbeitet werden, wie groß die räumliche Variabilität der Morphometriewerte ist. Darüber hinaus kann die Aussage überprüft werden, daß kaum Zusammenhänge zwischen Steuergrößen und Morphometriewerten bestehen. Möglicherweise kann diese Beobachtung auf eine Steuergröße zurückgeführt werden, die in den Versuchsvarianten nicht konstant war, die aber nicht berücksichtigt werden konnte, weil sie übersehen wurde. Die beobachtete Anomalie der Probe IV bei den Acrylglasbehältern läßt ein solches Phänomen möglich erscheinen.

8. Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Untersuchung war es, den Einfluß relevanter Steuergrößen auf die Struktur der Verschlämmungsschicht zu quantifizieren. Als Kenngrößen für die morphometrische Charakterisierung wurden Krustendicke, maximale Lagerungsdichte, Lagerungsdichten-Tiefen-Profil und Bedeckungsgrad bestimmt. Die morphometrischen Parameter wurden auf gegenseitige Abhängigkeiten überprüft. Als Meßverfahren wurde die Röntgen-Computertomographie (CT) eingesetzt.

Bei der Anwendung des medizinischen CT-Scanners zur Analyse von Bodenproben traten Meßwertverfälschungen auf, die, soweit möglich, quantifiziert und bei der Bildauswertung berücksichtigt wurden. Für die Bildauswertung wurden Verfahren modifiziert oder entwickelt, um die gesuchten morphometrischen Größen anhand der CT-Aufnahmen bestimmen zu können.

Die untersuchten Bodenproben wurden im Regensimulator unter definierten Bedingungen beregnet. Als Steuergrößen wurden Bodenart, Mikrorelief, Ausgangsfeuchte und Niederschlagsmenge variiert.

Die Untersuchungen brachten folgende Ergebnisse:

- Die maximale Lagerungsdichte in der Kruste und die mittlere Lagerungsdichte im unverschlämmten Bereich hängen von der Bodenart ab. Sie sind um so höher, je ungleichförmiger die Korngrößenverteilung ist.
- Ein Einfluß der Bodenart auf die Dicke der Verschlämmungsschicht und auf den Verlauf des Lagerungsdichten-Tiefen-Profils konnte nicht gefunden werden.
- Der Anteil der Verschlämmungsschicht an der Gesamtoberfläche (Bedeckungsgrad) ist um so größer, je feiner das Mikrorelief ist. Der größte Teil des nicht verschlämmten Bereiches besteht aus größeren Aggregaten beziehungsweise Aggregatresten.
- Mikrorelief und Ausgangsfeuchte zeigen keinen eindeutigen Einfluß auf die maximale Lagerungsdichte, die Differenz des Maximums zur unverschlämmten Lagerungsdichte, die Krustendicke und das Lagerungsdichten-Tiefen-Profil.
- Es zeigte sich kein Zusammenhang zwischen der maximalen Lagerungsdichte in der Verschlämmungsschicht und der mittleren Lagerungsdichte im darunter liegenden, unverschlämmten Bereich.
- Zwischen den einzelnen morphometrischen Parametern konnten keine Abhängigkeiten voneinander gefunden werden.
- Mit der Niederschlagsmenge nehmen Krustendicke und maximale Lagerungsdichte bis zu einem Endwert zu. Auch die Werte der Lagerungsdichten f
 ür die einzelnen Tiefenschichten

zwischen der Schicht mit dem Maximum und der Untergrenze steigen mit der Niederschlagsmenge an; ein Endwert wurde bei den gewählten Regenmengen nicht erreicht.

– Zwischen Parallelproben wichen die morphometrischen Kennwerte zum Teil stärker voneinander ab als zwischen unterschiedlich behandelten Proben. Eine Ursache hierfür konnte nicht gefunden werden. Es ist denkbar, daß bei den Proben eine Steuergröße der Verschlämmungsbildung variierte, die nicht erfaßt wurde. Es ist auch denkbar, daß dieses Phänomen auf die natürliche kleinräumige Heterogenität der Bodeneigenschaften zurückgeht.

Die gemessenen morphometrischen Größen erscheinen als Eingabeparameter für bestehende hydraulische Simulationsmodelle nicht ohne weiteres geeignet. Die erzielten Ergebnisse können herangezogen werden, um Annahmen über den Aufbau der Verschlämmungsschicht zu überprüfen, wie sie in derartigen Modellen getroffen werden.

Aus den Ergebnissen resultiert die Frage nach dem Zusammenhang zwischen den Steuergrößen der Verschlämmungsbildung, den gemessenen oder neu zu definierenden morphometrischen Parametern und dem Infiltrationsverlauf.

9. Literatur

- ABMAYR, W. (1994): Einführung in die digitale Bildverarbeitung. 303 S. Teubner Verlag, Stuttgart.
- AGASSI, M.; S. BLOEM; M. BEN-HUR (1994): Effect of drop energy and soil and water chemistry on infiltration and erosion. Water Resources Res. 30. S. 1187 1193.
- AGASSI, M.; I. SHAINBERG; J. MORIN (1981): Effect of electrolyte concentration and soil sodicity on infiltration rate and crust formation. Soil Sci. Soc. Am. J. 45. S. 848 851
- AGASSI, M.; J. MORIN; I. SHAINBERG (1985): Effect of impact energy and water salinity on infitration rate on sodic soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 49. S. 186 189.
- AG BODENKUNDE (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. 4. Aufl. 392 S. Hannover.
- AHUJA, L.R. (1973): A numerical and similarity analysis of infiltration into crusted soils. Water Resources Res. 19. S. 987 - 994
- AHUJA, L.R.; D. SWARTZENDRUBER (1973): Horizontal soil-water intake through a thin zone of reduced permeability. J. Hydrol. 19. S. 71 89.
- AHUJA, L.R. (1983): Modeling infiltration into crusted soils by the Green-Ampt approach. Soil Sci. Soc. Am. J. 47. S. 412 - 418
- AKIN, H.; H. SIEMES (1988): Praktische Geostatistik. 304 S. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- ANDERSON, S.H.; C.J. GANTZER; J.M BOONE; R.J. TULLY (1988): Rapid nondestructive bulk density and soil-water content determination by computed tomography. Soil Sci. Soc. Am. J. 52. S. 35 - 40.
- ANDERSON, S.H.; R.L. PEYTON; C.J. GANTZER (1990): Evaluation of constructed and natural soil macropores using x-ray computed tomography. Geoderma 46. S. 13 29.
- ANDERSON, S.H.; J.W. HOPMANS (1994): Tomography of soil-water-root-processes. Soil Sci. Soc. Am. special publ. No. 36, ASA and SSSA, Madison. 148 S.
- ARSHAD, M.A.; A.R. MERMUT (1988): Micromorphological and physico-chemical characteristics of soil crust types in northwestern Alberta, Canada. Soil Sci. Soc. Am. J. 52.
 S. 724 729.
- ASSOULINE, S.; A. EL IDRISSI; E. PERSOONS (1997): Modelling the physical characteristics of simulated rainfall: a comparison with natural rainfall. J. Hydrol. 196. S. 336 - 347.

- ASSOULINE, S.; Y. MUALEM (1997): Modelling the dynamics of seal formation and its effect on infiltration as related to soil and rainfall characteristics. Water Resources Res. 33. S. 1527 1536
- AYLMORE, L.A.G. (1994): Application of computer-assisted tomography to soil-plant-water studies: an overview. In: S.H. ANDERSON; J.W. HOPMANS: Tomography of soil-waterroot-processes. Soil Sci. Soc. Am. special publ. No. 36, ASA and SSSA, Madison. S. 17 - 28.
- BÄSSMANN, H.; P.W. BESSLICH (1993): Bildverarbeitung Ad Oculos. 261 S. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- BAUMHARDT, R.L.; M.J.M. RÖMKENS. F.D. WHISLER, J.Y. PARLANGE (1990): Modeling infiltration into a sealing soil. Water Resources Res. 26. S. 2497 - 2505.
- BAUMHARDT, R.L.; R.J. LASCANO (1996): Rain infiltration as affected by wheat residue amount and distribution in ridged tillage. Soil Sci. Soc. Am. J. 60. S. 1908 1913.
- BERKENHAGEN, J.; J.M. HECKER; R. SCHWARTENGRÄBER (1994): Untersuchungen der Morphologie von Verschlämmungen mit Hilfe von Dünnschliffen und Röntgen-Computertomographie-Aufnahmen. Mitt. Dt. Bodenk. Ges.74. S. 77 80.
- BERKENHAGEN, J.; J.M. HECKER; H. DIESTEL (1995): Dichtebestimmung in Regenschlagkrusten mit Hilfe der Röntgen-Computertomographie. Mitt. Dt. Bodenk. Ges. 76. S. 83 - 86.
- BERKENHAGEN, J.; J.M. HECKER; H. DIESTEL (1996): Röntgen-Computertomographischer Vergleich von Lagerungsdichte und Makroporosität zwischen Lysimetern und Herkunftsfläche. Arch. Acker- Pfl. Boden. 40. S. 473 - 484.
- BERTUZZI, P.; L. BRUCKLER, Y. GABILLY, J.C. GAUDU (1987): Calibration, field testing, and error analysis of a gamma ray probe for in situ measurement of dry bulk density. Soil Sci. 144. S. 425 436.
- BETZALEL, I.; J. MORIN; Y. BENYAMINI; M. AGASSI; I. SHAINBERG (1995): Water drop energy and soil seal properties. Soil Sci. 159. S. 13 22.
- BLOEMEN, G.W. (1980): Calculation of hydraulic conductivities of soils from texture and organic matter content. Z. Pflanzenern. Bodenk. 142. S. 581 605.
- BODMAN, G.B.; E.A. COLEMAN (1943): Moisture and energy conditions during downward entry of water into soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 8. S. 116 122.
- BOIFFIN, J. (1984): La degradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. These Docteur-Ingenieur, Paris INA P-G. 320 S. + Anh.

- BOIFFIN, J.; G. MONNIER (1986): Infiltration rate as affected by soil surface crusting caused by rainfall. in: F. CALLEBAUT; D. GABRIELS; M. de BOODT (eds.): International Symposium on the assessment of soil surface sealing and crusting. ISSS/ Flanders Research Center for soil erosion and soil conservation, Ghent, Belgium. S. 210 - 217.
- BORTZ, J. (1989): Statistik für Sozialwissenschaftler. 900 S. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- BOSCH, D.D.; C.A. ONSTAD (1988): Surface seal hydraulic conductivity as affected by rainfall. Trans. ASAE 31 (4). S. 1120 1127.
- BRADFORD, J.M.; C. HUANG (1992): Mechanisms of crust formation: physical components. in: SUMNER, M.E.; B.E. STEWART (eds.): Soil crusting: Chemical and physical processes. Advances in Soil Sci., Boca Raton. S. 55 - 69.
- BRAKENSIEK, D.L.; W.J. RAWLS (1983): Agricultural management effects on soil water processes. II. GREEN and AMPT parameters for soil crusting. Trans. ASAE 26. S. 1753 - 1757.
- BRAKENSIEK, D.L.; W.J. RAWLS (1994): Soil containing rock fragments: effects on infiltration. Catena 23. S. 99 - 110.
- BRESSON, L.M.; J. BOIFFIN (1990): Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. Geoderma 47. S. 301 - 325.
- BRESSON, L.M.; L. CADOT (1992): Illuviation and structural crust formation on loamy temperate soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 56. S. 1565 1570.
- BROOKS, R.H.; A.J. COREY (1964): Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Papers, Colorado State Univ., Fort Collins, 3. S. 1 27.
- BROWN, G.O.; M.L. STONE; J.E. GAZIN (1993): Accuracy of gamma ray computerized tomograpy in porous media. Water Resources Res. 29. S. 479 486.
- BROWN, J.M.; W.C. FONTENO; D.K. CASSEL; G.A. JOHNSON (1987): Computed tomographic analysis of water distribution in three porous foam media. Soil Sci. Soc. Am. J. 51. S. 1121 - 1125
- BRUNOTTE, J. (1990): Landtechnische Maßnahmen zum bodenschonenden und bodenschützenden Zuckerrübenanbau. Diss. Universität Kiel. 205 S.
- BULLOCK, P.; C.P. MURPHY (1980): Towards the quantification of soil structure. J. Microsc. 120. S. 317 328.
- CASENAVE, A.; C. VALENTIN (1992): A runoff capability classification system based on surface features criteria in semiarid areas of West Africa. J. Hydrol. 130. S. 231 240.

- CHEN, Y.; J. TARCHITZKY; J. BROUWER; J. MORIN; A. BANIN (1980): Scanning electron microscope observations on soil crusts and their formation. Soil Sci. 130. S. 49 55.
- CHU, S.T. (1985): Modeling infiltration into tilled soil using non-uniform rain. Trans. ASAE 28. S. 1226 1232
- COLES, M.E.; E.L. MUEGGE; E.S. SPRUNT (1991): Application of CAT scanning for oil and gas production research. IEEE Trans. Nucl. Sci. 38. S. 510 515.
- COPPOLA, M.; P. REINIGER (1974): Influence of the chemical composition on the gamma-ray attenuation by soils. Soil Sci. 117. S. 331 335.
- COREY, J.C.; S.F. PETERSON; M.A. WAKAT (1971): Measurement of attenuation of ¹³⁷Cs and ²⁴¹Am gamma rays for soil density and water contents. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 35. S. 215 219.
- COUSEN, S.M.; P.J. FARRES (1984): The role of moisture content in the stability of soil aggregates from a temperate silt soil to raindrop impact. Catena 11. S. 313 - 320.
- CRESTANA, S.; S. MASCARENHAS; R. POZZI-MUCELLI (1985): Static and dynamic three-dimensional studies of water in soil using computed tomographic scanning. Soil Sci. 140. S. 326 332.
- CRESTANA, S.; R. CESAREO; S. MASCARENHAS (1986): Using a computed tomography miniscanner in soil science. Soil Sci. 142. S. 56 61.
- DAVIS, J.R.; M.J. MORGAN; P. WELLS; P. SHADBOLT; B. SUENDERMANN (1986a): X-ray computed tomography I: a non-medical perspective. Aust. Phys. 23. S. 245 247.
- DAVIS, J.R.; M.J. MORGAN; P. WELLS; P. SHADBOLT; B. SUENDERMANN (1986b): X-ray computed tomography II: implementation and examples. Aust. Phys. 23. S. 273 - 276.
- DAY, R.P.; J.N. LUTHIN (1953): Pressure distribution in layered soils during contiuous water flow. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 17. S. 87 91.
- DIESTEL, H. (1993): Saturated flow and soil structure. 235 S. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York
- DULEY, F.L. (1939): Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 4. S. 60 64.
- EDWARDS, W.M.; W.E. LARSON (1969): Infiltration of water into soils as influenced by surface seal development. Trans. ASAE 12. S. 463 465, 470.
- EGGLESTON, J.R.; J.J. PEIRCE (1995): Dynamic programming analysis of pore space. Europ. J. Soil Sci. 46. S. 581 - 590.

- EIGEL, J.D.; L.D. MOORE (1983): Effect of rainfall energy on infiltration into a bare soil. In: Advances in infiltration. Proc. Nat. Conf. Adv. Infiltr. ASAE Publ. 11-83. S. 188 200.
- EPP, E.R.; H. WEISS (1966): Experimental study of the photon energy spectrum of primary diagnostic X-rays. Phys. Med. Biol. 11. S. 225 238.
- EVANS, D.D.; S.W. BUOL (1968): Micromorphological study of soil crusts. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 32. S. 19 22.
- EWING, R.P.; S.C. GUPTA (1994): Pore-scale network modeling of compaction and filtration during surface sealing. Soil Sci. Soc. Am. J. 58. S. 712 - 720.
- FALAYI, O.; J. BOUMA (1975): Relationships between the hydraulic conductance of surface crusts and soil management in a typic Hapludalf. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39. S. 957 963.
- FATTAH, H.A.; S.K. UPADHYAYA (1996): Effect of soil crust and soil compaction on infiltration in a Yolo loam soil. Trans. ASAE 39. S. 79 84.
- FERREIRA, A.G.; M.J. SINGER (1985): Energy dissipation for water drop impact into shallow pools. Soil Sci. Soc. Am. J. 49. S. 1537 - 1542.
- FOLEY, J.L.; R.J. LOCH; S.F. GLANVILLE; R.D. CONNOLLY (1991): Effects of tillage, stubble and rainfall energy on infiltration. Soil Till. Res. 20. S. 45 55.
- FOHRER, N. (1995): Auswirkungen von Bodenfeuchte, Bodenart und Oberflächenbeschaffenheit auf Prozesse der Flächenerosion durch Wasser. Diss. TU Berlin. Bodenökologie und Bodengenese Bd. 19. 183 S.
- FOSTER, G.R.; R.A. YOUNG; W.H. NEIBLING (1985): Sediment composition for nonpoint source pollution analysis. Trans ASAE 28. S. 133 - 139; 146.
- FREDE, H.G. (1986): Der Gasaustausch des Bodens. Göttinger Bodenk. Ber. 87. 130 S.
- FREEBAIRN, D.M.; S.C. GUPTA (1990): Microrelief, rainfall and cover effects on infiltration. Soil Till. Res. 16. S. 307 - 327.
- FREEBAIRN, D.M.; S.C. GUPTA; W.J. RAWLS (1991): Influence of aggregate size and microrelief on development of surface soil crusts. Soil Sci. Soc. Am. J. 55. S. 188 195.
- GARDNER, W.H.; G.S. CAMPBELL; C. CALISSENDORF (1972): Systematic and random errors in dual gamma energy soil bulk density and water content measurements. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 36. S. 393 398.
- GÄTH, S. (1995): Ursachen der Luftsprengung. Habil.-Schrift Universität Gießen. Bodenökologie und Bodengenese (Berlin), Bd. 15. 159 S.

GEHRTSEN, C. (1963): Physik. 569 S. Springer Verlag, Berlin, Göttingen, Heidelberg.

- GLASBEY, C.H.; G.W. HORGAN; J.F. DARBYSHIRE (1991): Image analysis and threedimensional modelling of pores in soil aggregates. J. Soil Sci. 42. S. 479 - 486.
- GREEN, W.H.; G.A. AMPT (1911): Studies on soil physics: I. Flow of air and water trough soils. J. Agric. Sci. 4. S. 1 24.
- GREVERS, M.C.J.; E. DE JONG; R.J. ST.ARNAUD (1989): The characterisation of soil macroporosity with CT scanning. Can. J. Soil Sci. 69. S. 629 637.
- GUSLI. S.; A. CASS; D.A. MACLEOD; P.S. BLACKWELL (1994): Structural collapse and strength of some Australian soils in relation to hardsetting: I. Structural collapse on wetting and draining. Europ. J. Soil Sci. 45. S. 15 21.
- HAINSWORTH, J.M.; L.A.G. AYLMORE (1983): The use of computer assisted tomography to determine spatial distribution of soil water content. Aust. J. Soil Res. 21. S. 435 443.
- HARTGE, K.H.; R. HORN (1991): Einführung in die Bodenphysik. 303 S. Enke Verlag, Stuttgart
- HECKER, J.-M. (1995): Bestimmung der Dichteverteilung in Verschlämmungen an der Bodenoberfläche mit Hilfe der Computertomographie und der Bildverarbeitung. Diplomarbeit Inst. f. Landschaftsentwicklung, TU Berlin. 91 S.
- HECKER, J.-M.; J.H. BERKENHAGEN; H. DIESTEL (1996): Bestimmung der Dichteverteilung in verschlämmten Bodenoberflächen mittels computertomographischer Bilddatensätze und Methoden der Bilddatenverarbeitung. Mitt. Dt. Bodenk. Ges. 79. S. 383 - 386.
- HECKER, J.-M.; A. HENNIG; H. DIESTEL; J. GRUNERT (1997): Lokalisierung einer Rutschungsgleitfläche mittels Computertomographie und -grafik. Mitt. Dt. Bodenk. Ges. 83. S. 427 - 430.
- HELALIA, A.M.; J. LETEY, R. C. GRAHAM (1988): Crust formation and clay migration effects on infiltration rate. Soil Sci. Soc. Am. J. 52. S. 251 255.
- HELMING, K. (1992): Die Bedeutung des Mikroreliefs für die Regentropfenerosion. Diss. TU Berlin, Bodenökologie und Bodengenese Bd. 7, 150 S.
- HENK, U. (1989): Untersuchungen zur Regentropfenerosion und Stabilität von Bodenaggregaten, Diss. Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, TU Braunschweig, Bd. 15, 197 S.
- HEWITT, J.S.; A.R. DEXTER (1981): Measurement and comparison of soil structures. Appl. Math. Modelling 5. S. 2 12.
- HILLEL, D. (1980): Applications of soil physics. 385 S. Academic Press, New York.
- HILLEL, D. (1982): Introduction to soil physics. 364 S. Academic Press, New York.
- HILLEL, D.; W.R. GARDNER (1969): Steady state infiltration into crust-topped profiles. Soil Sci. 108. S. 137 142.
- HILLEL, D.; W.R. GARDNER (1970): Transient infiltration into crust-topped profiles. Soil Sci. 109. S. 64 76.
- HOPMANS, J.W.; T. VOGEL; P.D. KOBLIK (1992): X-ray tomography of soil water distribution in one-step outflow experiments. Soil Sci. Soc. Am. J. 56. S. 355 362.
- HOPMANS, J.W.; M. CISLEROVA; T. VOGEL (1994): X-ray tomography of soil properties.In: S.H ANDERSON; J.W. HOPMANS: Tomography of soil-water-root-processes. Soil Sci.Soc. Am. special publ. No. 36, ASA and SSSA, Madison. S. 17 28.
- HORTON, R.E. (1940): An approach towards the physical interpretation of infiltration capacity. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 5. S. 399 417.
- HUNT, P.K.; P. ENGLER; C. BAJSAROWICZ (1988): Computed tomography as a core analysis tool: applications, instrument evaluation, and image improvement techniques. J. Petrol. Tech. S. 1203 - 1210.
- JÄHNE, B. (1993): Digitale Bildverarbeitung. 337 S. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York
- JÄNCHEN, L.U. (1993): Schnelle Computertomographie für den industriellen Einsatz durch ein algebraisches, iteratives Rekonstruktionsverfahren. Diss. TU Berlin. 138 S.
- JENSSEN, P.D.; H. HEYERDAHL (1988): Soil column descriptions from x-ray computed tomography density images. Soil Sci. 146. S. 102 107.
- JOHNSON, C.B.; J.V. MANNERING; W.C. MOLDENHAUER (1979): Influence of surface roughness and clod size and stability on soil and water losses. Soil Sci. Soc. Am. J. 43. S. 772 - 777.
- JOSCHKO, M.;O. GRAFF; P.C.MÜLLER; K.KOTZKE; P. LINDNER; D.P. PRETSCHNER; O. LARINK (1991): A non-destructive method for the morphological assessment of earthworm burrow systems in three dimensions by x-ray computed tomography. Biol. Fertil. Soils 11. S. 88 - 92.
- KAK, A.C.; M. SLANEY (1988): Principles of computerized tomographic imaging. 329 S. IEEE Press, New York.
- KOPPI, A.J.; MC BRATNEY, A.B. (1991): A basis for soil mesomorphological analysis. J. Soil Sci. 42. S. 139 146.
- KOPPI, A.J.; J.T. DOUGLAS; C.J. MORAN (1992): An image analysis evaluation of soil compaction in grassland. J. Soil Sci. 43. S. 15 25.

- KOSTIAKOV, A.N. (1932): On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. Trans. 6. Congr. Int. Soc. Soil Sci., Moskau. Teil A. S. 17 - 21.
- KRESTEL, E. (1980): Bildgebendes Systeme für die medizinische Diagnostik. 463 S. Siemens Publikation, Berlin, München.
- LE BISSONNAIS, Y. (1990): Experimental study and modelling of soil surface crusting processes. in: R.B. Bryan (ed): Soil erosion: experiments and models. Catena Suppl. 17. Cremlingen. S. 13 28.
- LE BISSONNAIS, Y.; A. BRUAND; M. JAMAGNE (1989): Laboratory experimental study of soil crusting: Relationship between aggregate breakdown mechanisms and crust structure. Catena 16. S. 377 392.
- LE BISSONNAIS, Y.; A. BRUAND (1993): Crust micromorphology and runoff generation on silty soil materials during different seasons. in: J.W.A. POESEN; M.A. NEARING (eds.): Soil surface sealing and crusting. Catena Suppl. 24. Cremlingen S. 1 - 16.
- LE BISSONNAIS, Y. (1996): Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. theory and methodology. Europ. J. Soil Sci. 47. S. 425 - 437.
- LETEY, J. (1991): The study of soil structure: science or art. Aust. J. Soil Res. 29. S. 699 707.
- LEVY, G.; J. LEVIN; J. MORIN (1997): Prewetting rate and aging effects on seal formation and interrill soil erosion. Soil Sci.162. S. 131 139.
- LUK, S.H. (1985): Effect of antecedent moisture content on rainwash erosion. Catena 12. S. 129 139.
- LUK, S.H.; W.E. DUBBIN; A.R. MERMUT (1990): Fabric analysis of surface crusts developed under simulated rainfall on loess soils, China. in: R.B. BRYAN (ed): Soil erosion: experiments and models. Catena Suppl. 17. Cremlingen. S. 29 - 40.
- LYLES, L.; L.A. DISRUD; N.P. WOODRUFF (1969): Effects of soil physical properties, rainfall characteristies, and wind velocity on clod disintegration by simulated rainfall. Soil Sci. Soc. Am. J. 33. S. 302 306.
- MAHAMAD, D.A. (1985): Seal development and infiltration as affected by rainfall kinetic energy. Ph.D. thesis. South Dakota State Univ.; Abstr. No. 8607464.
- MARSHALL, T.J.; J.W. HOLMES; C.W. ROSE (1996): Soil physics. 453 S. Cambridge.
- MATTHIES, D. (1996): Neuartige Verfahren zur Bestimmung der Gasleitfähigkeit von porösen Materialien, insbesondere von Böden. Forstl. Forschungsber. München 157. 231 S.

- MC BRATNEY; A.B.; C.J. MORAN (1990): A rapid method for analysis of soil macropore structure. II. Stereological model, statistical analysis, and interpretation. Soil Sci. Soc. Am. J. 54. S. 509 515.
- MC CULLOUGH, E.C. Jr.; H.L. BAKER; O.W HOUSER; D.F. REESE (1974): An evaluation of the quantitative and radiation features of a scanning x-ray transverse axial tomograph: the EMI scanner. Radiat. Phys. 3. S. 709 715.
- MC CULLOUGH, E.C. Jr. (1975): Photon attenuation in computed tomography. Med. Phys. 2. S. 307 320.
- MC INTYRE, D.S. (1958a): Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. Soil Sci. 85. S. 185 189.
- MC INTYRE, D.S. (1958b): Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impact. Soil Sci. 85. S. 261 266.
- MEIN, R.G.; C.L. LARSON (1971): Modeling the infiltration component of the rainfall runoff process. Water Resourc. Res. Center, Univ. Minnesota Bull. 43. 72 S.
- MOHAMMED, D.; R.A. KOHL (1987): Infiltration response to kinetic energy. Trans. ASAE 30. S. 108 111.
- MOLDENHAUER, W.C.; LONG, D.C. (1964): Influence of rainfall energy on soil loss and infiltration rates: I. Effect over a range of texture. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 28. S. 813 817.
- MOLLENHAUER, K.; E.-M. FRITZ; N. FELDWISCH (1995): Zum Einfluß der Steinbedeckung von Böden auf Oberflächenabfluß und Bodenabtrag. Mitt. Dt. Bodenk. Ges. 76/II. S. 1247 - 1250.
- MOORE, I.D. (1981): Effect of surface sealing on infiltration. Trans. ASAE 24. S. 1564 1552.
- MORAN, C.J.; A.B. MC BRATNEY (1992a): Acquisition and analysis of three-component digital images of soil pore structure. I: Method. J. Soil Sci. 43. S. 541 549.
- MORAN, C.J.; A.B. MC BRATNEY (1992b): Acquisition and analysis of three-component digital images of soil pore structure. II: Application to seed beds in a fallow management trial. J. Soil Sci. 43. S. 551 566.
- MORIN, J.; Y. BENYAMINI (1977): Rainfall infiltration into bare soil. Water Resourc. Res. 13. S. 813 817.
- MUALEM, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resources Res. 12. S. 513 522.

- MUALEM, Y.; S. ASSOULINE (1989): Modelling soil seals as a nonuniform layer. Water Resources Res. 25. S. 2101 2108.
- MUALEM, Y.; S. ASSOULINE; H. ROHDENBURG (1990a): Rainfall induced soil seal. (A) A critical review of observations and models. Catena 17. S. 185 203.
- MUALEM, Y.; S. ASSOULINE; H. ROHDENBURG (1990b): Rainfall induced soil seal. (B) Application of a new model to saturated soils. Catena 17. S. 205 218.
- MUALEM, Y.; S. ASSOULINE; H. ROHDENBURG (1990c): Rainfall induced soil seal. (C) A dynamic model with kinetic energy instead of cumulative rainfall as independent variable. Catena 17. S. 289 - 303.
- MUALEM, Y.; S. ASSOULINE (1992): Flow processes in sealing soils: Conceptions and solutions. in: N.E. SUMNER; B.A. STEWART (eds.): Soil crusting: Chemical and physical processes. Lewis Publishers, Boca Raton. USA. S. 123 149.
- NEWTON, T.H.; D.G. POTTS (1981): Radiology of the skull and brain: Technical aspects of computed tomography. Mosby, St. Louis. zitiert in: CRESTANA, MASCARENHAS, POZZI-MUCELLI (1985); Soil Sci. 140. S. 332.
- NISHIMURA, T.; M. NAKANO; T. MIYAZAKI (1993):Properties of surface crusts of an Andisol and their effects on soil-hydrological processes. in: J.W.A. POESEN; M.A. NEA-RING (eds.): Soil surface sealing and crusting. Catena Suppl. 24. Cremlingen S. 17 28.
- NORTON, D. (1987): Micromorphological study of surface seals developed under simulated rainfall. Geoderma 40. S. 127 140.
- ONOFIOK, O.; M.J. SINGER (1984): Scanning electron microscope studies of surface crusts formed by simulated rainfall. Soil Sci. Soc. Am. J. 48. S. 1137 1143.
- OOSTROM, M.; J.H. DANE; B.C. MISSILDINE; R.J. LENHARD (1995): Error analysis of dual-energy gamma radiation measurements. Soil Sci. 160. S. 28 42.
- PETROVIC. A.M.; J.E. SIEBERT; P.E. RIEKE (1982): Soil bulk density analysis in three dimensions by computed tomographic scanning. Soil Sci. Soc. Am. J. 46. S. 445 450.
- PHILIP, J.R. (1957): The theory of infiltration 4: sorptivity and algebraic infiltration equations. Soil Sci. 84. S. 257 - 264.
- PHOGAT, V.K.; L.A.G. AYLMORE (1989): Evaluation of soil structure by using computer assisted tomography. Aust. J. Soil Res. 21. S. 313 323.
- PHOGAT, V.K.; L.A.G. AYLMORE; R.D. SCHULLER (1991): Simultaneous measurement of the spatial distribution of soil water content and bulk density. Soil Sci. Soc. Am. J. 55. S. 908 915.

- PRICE, T.V.; C.F. OSBORNE (1990): Computer imaging and its application to some problems in agriculture and plant science. Critical Rev. Plant Sci. 9. S. 235 266.
- PRINZ, D. (1996): Water harvesting history, techniques and trends. Z. Bewässerungswirtsch. 31. S. 64 - 105.
- PROTZ, R.; M.J. SHIPITALO, A.R. MERMUT; C.A. FOX (1987): Image analysis of soils present and future. Geoderma 40. S. 115 125.
- RADON, J. (1917): Über die Bestimmung von Funktionen durch ihre Integralwerte längs gewisser Mannigfaltigkeiten. Ber. Verh. Sächs. Akad. Wiss. Math. Phys. Kl., Leipzig.
- REGINATO, R.J.; C.H.M. VAN BAVEL (1964): Soil water measurement with gamma attenuation. Soil Sci. Soc. Am. J. 28. S. 721 724.
- RICHTER, J.; A. GROßGEBAUER (1978): Untersuchungen zum Bodenlufthaushalt in einem Bearbeitungsversuch. II: Gasdiffusionskoeffizienten als Strukturmaß für Böden. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 141. S. 181 - 202.
- RINGROSE-VOASE, A.J. (1990a): One-dimensional image analysis of soil structure. I: Principles. J. Soil Sci. 41. S. 499 512.
- RINGROSE-VOASE, A.J. (1990b): One-dimensional image analysis of soil structure. II: Interpretation of parameters with respect to four forest soil profiles. J. Soil Sci. 41. S. 513 - 527.
- ROGASIK, H.; M. JOSCHKO; K. KOTZKE; J. RIEGER (1993): Ergebnisse zur Nutzung der Computertomographie in der Bodengefügeforschung. Mitt. Dt. Bodenk. Ges. 72/I.S. 215 - 218.
- RÖMKENS, M.J.M.; S.N. PRASAD; J.-Y. PARLANGE (1990): Surface seal development in relation to rainstorm intensity. in: R.B. BRYAN (ed): Soil erosion: experiments and models. Catena Suppl. 17. Cremlingen. S. 1 - 11.
- ROTH, C.H. (1992): Die Bedeutung der Oberflächenverschlämmung für die Auslösung von Abfluß und Abtrag. Habil.-Schrift TU Berlin. Bodenökologie und Bodengenese Bd. 6. 179 S.
- ROTH, C.H. (1997): Bulk density of surface crusts: depth functions and relationships to texture. Catena 29. S. 223 - 237.
- ROTH, C.H.; K. HELMING (1992): Dynamics of surface sealing, runoff formation and interrill soil loss as related to rainfall intensity, microrelief and slope. Z.Pflanzenern. Bodenk. 155. S. 209 - 216.

- ROTH, C.H.; T. EGGERT (1994): Mechanisms of aggregate breakdown involved in surface sealing, runoff generation and sediment concentration on loess soils. Soil Till. Res. 32.S. 253 268.
- ROTH, C.H.; K. HELMING; N. FOHRER (1995): Oberflächenverschlämmung und Abflußbildung auf Böden aus Löß und pleistozänen Sedimenten, Z. Pflanzenern. Bodenk. 158.S. 43 53.
- RUDOLPH, A. (1997): Das Mikrorelief im Initialprozeß der Oberflächenabflußbildung -Ableitung eines Kennwertes zu seiner Charakterisierung. Diss. TU Berlin. Bodenökologie und Bodengenese Bd. 24. 179 S.
- SCHEFFER, F.; P. SCHACHTSCHABEL (1984): Lehrbuch der Bodenkunde. 11. Aufl., 491 S. Enke Verlag, Stuttgart.
- SCHREY, H.P. (1987): Verminderung der Oberflächenerosion durch Ausformung des Kleinreliefs. Diss. Universität Hannover. 115 S.
- SEGINER, I.; J. MORIN (1970): A model of surface crusting and infiltration of bare soils. Water Resources Res. 6. S. 629 - 633.
- SHAINBERG, I. (1992): Chemical and mineralogical components of crusting. in: N.E. SUMNER; B.A. STEWART (eds.), Soil crusting; Chemical and physical processes, Lewis Publishers, Boca Raton, USA. S. 33 - 45.
- SHAINBERG, I.; G.J. LETEY (1984): Response of soils to sodic and saline conditions. Hilgardia 52. S. 1 - 57.
- SHARMA, P.P.; S.C. GUPTA; W.J. RAWLS (1991): Soil detachment by single raindrops of varying kinetic energy. Soil Sci. Soc. Am. J. 55. S. 301 307.
- SLATTERY, M.C.; R.B. BRYAN (1994): Surface seal development under simulated rainfall on an actively eroding surface. Catena 22. S. 17 34.
- SMILES, D.E.; J.H. KNIGHT; K.M. PERROUX (1982): Absorption of water by soil: the effect of a surface crust. Soil Sci. Soc. Am. J. 46. S. 476 481.
- SMITH, R.E.; E.H. DIXON Sr. (1963): Absorption characteristics of soils for ⁶⁰Co gamma rays. Trans. ASAE 6. S. 209 212.
- SOANE, B.D. (1967): Dual energy gamma-ray transmission for coincident measurement of water content and dry bulk density. Nature 214. S. 1274 1274.
- SOANE, B.D.(1968): A gamma-ray transmission method for the measurement of soil density in field tillage studies. J. Agric. Eng. Res 13. S. 340 349.

- SOKIRANSKI, R. (1990): Metallartefaktreduzierung (MAR) in der Computertomographie am Beispiel der Hüftendoprothese. Diss. FU Berlin. 64 S.
- SOR, K.; A.R. BERTRAND (1962): Effects of rainfall energy on the permeability of soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 26. S. 293 - 297.
- SPANNE, P.; K.W. JONES; L. PRUNTY; S.H. ANDERSON (1994): Potential application of synchrotron computed tomography to soil science. In: S.H. ANDERSON; J.W. HOPMANS: Tomography of soil-water-root-processes. Soil Sci. Soc. Am. special publ. No. 36, ASA and SSSA, Madison. S. 43 - 58.
- STEINBRECHER; R. (1993): Bildverarbeitung in der Praxis. 321 S. Oldenbourg Verlag, München, Wien.
- STEUDE, J.S.; F. HOPKINS; J.E. ANDERS (1994): Industrial X-ray computed tomography applied to soil research. In: S.H. ANDERSON; J.W. HOPMANS: Tomography of soilwater-root-processes. Soil Sci. Soc. Am. special publ. No. 36, ASA and SSSA, Madison. S. 29 - 41.
- STILLWATER, R.; A. KLUTE (1988): Improved methodology for a collinear dual-energy gamma radiation system. Water Resources Res. 24. S. 1411 1422.
- TACKETT, J.L.; R.W. PEARSON (1965): Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall. Soil Sci. 99. S. 407 413.
- TAMET,V.; J. BOIFFIN; C. DÜRR; N. SOUTY (1996): Emergence and early growth of an epigeal seedling (*Daucus carota L.*): influence of soil temperature, sowing depth, soil crusting and seed weight. Soil Till. Res. 40. S. 25 37.
- TARCHITZKY, J.; A. BANIN; J. MORIN; Y. CHEN (1984): Nature, formation and effects of soil crust formed by water drop impact. Geoderma 33. S. 135 155.
- TERRIBILE, F.; E.A. FITZPATRICK (1995): The application of some image-analysis techniques to recognition of soil micromorphological features. Europ. J. Soil Sci. 46. S. 29 46.
- THOMPSON, A.L.; L.G. JAMES (1985): Water droplet impact and its effect on infiltration. Trans. ASAE 28. S. 1506 - 1510.
- TOLLNER, E.W. (1991): X-ray computed tomography applications in soil ecology studies. Agric. Ecosys. Environ. 34. S. 251 - 260.
- TOLLNER, E.W.; J.W. DAVIS; B.P. VERMA (1989): Managing errors with X-ray computed tomography (X-ray CT) when measuring physical properties. Trans. ASAE 32. S. 1090 1096.

- TOLLNER, E.W.; R. HARRISON; C. MURPHY (1991): Interpreting the pixel standard deviation statistic from an X-ray tomographic scanner. Trans. ASAE 34. S. 1054 1059.
- TOLLNER, E.W.; C. MURPHY (1991): Factors affecting X-ray absorption coefficients with computer tomography. Trans. ASAE 34. S. 1047 1053.
- TOLLNER, E.W.; B.P. VERMA (1991): X-ray CT for quantifying water content at points within a soil body. Trans. ASAE 34. S. 901 905.
- TRAUTWEIN, A.; U. KREIBIG; E. OBERHAUSEN (1983): Physik für Mediziner, Biologen, Pharmazeuten. 521 S. De Gruyter Verlag, Berlin, New York.
- VALENTIN, C. (1991): Surface crusting in two alluvial soils of northern Niger. Geoderma 48. S. 201 222.
- VALENTIN, C.; J.F. RIUZ FIGUEROA (1987): Effects of kinetic energy and water application rate on the development of crusts in a fine sandy loam using sprinkling irrigation and rainfall simulation. In: N. FEDOROFF, L. M. BRESSON, M.A. COURTY (eds.): Micromorphologie des sols/Soil micromorphology. A.F.E.S., Plaisir. S. 401 - 408.
- VALENTIN, C.; L.M. BRESSON (1992): Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. Geoderma 55. S. 225 245.
- VINEGAR, H.J. (1986): X-ray CT and NMR imaging of rocks. J. Petr. Tech. S. 257 259.
- VINTEN, A.J.A.; P.H. NYE (1985): Transport and deposition of dilute colloidal suspensions in soils. J. Soil Sci. 36. S. 531 541.
- VOGEL, H.-J. (1994): Mikromorphologische Untersuchungen von Anschliff-Präparaten zur räumlichen Porengeometrie in Böden im Hinblick auf Transportprozesse. Diss. Univ. Hohenheim. Hohenheimer Bodenk. Ber. 18. 136 S.
- WALLACH, R.; R. SHABTAI (1993): Surface runoff contamination by chemicals initially incorporated below the soil surface. Water Resources Res. 29. S. 697 704.
- WARNER, G.S.; J.L. NIEBER; I.D. MOORE; R.A. GEISE (1989): Characterizing macropores in soil by computed tomography. Soil Sci. Soc. Am. J. 53. S. 653 - 660.
- WATSON, A.T.; J. MUDRA (1991): Characterization of devonian shales with X-ray computed tomography. Soc. Petroleum Eng. Paper no. 22943. Soc. Petroleum Eng., Richardson, Texas.
- WEGENER, O.H. (1992): Ganzkörper Computertomographie. 580 S. Berlin.
- WEIBEL, E.R. (1979): Stereological methods I: practical methods for biological morphometry. 415 S. London.

- WEST, L.T.; S.C. CHIANG; L.D. NORTON (1992): The morphology of surface crusts. in: SUMNER, M.E.; B.E. STEWART (eds.): Soil crusting: Chemical and physical processes. Advances in Soil Sci., Boca Raton. S. 74 - 91.
- WHISLER, F.D.; A.A. CURTIS; A. NIKNAM; M.J.M. RÖMKENS (1979): Modeling infiltration as affected by soil crusting. in: H.J. MOREL-SEYTOUX (ed.): Surface and subsurface hydrology. Water Resources Publ., Fort Collins. S. 400 - 413.
- YANUKA, M. (1989): Percolation processes and porous media. II: computer calculations of percolation probabilities and cluster formation. J. Coll. Interf. Sci. 127. S. 35 58.
- YANUKA, M.; F.A.L. DULLIEN; D.E. ELRICK (1984): Serial sectioning and digitization of porous media for two- and three-dimensional analysis and reconstruction. J. Microsc. 135.S. 159 168.
- YANUKA, M.; F.A.L. DULLIEN; D.E. ELRICK (1986): Percolation processes and porous media. I: geometrical and topological model of porous media using a three-dimensional joint pore size distribution. J. Coll. Interf. Sci. 112. S. 24 - 41.
- ZAMPERONI, P. (1989): Methoden der digitalen Bildsignalverarbeitung. 263 S. Vieweg Verlag, Braunschweig.
- ZANKE, U. (1982): Grundlagen der Sedimentbewegung. 402 S. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- ZENG, Y.; C.J. GANTZER; R.L. PEYTON; S.H. ANDERSON (1996):Fractal dimension and lacunarity of bulk density determined with X-ray computed tomography. Soil Sci. Soc. Am. J. 60. S. 1718 - 1724.
- ZHU, T.X.; Q.G. CAI; B.Q. ZENG (1997): Runoff generation on a semi-arid agricultural catchment: field and experimental studies. J. Hydrol. 196. S. 99 118.
- ZOBECK, T.M.; T.W. POPHAM (1992): Influence of microrelief, aggregate size, and precipitation on soil crust properties. Trans. ASAE 35. S. 487 - 492.

Danksagung

Diese Arbeit zu erstellen war mir möglich, weil mich Freunde, Kollegen und Mitarbeiter verschiedener Institutionen auf vielfältige Weise dabei unterstützt und begleitet haben.

Herr Prof. Dr. Heiko Diestel hat die Betreuung der Arbeit übernommen, mir in vielen Gesprächen Rat gegeben und mir ermöglicht, während der gesamten Zeit unter sehr guten Rahmenbedingungen arbeiten zu können. Prof. Dr. Manfred Renger hat das Korreferat übernommen und auch damit die gute Kooperation zwischen den Fachgebieten Bodenkunde und Wasserhaushalt unterstrichen.

Dr. Christian Roth war maßgeblich bei der Konkretisierung des Forschungsthemas beteiligt und hat mir durch seine wissenschaftliche Unterstützung und seine vielfältigen Anregungen bei der Aufstellung des Versuchsprogrammes und der Interpretation der Ergebnisse sehr geholfen.

Dipl.-Ing. Martin Hecker hat in allen Phasen der Arbeit durch eine Vielzahl konstruktiver Diskussionen und durch seine großzügige Hilfe, nicht nur durch Hinweise zur EDV-Anwendung und seine Programmierarbeiten einen wichtigen Beitrag zum Gelingen der Arbeit geleistet.

Dr. Rainer Strotmann hat mich mit großer Aufmerksamkeit durch alle Phasen der Arbeit aufmunternd wie fordernd-wohlwollend begleitet und mich sehr dabei unterstützt, in produktive Arbeitsstimmung zu kommen und besondere Herausforderungen zu meistern.

Dr. Dr. Wilfried Wieck hat mir mit seinen klaren, zugewandten Hinweisen geholfen, mit vielen Schwierigkeiten umzugehen, die vom Beginn bis zum Ende des Vorhabens immer wieder auftraten.

Dipl.-Ing. agr. Wolfram Dienel und Dipl.-Ing. Ralph Schacht gaben mir sehr viele Anregungen, Überarbeitungen und Verbesserungsvorschläge im Rahmen unseres gemeinsamen Doktoranden-Arbeitskreises und halfen mir so dabei, die Inhalte, die mir im Kopf "völlig klar" zu sein schienen, zu Papier zu bringen.

Dipl.-Ing. Christian Porath hat mir geholfen, den Tücken der Bearbeitung der CT-Daten beizukommen und viele Stunden mit Akribie Auswertungsprogramme erstellt.

Dr. Nicola Fohrer, Dr. Katharina Helming und Dipl.-Ing. agr. Reinhild Schwartengräber verdanke ich wertvolle Hinweise zur Überarbeitung und Verbesserung des Textes. Die Tatsache, daß ich die Beregnungsversuche von Dr. Nicola Fohrer und Dr. Andrea Rudolph für die Gewinnung meiner Proben nutzen konnte, war für mich eine enorme Erleichterung.

Dipl.-Ing. Michael Facklam und Karl Böttcher vom Fachgebiet Bodenkunde sowie die Mitarbeiterinnen des Labors des Instituts für Landschaftsentwicklung waren mir stets behilflich, wenn ich spezielle Geräte benötigte oder Analysen durchzuführen hatte. Dr. Thomas Jaeger hat mir in kollegialer Weise dazu verholfen, mit der fremden Technik der Computertomographie vertraut zu werden.

Dirk Fricke hat mir einen großen Teil der anstrengenden manuellen Bildbearbeitung abgenommen und mir dadurch Freiräume für andere Tätigkeiten verschafft. Dipl.-Pol. Michael Hüllen und Ulrich Grefe haben unter die Arme gegriffen bei der Bewältigung der Datenflut und bei der Erstellung von Grafiken. Dipl.Ing. agr. Regina Schade hat mir die nervenaufreibende Arbeit abgenommen, das Literaturverzeichnis zu schreiben.

Dipl.-Ing. Lutz Schriever, Dipl.-Ing. Harald Apelt und Dipl.-Ing. agr. Sören Bott haben das Korrekturlesen übernommen und mir geholfen, Schreibfehler weitgehend auszumerzen.

Dipl.-Ing. Jochen Schaper hat in stoischer Gelassenheit bei allen Untersuchungen den Computertomographen bedient und mit seiner Erfahrung dafür gesorgt, daß das Gerät auch über die bis dahin unbekannten "Patienten" brauchbare Informationen bereitstellt.

Dr. Andreas Kern, Dr. Thomas Heim und Dr. Arne Lemke haben es mir ermöglicht, die Untersuchungen in der Röntgenabteilung der Universitätsklinikums Rudolph Virchow im Wedding durchzuführen. Dr. Jürgen Beier hat für mich die gigantischen Datenmengen auf Datenträger überspielt und so dafür gesorgt, daß ich die Untersuchungsergebnisse am eigenen Rechner auswerten konnte.

Die sehr gute Arbeitsatmosphäre am Fachgebiet Wasserhaushalt haben, neben den bereits erwähnten Kolleginnen und Kollegen, Dr. Norbert Markwardt, Dipl.-Ing. Volker Bekurts, Dipl.-Ing. Marco Schmidt, Dipl.-Geogr. Thomas Zenker sowie Jutta Ritscher mit geschaffen.

Meine Familie hat mir während der gesamten Zeit der Erstellung der Arbeit den Rücken freigehalten und jede mögliche Hilfe gewährt.

Nicht unerwähnt lassen möchte ich die vielfältige Unterstützung, die mir aus meinem Freundeskreis zuteil wurde, neben einigen genannten Personen insbesondere von Dipl.-Ing. Jobst Scheuermann, ZA Carsten Dierig, Christian Schäfer, Christian Pfaue und Dipl.-Psych. Matthias Rudlof.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat die Durchführung vieler Untersuchungen und Arbeiten finanziell gefördert.

Ich freue mich, an dieser Stelle meinen herzlichen Dank aussprechen zu können an alle, auch an diejenigen, die mir in jener Zeit behilflich waren und die nicht namentlich erwähnt sind.