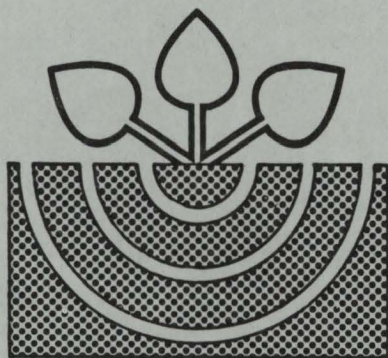


MITTEILUNGEN

der

DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT



Band 74
1994

ISSN - 0343-107 X

Schriftleitung: P. Hugenroth, Oldenburg

Unredigierte Mitgliederinformationsschrift

- Beiträge in ausschließlich wissenschaftlicher Verantwortung der
jeweiligen Autoren -

MITTEILUNGEN
DER
DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

Band 74

1994

MITTEILUNGEN

DER

DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN

GESELLSCHAFT

Referate

Sitzung des Arbeitskreises B PALÄOPEDOLOGIE
12. Mai 1994 in THARANDT

Referate

Sitzung des Arbeitskreises WALDHUMUSFORMEN
9. bis 11. Juni 1994 in FREIBURG

Referate und Posterbeiträge

Sitzung der Arbeitsgruppe BODENEROSION
5. bis 7. September 1994 in MÜNCHENBERG

Referate und Posterbeiträge

Gemeinsame Sitzung Kommissionen V und VI
7. bis 9. September 1994 in MÜNCHENBERG

Referate und Posterbeiträge

Sitzung Kommission I
13. und 14. September 1994 in ROSTOCK

Referate

Sitzung Kommission VII
5. bis 8. Oktober 1994 in BREISACH

Referate und Posterbeiträge

Sitzung Kommission II
6. und 7. Oktober 1994 in HANNOVER

I N H A L T

Band 74

	Seite
SITZUNG AK PALÄOPEDOLOGIE	
Hunger, W.:	Über Waldböden des Erzgebirges 17
Linnemann, U.G.:	Einige paläopedologische und quartär- geologische Profile aus dem südöstlichen Stadtgebiet von Dresden und dessen Umgebung - erste Geländebefunde 23
von Semmel, A.:	Gliederung der Solifluktiionsdecken in deutschen Mittelgebirgen - noch ein Problem der Wiedervereinigung? 29
Thalheim, K.:	Mineralogisch-granulometrische Untersuchungen an Deckschichten im Osterzgebirge 35
SITZUNG AK WALDHUMUSFORMEN	
Graefe, U.:	Humusformengliederung aus bodenzoologischer Sicht 41
Belotti, E.:	Lebensformtypen wirbelloser Bodentiere, Streuverarbeitungsprozesse und Humus- formen 45
Broll, G. und H.J. Brauckmann:	Humusformen und Regenwurmfauna zweier Grünlandbrachen in Südwestdeutschland 49
Beyer, L.:	Die chemische Zusammensetzung der organischen Bodensubstanz unter- schiedlicher Humusformen in Waldböden Schleswig-Holsteins 53
Buberl, H.G., K. v. Wilpert und E.E. Hildebrand:	Beziehungen zwischen Waldhumusformen und ihren chemischen Kennwerten auf der Basis der Bodenzustandserhebung im Wald (BZE) in Baden-Württemberg 57
Reiff, B. und C. Eberl:	Merkmale von Humusformen in bewirtschafteten Buchen-, Fichten- und Mischbeständen beider Baumarten in der montanen Stufe des Harzes 61
Kobel- Lamparski, A. und F. Lamparski:	Zur Humusform regenwurmbeeinflußter Bodenprofile im Schwarzwald 65

Frielinghaus, M., K. Helming, D. Deumlich und R. Funk:	Gegenstand und Defizite in der regionalen Bodenerosionsforschung	71
Auerswald, K., J. Westrop und W.-D. Jung:	Eignung der mit DGM/GIS geschätzten Hangneigungen für die Erosionsprognose	75
Berkenhagen, J., M. Hecker und R. Schwarten- gräber:	Untersuchungen der Morphologie von Verschlämmungen mit Hilfe von Dünnschliffen und Röntgen-Computer- tomographie-Aufnahmen	77
Dräyer, D. und J. Fröhlich:	Ein GIS-gestütztes Bodenerosionsmodell für zwei Untersuchungsgebiete im Hoch- rheintal und im Tafeljura (NW-Schweiz)	81
Düwel, O., W. Schäfer und H. Kuntze:	Der Einfluß der Bodenrauhigkeit auf den Sedimenttransport durch Wind	85
Everding, C., M. Kehl, J. Botschek und A. Skowronek:	Erosionsgefährdete Böden in Nordrhein- Westfalen - I. Feldberechnungen	89
Fohrer, N., A. Rudolph und C.H. Roth:	Auswirkung der Bodenart und Bodenfeuchte im oberflächennahen Bereich auf die Bodenablösungsdynamik von drei Modell- böden	93
Gerlinger, K.:	Untersuchungen zur Prognostizierung der Erosionsneigung von Böden als Grundlage eines Modells für die Gewässerbelastung durch Feststoffeintrag	97
Helming, K., D. Deumlich und R. Funk:	Das Mikrorelief von Bodenoberflächen: Einfluß der Meßmethode und der Meßgenauigkeit auf das Meßergebnis	101
Kainz, M., K. Auerswald, et al.:	Quantifizierung linearer Bodenabträge aus Luftbildern	105
Kastell, S. und O. Stüdemann:	Entwicklung und Prüfung der DVWK-Kartier- anleitung zur Aufnahme der On-site- und Off-site-Erscheinungen der Bodenerosion durch Wasser	107
Kehl, M., C. Everding, J. Botschek und A. Skowronek:	Erosionsgefährdete Böden in Nordrhein- Westfalen - II. Laboruntersuchungen	111

	Seite
Lademann, H. und R. Pöthig:	Untersuchungen zur vertikalen P- Verlagerung erodierter und kolluvialer Ackerböden 115
Prasuhn, V. und M. Braun:	Abschätzung der Gewässerbelastung durch Erosion im Kanton Bern (Schweiz) 119
Rudolph, A., N. Fohrer und K. Helming:	Die Bedeutung von Mikrorelief und Bodenfeuchte an der Oberfläche für den Oberflächenabfluß 123
Schaub, D.:	Kartierung und Schätzung aktueller Erosionserscheinungen. Die Anleitung des Fachausschuss "Bodenerosion" des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK) 127
Schimmack, W. und K. Auerswald:	Erosionsmessung mit Radiotracern in Scheuern 131
Schmidt, R. und M. Frielinghaus:	Bodenerosion in geschlossenen Hohlformen - Versuch einer Bilanzierung - 133
Strauß, P. und W.E.H. Blum:	R-Faktoren Österreichs und Bayerns - Ein Vergleich 137
Thiere, J. und M. Zeidler:	Hydromorphieverhältnisse in Böden - vom Horizontmerkmal zur Gebiets- charakterisierung und Übersichtskarte 141
Vahrson, W.-G.:	Landschaftsnutzung und Erosion in Tropischen Bergländern: Cerbatana de Puriscal in Costa Rica, Zentralamerika 145
Weigand, S., A. Kaemmerer und K. Auerswald:	Skalenübergreifende Messung der Stoffverlagerung durch Erosion 149
Wenkel, K.-O.:	Dynamische Landschaftsmodelle - Instrumente zur Abschätzung der Folgen von Landnutzungsänderungen 151
GEMEINSAME SITZUNG KOMMISSIONEN V UND VI	
Bork, H.-R. und C. Dalchow:	Agrarlandschaftsforschung in Nordost- Deutschland 157
Schraps, W.G.:	Die Funktion des geowissenschaftlichen Staatsdienstes bei der Umsetzung boden- kundlicher Forschungsergebnisse 161
Auerswald, K., H. Durlesser und C. Sperl:	Erfassung der dreidimensionalen Variabilität von Böden mit geophysikalischen Methoden 165

Altermann, M. und M. Steininger:	Vom Bodenprofil zum Gebietswasserhaushalt - Untersuchungen aus dem Unterharz -	167
Bach, M. und H.-G. Frede:	Höhenabhängige Regionalisierung des Gebietsniederschlags	171
Deumlich, D. und L. Völker:	Nutzung der Allgemeinen Bodenabtrags- gleichung zur Bodenabtragungsschätzung im Zuge des Agrarlandwirtschaftswandels in Nordostdeutschland	175
Durlessner, H., S. Du, P. Rummel und A. Berktold:	Flächenhafte Bestimmung der mittleren Bodenfeuchte mit Georadar	179
Frielinghaus, M., H. Petelkau, et al.:	Möglichkeiten einer flächenhaften Beurteilung der Erosionsgefährdung durch Fahrspuren	181
Hartmann, K.-J. und S. Lorenz:	Abschätzung zur Entwicklung der pH-Werte Brandenburger Böden infolge von Flächen- stilllegungen	185
Hartmann, K.-J., S. Lorenz und R. Wysujack:	Substratkarte Kreis Oranienburg (Basis MMK / forstliche Naturraummosaiktypen)	189
Hartmann, K.-J., M. Schmidt, R. Schultz- Sternberg und F. Möller:	Darstellung der stofflichen Belastungssituation des Kreises Oranienburg auf Basis von Punktdaten	193
Horlacher, D., R. Gryscho und T. Nöltner:	Räumliche und zeitliche Variabilität der mobilen (NH_4NO_3 -extrahierbaren) Cd- und Zn-Gehalte in Böden	197
Kleefisch, B.:	Zum Problem der mangelnden Homogenität von Bodendauerbeobachtungsflächen	201
Michel, R., B. Peters und T. Meyer:	Bodeneigenschaften einer Catena - Anforderungen an die Kennzeichnung ihrer Variabilität	205
Riek, W., G. Wessolek, et al.:	Ableitung bodenphysikalischer Kennwerte auf substrat-genetischer Grundlage	209
Rode, M. und H.-G. Frede:	Methodik zur GIS-gestützten Berechnung von Nährstoffeinträgen in Fließgewässer durch A_0 mit dem Modell AGNPS	213
Schleuß, U., E.-W. Reiche und R. Zölitz-Möller:	Untersuchungen zur räumlichen Heterogenität zweier Ackerflächen in Schleswig-Holstein	217
Schmidt, R.:	Maßstabsprobleme der Regionalisierung von Bodendaten	221

Schrey, H.P.:	Die großmaßstäbige Bodenkartierung in Nordrhein-Westfalen als Weg vom Bohrpunkt zur Einzelfläche - 2. Teil: Die quantifizierende Codierung als Grundlage EDV-gestützter Auswertungen	225
Schulte-Kellinghaus, S.:	Die großmaßstäbige Bodenkartierung in Nordrhein-Westfalen als Weg vom Bohrpunkt zur Einzelfläche - Teil 1: Datenerhebung und Fachdatenkonzept	229
Schwerdtfeger, G.:	Systematik der Moore	233
Sinowski, W., A. Scheinost und K. Auerswald:	Die Regionalisierung aus Pedotransfer-Funktionen abgeleiteter Bodeneigenschaften	237
Sperl, C., H.P. Durlessner, F. Echternacht und K. Auerswald:	Identifying the variability of soil substrates by geoelectrical methods	239
Wendroth, O. und D.R. Nielsen:	State Space Analyse: Interpolation zur Identifizierung von Prozessen in Raum und Zeit	243
Winter, K. und R. Rackwitz:	Die räumliche Variabilität der mikrobiellen Biomasse einer heterogenen Agrarlandschaft	247

SITZUNG KOMMISSION I

Bronstert, A.:	Physikalisch begründete, prozeßorientierte Modellierung der Wasserflüsse auf und in Hängen und Kleineinzugsgebieten	253
Bronstert, A.:	Umgehung der Probleme bei der numerischen Lösung der Richards-Gleichung durch Anwendung der Fuzzy-Logik	257
Gerke, H.H. und T. Vogel:	Zweidimensionale Modellierung von Wasserbewegung und Stofftransport in heterogenen Bodensystemen	261
Gräsle, W., B.G. Richards, T. Baumgartl und R. Horn:	Welche Bedeutung haben auflastabhängige hydraulische Bodenkennwerte für die Wassertransport-Modellierung?	265

		Seite
Haubold, M. und B. Huwe:	Ansätze zur Messung und Modellierung der gekoppelten Transporte von Wasser, Wärme und Bodengasen in der ungesättigten Zone heterogener Böden bei zeitlich variablen Randbedingungen	269
Huwe, B., H. Götz-Huwe und J. Eberhardt:	Parameterschätzungen und Modellrechnungen zum Gebietswasserhaushalt kleiner, heterogener Einzugsgebiete mit einfachen Modellkonzepten	273
Junkersfeld, L.:	Die Bedeutung der Aggregierung für den Wassertransport in Böden - Grenzen der Anwendbarkeit von hydraulischen Kennwerten	277
Kemmesies, O. und L. Luckner:	Prozeßmodellierung und Parameteridentifikation von Zweiphasenströmungsprozessen in porösen Medien	281
Lennartz, B.:	Erfassung und Relevanz der statistischen Verteilung von Stofftransportparametern	285
Michel, R.:	Zur räumlichen Variabilität von Bodenparametern und ihrer Berücksichtigung bei der Modellierung der Bodenfeuchteverteilung	287
Priesack, E.:	Ein Mikro-Struktur Modell zu Transport und mikrobiellem Abbau von Stoffen in ungesättigten aggregierten Böden	291
Punzel, J., R. Plagge und M. Renger:	Piezometer-Permeameter: Punktsonde zur Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit im nahe gesättigten Bereich	295
Roth, K. und K. Hammel:	Numerische Simulation des Stofftransportes in porösen, zweidimensionalen, makroskopisch homogenen, Miller-ähnlichen Medien	299
Roth, K.:	Erzeugung von Realisierungen schwach stationärer Zufallsfunktionen	303
Schäfer, D., H. Montenegro und B. Herrling:	Bestimmung bodenhydraulischer Parameter unter Verwendung von Labor- und Freilanddaten: Ein Vergleich unterschiedlicher Verfahren	307
Schlenther, L., G. Wessolek und M. Renger:	Wirkung kleinräumlich variabler Decksandmächtigkeiten auf Wasserhaushaltskomponenten	311
Wagner, B. und R. Funk:	Messung und Simulation des Wasser- und Stofftransportes in einem aggregierten Boden unter instationären Bedingungen	315

		Seite
Wessolek, G., J. Groß, I. Schiller und M. Renger:	Transektuntersuchungen zur Verlagerung konservativer Tracer unter Wald und Acker im Raum Berlin	319
Zurmühl, T.:	Möglichkeiten und Grenzen der inversen Modellierung zur Bestimmung hydraulischer Kenngrößen von Bodensäulen	323
SITZUNG KOMMISSION VII		
Alaily, F.:	Palygorskitreicher Vertisol im ariden Bereich NO-Somalia	329
Breuer, J.:	Tonmineralbestand von Böden aus unterschiedlichen Substraten im semiariden Nordkamerun	333
Dultz, S. und H. Graf v. Reichenbach:	Veränderung des Quarzgehaltes der Korngrößenfraktionen einer Parabraunerde aus weichselzeitlichem Geschiebemergel	337
Feger, K.H.:	Aktuelle Protonenbelastung und Kationenfreesetzung in einem Eisenhumuspodsol im Schwarzwald	341
Felix- Henningsen, P.:	Merkmale und Genese von Hunsrückerkarben im Rheinischen Schiefergebirge	345
Frank, U.:	Chemisch-mineralogische Reaktion von Waldböden auf anthropogene Säurebelastungen	349
Gebhardt, H.:	Verwitterungsformen primärer Minerale und Tonbildungsprozesse in Alfisolen Nordostbrasilien	353
Gehring, A.U.:	Spektroskopische Untersuchungen an Böden	357
Glasauer, S.:	The interaction between silicate and iron oxides	361
Häusler, W.:	Tonmineralumwandlung in Böden aus Kalkstein	365
Herrmann, L., B. Sponholz und K. Stahr:	Quellregionen für den Harmattan-Staub in Westafrika: Ein mineralogischer und geochemischer Ansatz	367
Jahn, R.:	Änderungen des Mineralbestandes circumsaharischer Böden durch äolische Einträge	371
Jerz, H., W. Grottenthaler und R.A. Kemp:	Bodenmikromorphologische Untersuchungen an der Artefaktenfundstelle Attenfeld bei Neuburg a. d. Donau	375

		Seite
Kallis, P. und K.E. Bleich:	Bodenentwicklung im Jungtertiär am Rande des Molassebeckens (Heidenheim- Mergelstetten/Ostalb)	379
Leinweber, P. und H.R. Schulten:	Zur Bedeutung pedogener Oxide für die Bindung organischer Substanzen	383
Poetsch, T. und H.J. Altemüller:	Mineralogische und mikromorphologische Merkmale von Böden aus Laacher See Pyroklastika	387
Reuter, G.:	Agronomisch relevante Eigenschaften verschiedener Tonsubstrate	391
Schwarz, T.:	Vanadium in Eisenkrusten als Indikator lateritischer Verwitterungsbedingungen	395
Stahr, K.:	Bodenminerale in Raum und Zeit	399
Stephan, S.:	Interpretation von Bodendünnschliffen für die Bodengeschichte in Mitteleuropa	403
Wipki, M.:	Aluminium-Phosphat-Sulfat-Minerale (APS) in Kaolinen aus dem Nordsudan	407
Zarei, M. und K. Stahr:	Experimente zur Ermittlung von Verwitterungsformen an Mineralen des Bärhaldegranits und des oberen Buntsandsteins	411
Zauner, G. und K. Stahr:	Gehalte und Bindungsformen von Schwermetallen in Böden und ihren Ausgangsgesteinen	415

SITZUNG KOMMISSION II

van Riemsdijk, W. und M.F. Benedetti:	Modelling Metal Ion binding to humic substances: Application to field conditions	421
Augustin, S. und P. Schall:	Modellierung bodenchemischer Reaktionen auf anthropogene Einflüsse unter Berück- sichtigung der Ergebnisse 10jähriger Waldschadensforschung	429
Fiedler, S. und W.R. Fischer:	Redoxpotentialverläufe eines hydromorphen Bodens in Abhängigkeit von Temperatur, Niederschlag und Grundwasserstand	433
Freese, D., R. Lookman und W.van Riemsdijk:	Modell zur Desorptionskinetik von Boden- Phosphat	437

Gerke, J.:	Aluminium- und Eisen(III)-Spezisierung in der Bodenlösung unter Einschluß der Komplexe mit Citrat und Huminstoffen	441
von Götz, N. und O. Richter:	Ansätze zur Regionalisierung des Pflanzenschutzmittelabbaus	445
González, J., A. Pohlmeier und M.J. Schwuger:	Affinitätsverteilungen der Sorptionsprozesse von Cadmium und Blei an Parabraunerde	449
Ludwig, B. und J. Prenzel:	Bodenchemische Gleichgewichtsmodelle für Batchversuche mit Berücksichtigung metallorganischer Komplexe	453
Otto, S., J. Lambert, W. Liesegang, N.Zullei-Seibert und I. Kögel-Knabner:	Eigenschaften von DOM anthropogener Substrate. Teil A: Charakterisierung von Klärschlamm-Eluaten mittels DOM-Fraktionierung und ¹³ C-NMR-Spektroskopie	457
Prinz, H., W. Mittelstaedt und F. Führ:	Laborversuche als Modelle für Verlagerung, Abbau und Bildung gebundener Rückstände von Methabenzthiazuron in einer Typischen Parabraunerde aus Schwemmlöß	461
Puhlmann, M. und J. Böttcher:	Probleme bei der Ermittlung von Al-Hydroxo-Sulfat-Gleichgewichten in Bodenextrakten saurer Waldböden	465
Raber, B. und I.Kögel-Knabner:	Eigenschaften von DOM anthropogener Substrate. Teil B: Charakterisierung der Bindung von PAK und Einfluß der DOM-Zusammensetzung auf die Bindungsstärke	469
Scheinost, A.C. und K.H.Weinfurtner:	Vorhersage der K-Verfügbarkeit in einem Agrarökosystem mit K/Ca-Austauschkurven	473
Schimming, C.-G., H. Wetzels und A. Dählmann:	Die Bedeutung löslichkeitsbestimmender Prozesse für die Konzentrationsdynamik von Kalium in Abhängigkeit vom Stoffbestand zweier Braunerden	477
Totsche, K.U., P. Knabner und I.Kögel-Knabner:	Modellierung von Sorptionsprozessen in Gegenwart immobilisierter und mobiler reaktiver Sorbenten	481
Wais, A., P. Burauel, A.A. de Graaf, K. Haider und F. Führ:	¹³ C-NMR- und GPC-Untersuchungen an Modellhuminsäuren aus Maisstroh als Basis zur Spezisierung von Bindungsformen nichtextrahierbarer Rückstände von Xenobiotika in Böden	485

Wang, S.Y. und
W.R. Fischer:

Quantitative Beschreibung der Sorptions-
isothermen von Zn, Cu und Cd in Böden und
Abhängigkeit der Bindungsstärke von den
Gleichgewichtskonzentrationen

489

MITTEILUNGEN
DER
DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

Referate

Sitzung des Arbeitskreises B PALÄOPEDOLOGIE

"Bodenbildung in periglazialen Deckschichten unter besonderer
Berücksichtigung der präquartären Verwitterungssubstrate"

am 12. Mai 1994

in

THARANDT

Band 74

1994

Über Waldböden des Erzgebirges

von

Hunger, W.*

1. Ausgangsmaterial der Bodenbildung

Die Waldböden des Erzgebirges bestehen nur auf einem kleinen Teil der Fläche aus in situ gebliebenem Verwitterungsmaterial des anstehenden Grundgesteins. Vielmehr ist das feste Grundgestein meist von 5-20 dm mächtigen Wanderschuttdecken überzogen. Diese sind im Verlauf vorwiegend quartärer Erosions- und Akkumulationsvorgänge entstanden und zum eigentlichen Ausgangsmaterial der Bodenbildung geworden. Vor allem weichselzeitliche Substratbewegungen in Form von Solifluktion (auf mäßig geneigten Hängen) und Kryoturbation (auf ebenen bis schwach gewölbten Hochflächen) lassen sich in allen Höhenstufen des Erzgebirges im Schichtenbau der Bodenprofile erkennen. Ältere (z.B. praecenomane, tertiäre und elsterzeitliche) Sedimentreste sind selten, meist fossil und nur kleinflächig erhalten geblieben. Die jüngsten Sedimentdecken stammen aus dem Holozän; neben den Sedimenten der Talauen und den Moorauflagen gehören hierzu die an über 15° geneigten Hängen (z.B. an tief eingeschnittenen Flußleiten) auch rezent entstehenden lockeren Hangschutte.

Alle Wanderschuttdecken sind in sich durch Schichten vertikal untergliedert (sogenannte Substratfolgen). Die einzelnen Schichten unterscheiden sich je nach Korngrößenzusammensetzung, mineralischer Zusammensetzung und den Anteilen "fremder" Gesteine, die aus dem oberhalb des Bodenprofils gelegenen Einzugsgebiet stammen und von dort (z.B. durch Bodenfließen) herangetragen wurden.

Besonders in den unteren und mittleren Berglagen können ehemals weichselzeitliche, aber seit der Wende zum Holozän von den Hochflächen in tiefer gelegene Hangpartien hineingeflossene Lößlehme (Hanglehme in Form von Staublehmen) die Bodenprofile substratmäßig sehr beeinflussen.

Der Aufbau jedes Bodenprofils differenziert sich in zweifacher Hinsicht, und zwar nach

1. Schichtfolge
2. Horizontfolge

Die Schichtfolge erfaßt die substratmäßigen bzw. gesteinsbedingten (lithogenen) Merkmale; die Horizontfolge ergibt sich aus den pedogenen (durch Entstehung, Eigenschaften und Verlagerung der Bodenkolloide sowie der Bodenwasserform bedingten) Merkmalen.

Zur Schichtsymbolik werden römische Zahlen benutzt; zur Horizontsymbolik dienen die im deutschen Raum vereinbarten

* Technische Universität Dresden,
Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften
Institut für Bodenkunde und Standortlehre
PF 10, 01735 Tharandt

Buchstabenbezeichnungen (Arbeitskreis für Bodensystematik d. DBG 1985).

Ausgehend von Beobachtungen im Bayerischen Wald (PRIEHAUSSER 1952), im Erzgebirge (HUNGER 1961) und in Thüringen (SCHILLING und WIEFEL 1962) wurden für die Schichtbeschreibung erzgebirgischer Waldböden Arbeitsbegriffe verwendet, von denen einige Beispiele in der Übersicht 1 zusammengestellt sind. Über die Entstehungszeit der Schichtfolgen können aus Mangel an Zeitmarken oft nur Vermutungen geäußert werden (RÜHL 1937).

Die Ausprägung der in Übersicht 1 genannten Schichtfolgen ist zum Teil abhängig von Struktur und Textur des Grundgesteins:

In der Blockablösungszone sind die ursprünglichen Absonderungsmerkmale des anstehenden Grundgesteins noch gut erkennbar. Die darüberliegende Zersatzzone zeigt je nach Grundgestein differenzierte Merkmale; gröber strukturierte Gesteine (z.B. Granite, manche Gneise, Kreidesandsteine) bilden einen sandig-grusigen Zersatz; über Phylliten und Glimmerschiefern sind hingegen eher kleinsteinige (sand- und grusarme) Zersatzzonen zu finden. Sowohl über Graniten (Eibenstock, Kirchberg) als auch über Quarzporphyr (Tharandt) können betont grusige Zersatzformen beobachtet werden. Die Zersatzzone ist selten erhalten geblieben.

Die Basisfolgen zeigen stets deutliche Spuren solifluidaler (auf ebenen Hochflächen auch kryoturbater) Bodenbewegungen; sie sind besonders auf schwach bis mäßig geneigten Hängen durch die Einregelung des Skeletts gut definierbar und durch die Art ihrer Aufbereitung (Frostwechselklima) sehr fest gelagert. Höhere Anteile an gesteinsbürtigem Schluff (z.B. auf Phylliten, Glimmerschiefern und Schiefergneisen) förderten die Solifluktion und damit die Skelletteinregelung. Der tiefer gelegene Teil der Basisfolge zeigt oft erhöhte Mengen an Sand, Grus und kleinen Steinen; direkt über der Zersatzzone kann die Basisfolge mit einer streng eingeregelten Sohle kantengerundeter Blöcke abschließen (z.B. auf Granit, Gneis, Kreidesandstein).

Die Hauptfolge zeichnet sich vor allem in den unteren und mittleren Berglagen durch höheren Staub- und Schluffanteil aus. Das (ursprünglich äolisch eingetragene) Material ist später meist durch jüngere Bewegungen (Solifluktion) erneut umgelagert worden und hat dabei kleine Mengen an Bodenskelett aufgenommen (Fließerden). Der hohe Schluffanteil der Hauptfolge kann über staubig-schluffig strukturierten Grundgesteinen (z.B. manchen Phylliten) teilweise auch lokales Verwitterungsergebnis sein ("Ortslöss"). Staub- und schluffreiche Hauptfolgen finden sich gelegentlich auch in den oberen Berg- und Kammlagen, z.B. im Osterzgebirge um den 904 m hohen Kahleberg, im mittleren Erzgebirge auf der 700 m hohen Geyerschen Platte und schließlich auf der geomorphologisch noch zum Westerzgebirge gehörenden Hochfläche von Kottenheide in 780 m Seehöhe.

2. Waldbodentypen

Klimaverhältnisse, Schichtfolgen sowie Bodenwasser- und Bodenlufthaushalt bilden mit dem Grundgestein die wesentlichen Rahmenbedingungen für die Entwicklung der erzgebirgischen Waldbodentypen.

2.1 Waldböden grund-, stau- und fließwasserfreier Standorte

Aus Grundgesteinen mit hohem Gehalt an erdalkalireichen Silikaten (z.B. auf Basalt oder Diabas) entwickeln sich (auch unter den stärker humiden Bedingungen der höheren Berglagen) Braunerden von mittlerem seltener auch höherem Basengehalt ("mittelbasische Braunerden") mit einem humosen Oberboden im Silikat-Pufferbereich (pH in H₂O von 5.0-6.2). Eingewehter, zu Lößlehm umgewandelter Flugstaub (vorwiegend Quarzstaub) kann eine ökologische Wertminderung des von Haus aus nährstoffreichen Basalt-(bzw. Diabas-) Solums verursachen; andererseits erfahren die ursprünglich meist skelettreichen, durchlässigen und darum durch Trockenheit gefährdeten Basaltböden durch solche Lößlehmbeimengungen eine ökologisch wertvolle Verbesserung ihres Wasserhaltevermögens.

Böden aus Grundgestein von mittlerem Gehalt an erdalkalireichen Silikaten (z.B. über Grauem Gneis oder Kirchberger Biotitgranit) entwickeln sich unter natürlichen Bedingungen zu sogenannten "Sauren Braunerden" (basenarmen Braunerden) mit einem Oberboden, der sich im Austauscher-Pufferbereich befindet (pH in H₂O 4.2-5.0).

Aus kristallinen Schiefen, die mit geringerem Gehalt an Ca-haltigen Silikaten ausgestattet sind (z.B. viele Rotgneise und Glimmerschiefer, manche Phyllite) entstanden calciumarme Podsol-Braunerden, in den stärker humiden, höheren Berg- und Kammlagen sogar Braunerde-Podsole, deren Oberböden überwiegend im oberen Aluminium-Pufferbereich (pH in H₂O < 4.2) liegen. Die niedrigsten pH-Werte finden sich dabei nicht mehr im untersten Teil der Humusaufgabe, sondern im obersten humosen Mineralboden (Ah-Horizont).

Aus Quarzporphyr entwickeln sich meist sehr skelettreiche Substrate; das nur schwach mit Ca und P ausgestattete Gestein überträgt diesen Mangel nach der Verwitterung auf das Bodensubstrat, die Oberböden befinden sich im Aluminium-Pufferbereich.

Ausgeprägte Podsole haben sich u.a. auf Eibenstocker Turmalingranit, auf Quarzitschiefer der Hochfläche von Kottenheide, auf den Quarziteinschaltungen des Kirchberger Kontaktschieferringes und auf den Kreidesandsteinen des Osterzgebirges entwickelt. Das Ausgangsmaterial der Bodenbildung zeichnet sich dabei in allen Fällen durch äußerst niedrige Ca- und Mg-Gehalte aus und tritt als stark durchlässiges, skelett- und sandreiches Substrat auf. Starke Auswaschung hat zu nährstofflicher Verarmung im Oberboden geführt, der im Aluminium- und im Eisen-Pufferbereich liegt. Der sehr niedrige pH(H₂O)-Wert (<3.8) im obersten Mineralboden ist mit dem verzögerten Abbau der für solche Standorte typischen, sehr stark sauren Rohhumusdecke verknüpft.

2.2 Waldböden grund-, stau- u. fließwasserbeeinflusster Standorte

Unter dem Einfluß von Grund-, Stau- und Fließwasser hat sich im Erzgebirge eine Vielfalt von meist kleinflächig auftretenden Bodentypen entwickelt, die sich oft untereinander kleinräumig abwechseln.

Grundwasserbeeinflusste Waldböden sind vor allem in den Kern- und Randgebieten flacher Zertalungsmulden auf den niederschlagsreichen, aber abflußgehemmten Hochflächen und Bifurkationsstellen der oberen Berg- und Kammlagen anzutreffen.

Solche Hochflächendellen sind meist mit einer tonig-schluffigen oder tonig-sandigen Solifluktsdecke ausgekleidet, die als wasserstauende Schicht für Niederschläge und Hangzuschußwasser dient. Unter den dort herrschenden feucht-kühlen bodenklimatischen Bedingungen verläuft der Abbau der organischen Substanz (d.h. der Waldstreu) auf der basenverarmten mineralischen Unterlage sehr

gehemmt; so entwickeln sich dort natürlicherweise starke organische Auflagen.

Mit zunehmender Mächtigkeit dieser Auflagen werden bodentypologisch Anmoorgley (<30 cm Auflage), Moorgley (30-80 cm Auflage), und Moor (>80 cm Auflage) unterschieden. Die ökologische Wertigkeit dieser Bodentypen wird jedoch u.a. durch Spiegeltiefe, Menge, Zügigkeit und Ca-Gehalt des Grundwassers (bzw. gestauten Grundwassers) sowie nach der Herkunft der organischen Substanzen (z.B. Waldtorf, Reisertorf, Seggentorf, Moostorf) sehr differenziert. Hauptverbreitungsgebiete dieser Bodentypen liegen z.B. auf der Hochfläche von Kottenheide/Muldenberg, um den Kranichsee (Carlsfeld), um Reitzenhain (Stengelheide, Mothhäuser Heide) und um Georgenfeld; auch in den mittleren und unteren Berglagen des Erzgebirges, (z.B. am Neustädteiler Filzteich und in der Reifländer Heide) treten solche organischen Naßstandorte mit grundwasserbeeinflussten Bodentypen auf.

Die grundwasserbeeinflussten Standorte besitzen im Erzgebirge reliefbedingt stets nur lokale Verbreitung (Zertalungsmulden, Einsattelungen und Quellnischen); sie verknüpfen sich nicht zu großen Grundwassersystemen oder gar -strömen. Die vom Grundwasser bedingten Gleyböden des Erzgebirges zeigen nicht oft die Horizontfolge typischer Gleye (G_0 über G_1); vielmehr ist ihr G_0 -Horizont nur selten und in geringer Mächtigkeit ausgeprägt, weil das stark mit reduzierender organischer Substanz beladene Grundwasser meist sehr oberflächennah auftritt (Naßgley).

Sobald das Grundwasser ausreichende Zügigkeit aufweist, z.B. an sanft geneigten Hängen, in Quellnischen und unter Quellhorizonten, können ökologisch sehr wertvolle Waldbodentypen auftreten, z.B. Hanggleye mit teilweise beträchtlicher organischer Auflage (Naßhanggley, Anmoorhanggley).

Stauwasserbedingte Bodentypen finden sich im höheren Erzgebirge (z.B. als Stagnogleye, Anmoorstagnogleye und Moorstagnogleye) auf Solifluktsdecken im äußeren Saumgebiet organischer Naßstandorte; auch im submontanen Höhengürtel gibt es Stagnogleye und Pseudogleye, z.B. auf ebenen bis schwach eingedellten Hochflächen mit Lößlehmüberdeckung. Auf sanften Hanglagen unter Hochflächen entwickeln sich in verlagertem Lößlehm (Fließerden) oft Hangpseudogleye.

Die typischen Pseudogleye erreichen jedoch erst im hochkollinen, lößlehmreichen Erzgebirgsvorland, z. B. im Mittelsächsischen Hügelland, ihr Hauptverbreitungsgebiet.

Die fließwasserbeeinflussten Böden des Erzgebirges befinden sich meist in landwirtschaftlicher Nutzung als Wiesen oder Weiden. Mit Wald bestockt sind jedoch stellenweise schmale Uferänder am Mittellauf der Erzgebirgsflüsse (z.B. an Müglitz, Roter und Wilder Weißeritz; Freiburger und Zwickauer Mulde, Flöha, Zschopau und Schwarzwasser sowie an deren Nebenflüssen); sie werden von Bodentypen wie Rambla (Auen-silikatrohoden) und Paternia (Auenregosol) beherrscht, die sich durch hohen Skelettgehalt auszeichnen und mit jungem Schwemmkies und -sand ergänzt ist.

Talabwärts nimmt mit der Annäherung an die submontane Höhenstufe die Vielfalt der Flußablagerungen zu; sie führen in ihrem ufernahen Niederterrassen vielschichtige Holozänsedimente (Talschotter, Talkies, Talsand, Tallehm) als Ausgangsmaterial der Bodenbildung, die bei ungestörter Entwicklung bis zur Auenbraunerde (Autochthone Vega) und zum Braunaubenboden (Allochthone Vega) führen kann.

Übersicht 1: Schichtfolgebezeichnungen und Schichtmerkmale erzgebirgischer Waldböden (Auswahl)

Bezeichnung (Arbeits- begriff)	Beobachtete Mächtigkeit (cm)	Materialeigen- schaften und Lagerungsweise	Vermutete Entstehungszeit und Verbreitung
Oberlage (Deckfolge)	< 30	skelettreich, oft sandig, locker	Frühholozän; unter Hoch- flächenkanten, Hangknicke; nicht häufig;
Hauptlage (Hauptfolge)	20 - 60 (stellen- weise bis 100)	skelettarm, oft schluffig- lehmig; manchmal ziemlich locker	Hochweichsel bis Frühholozän; schwach bis mäßig geneigte Flächen; verbreitet
Basislage (Basisfolge)	50 - 150	meist skelettreich, Skelett durch Solifluktion eingeregelt in Hangrichtung; teilweise schwach kantengerundet ;sehr fest	Frühweichsel; vorwiegend auf 3-15° geneigten Hängen und sanften Wölbungen; verbreitet
(Zersatz- zone)	10 - 80	kleinsteinig grusig bis sandig; locker bis lose; anstehendes Grundgestein in stärkster Disaggregation in situ	vorwiegend Tertiär; nur kleinflächig; nicht häufig
(Block- ablösungs- zone)	> 20	blockreich und stark steinig; scharfkantig, oft locker; stellenweise zersatzgefüllt e Fissuren; in situ	Präquartär bis Holozän; verbreitet

Einige paläopedologische und quartärgeologische
Profile aus dem südöstlichen Stadtgebiet von
Dresden und dessen Umgebung - erste Geländebefunde

von

Linnemann, U.-G.*

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit soll einen Kurzüberblick paläopedologischer und quartärgeologischer Charakteristika von Profilen aus der Umgebung von Dresden und der südöstlichen Stadtteile Dresden-Reick, Dresden-Nickern und Dresden-Torna liefern. Die Profile im Stadtgebiet von Dresden waren während umfangreicher Baumaßnahmen temporär aufgeschlossen. Besonderer Dank gilt in diesem Zusammenhang den Mitarbeitern des Dresdener Archäologischen Museums, insbesondere Frau Dr. J. Oexle, Herrn Dr. S. Kurz, Frau Dipl.- Arch. S. Reichard, die dem Autor die Profile zugänglich machten und Hilfestellungen jeglicher Art leisteten. Für viele interessante Hinweise und Diskussionen danke ich Herrn Dr. Bernhardt von der Sächsischen Akademie der Wissenschaften. Um den Anschluß zum Mittelgebirge zu demonstrieren, werden zwei schematische Profile aus diesem Bereich erwähnt (Erzgebirge, Tharandter Wald). Analysen der Dresdener Profile liegen derzeit nur teilweise vor. Die Beschreibungen sind daher reine Geländebefunde.

2. Profil Erzgebirge

Die Abb. 1 zeigt ein schematisches Profil der pleistozänen Solifluktuationsdecken (Deckschichten) des nordöstlichen Erzgebirges, wie sie von FIEDLER; HOFMANN; NEBE & HUNGER (1978), HOFMANN & FIEDLER (1984), THALHEIM (1988), FIEDLER & THALHEIM (1988), THALHEIM & FIEDLER (1990) und THALHEIM, FIEDLER & HOFMANN (1991) (Literaturauswahl) in Anlehnung an die Gliederung von SCHILLING & WIEFEL (1962) erarbeitet wurden. Es treten die gesteinstypische Basisfolge und die lößlehmbedonte Hauptfolge sowie reliefbedingt lokal die mehr oder weniger von äolischen Komponenten freie Deckfolge auf.

3. Profil Tharandter Wald

Das schematisierte Profil des Tharandter Waldes (Abb. 1) geht auf die Arbeiten zurück, die bereits unter Abschn. 2 zitiert wurden. Auf den proterozoischen Gneisen und oberkarbonischen Rhyolithen des Erzgebirges ist lokal (auf Hochflächen und unter Oberkreidebedeckung) reliktsch die präcenomane Verwitterungsdecke erhalten geblieben, die erstmals von PIETZSCH (1913) beschrieben und von BLANCK & MELVILLE (1940/41) geochemisch charakterisiert wurde. Untersuchungen zur Tonmineralogie liegen von STÖRR & RUCHHOLZ (1975) und THALHEIM (1988) vor. Insgesamt wird die meist rot gefärbte Verwitterungsdecke als sialitisch angesehen. Im Tonmineralbestand dominiert Kaolinit. Als Typuslokalität gilt das Götzenbüschchen bei Ölsa. Oberkreidesedimente überlagern die bis zu 60 m mächtige Verwitterungsdecke (freundl. mündl. Mitt. von Herrn Dr. M. SCHAUER, ehem. SDAG Wismut). Im

*) Friedrich-Schiller-Universität Jena, Institut für Geowissenschaften, Burgweg 11, Jena, 07749

Tharandter Wald sind auf Hochflächen, die von Plänersandstein (Cenoman) gebildet werden, tertiäre Verwitterungsbildungen (Braunlehme; nach THALHEIM, 1988: Brauntone) erhalten geblieben. Diese haben vermutlich alttertiäres Alter, da sie von einem jungtertiären Basalt (13 My) am Ascherhübel im Tharandter Wald gefrittet wurden. Die pleistozänen Deckschichten weisen den gleichen prinzipiellen Bau auf, wie er bereits im Abschn. 2 kurz dargelegt wurde. Auch die Bearbeiter sind identisch.

4. Profil Dresden, Räcknitzer Marktweg

Dieses Profil war kurzzeitig im Gelände der TU Dresden während eines Neubaus aufgeschlossen (Abb. 1). Auf kretazischen Mergelsteinen (Oberkreide, Mittelturon, Räcknitzer Schichten) stand eine etwa 2,5 m mächtige tertiäre Verwitterungsdecke an, deren Oberteil kryogen überprägt war. Bedeckt wurde diese von pleistozänen Schottern (Saalekaltzeit). Darüber stand eine pleistozäne Solifluktsionsdecke aus Lößlehm mit verschiedenen Geröllen aus den unterlagernden Schottern an. Im oberen Teil der Solifluktsionsdecke war der reliktsische fAh des frühholozänen Tschernosems erhalten, der von holozänem Kolluvium mit der rezenten Bodenbildung bedeckt wurde.

5. Profile Wieckestraße I & II (Dresden-Reick)

Östlich der Wieckestraße entstanden durch Baumaßnahmen tiefe Quartärprofile. Den unteren Teil des Profils Wieckestraße I bilden saalekaltzeitliche Schotter mit einem zwischengelagerten Auesediment. In den obersten Bereichen der Schotterterrasse finden sich kryogen überprägte Relikte eines Paläobodens, der in Auesedimenten entwickelt war. Paläoboden und Schotterterrasse werden von Eiskeilen durchsetzt (Abb. 1). Es folgt zum Hangenden eine mächtige pleistozäne Solifluktsionsdecke aus umgelagerten kretazischen Mergelsteinen (noch kalkhaltig), die leicht mit dem Elster-Till verwechselt werden kann. Die Lagerung auf Saaleschotter macht eine derartige Einstufung jedoch nicht möglich. Auf dieser Solifluktsionsdecke sind lokal die Relikte eines Paläobodens (Humustapeten, Wurzelröhren etc.) erhalten geblieben. Dieser reliktsische Paläoboden und die mergelige Solifluktsionsdecke werden von einer weiteren Eiskeilgeneration durchsetzt, die mit sandigem Material gefüllt sind (Flugsand oder fluviatiler Sand?). Darüber folgt eine pleistozäne Solifluktsionsdecke, die überwiegend aus umgelagerten Geröllen der Saale-Schotterterrasse bestehen. Die anteilmäßig zurücktretende Matrix ist aus Lößlehm aufgebaut. Die obere Solifluktsionsdecke besteht aus Lößlehm mit wenigen Geröllen. Auf dieser ist der reliktsische fAh der Schwarzerde entwickelt, der von holozänem Kolluvium bedeckt wird.

Das Profil Wieckestraße II ist im unteren Bereich aus entkalktem Sandloß aufgebaut. Die Schotter des Profils I fehlen. Das Profil steht offenbar außerhalb des ehemaligen Flußbetts. Im obersten Teil ist der mächtige Bv-Horizont eines Paläobodens entwickelt, der dem unteren Paläoboden von Profil I entspricht. Der zum Hangenden folgende Profilabschnitt gleicht bis auf Mächtigkeitsunterschiede und dem Ausfall der flußschotterreichen Solifluktsionsdecke dem Profil I.

Die Berührungsfläche fAh der Schwarzerde/darunter liegende Solifluktsionsdecke bildet eine archäologische Fundschicht.

6. Profil Dresden-Torna, Langobardenstraße

Am Ende der Langobardenstraße stand in einer 1994 verfüllten Ziegelei-Grube ein lokal bedeutendes Quartärprofil an (Abb. 1). Die Grubensohle bildeten die Mergelsteine der Räcknitzer Schichten (Oberkreide, Mitteluron). Darüber lagerte der knapp 2 m mächtige Elster 1 - Till, der von einer Kiesschicht und glazigen Beckenschluffen abgedeckt wurde. Über diesen folgte ein Schlammstromsediment (debris flow) mit LÖB-Matrix, in der nordische Geschiebe eingelagert waren. Bedeckt wurde diese Schicht von laminierten Sandlöß (+ Lößkindeln) und einer Kieslage aus plattigen Plänergeröllen mit Dachziegellagerung (Schüttungsrichtung nach $115^\circ = SE$). Darüber stand eine offenbar pedogen überprägte Lößschicht an (entkalkt und gebleicht). Es folgte zum Hangenden Löß (mit Lößschnecken: *Vallonia costata* MÜLLER, *Columella columella* BENZ, *Catinella arenaria* BOUCHARD_CHANTEREAUX)), in dem eine weitere pedogen überprägte Schicht eingelagert war (Entkalkung und Bleichung, siehe Abb. 1). Der obere Bereich des Lösses war entkalkt und verlehmt. Auf einem geringmächtigen Solifluktsionscover war der reliktsche, von holozänem Kolluvium verdeckte, fAh der Schwarzerde erhalten. In einem 100 m entfernten Profil wird der fAh etwa 1,5 m mächtig.

7. Profil Dresden-Nickern, Fritz-Meinhardt-Straße

Aufgeschlossen waren während großflächiger archäologischer Grabungen in der Südostecke der Kreuzung Dohnaer Straße/Fritz-Meinhardt-Straße Profile vom in Abb. 1 dargestellten Typus. Über einer pleistozänen Solifluktsionsdecke aus Lößlehm mit kretazischen Sandsteinplatten und Feuersteinen stand der fAh der Schwarzerde an, der wieder von holozänem Kolluvium bedeckt wird. Die Solifluktsionsdecke bewegte sich von S nach N. Im südlich gelegenen Herkunftsgebiet streicht die Kreide aus (z.B. am Gamighübel), so daß deren Gesteine in die Fließerde akumulierte werden konnten. In einem Fall wurde in der Solifluktsionsdecke ein Eiskeil mit brauner Sandfüllung angetroffen. Unterhalb des reliktschen Schwarzerde-Horizonts befindet sich ein archäologischer Fundhorizont (Abb. 1).

8. Profile Geberbach I & II (Dresden-Nickern)

In der Talmulde des Geberbachs wurden mehrere Bodenprofile angelegt. Das holozäne Kolluvium und der fAh der Schwarzerde ist in diesen Bereichen extrem mächtig (Abb. 1).

Der Profiltyp I liegt der Saale-Schotterterrasse auf. Darauf folgt zum Hangenden eine Lößlehm-Solifluktsionsdecke mit Kreidesandsteinplatten und Feuersteinen. Über dieser steht eine rote Solifluktsionsdecke mit eingearbeitetem Rotliegend-Material an (das Rotliegende des Döhlener Beckes streicht südlich des Geberbachs aus). Auf einer weiteren Solifluktsionsdecke aus Lößlehm lagert der reliktsche Schwarzerde-fAh und holozänes Kolluvium.

Der Profiltyp II ist tiefer in der Talmulde des Geberbachs anzutreffen. Die Bereiche unter dem fAh der Schwarzerde bestehen aus mehreren Schichten solifluidal umgelagerter Lößderivate und ausgeschlammten Lehmschichten. Der fAh (Schwarzerde) und das Kolluvium (Holozän) sind extrem mächtig (Abb. 1).

Unter dem fAh des Profiltyps I befindet sich in diesem Bereich eine archäologische Fundschicht.

9. Einige vorläufige Schlußfolgerungen

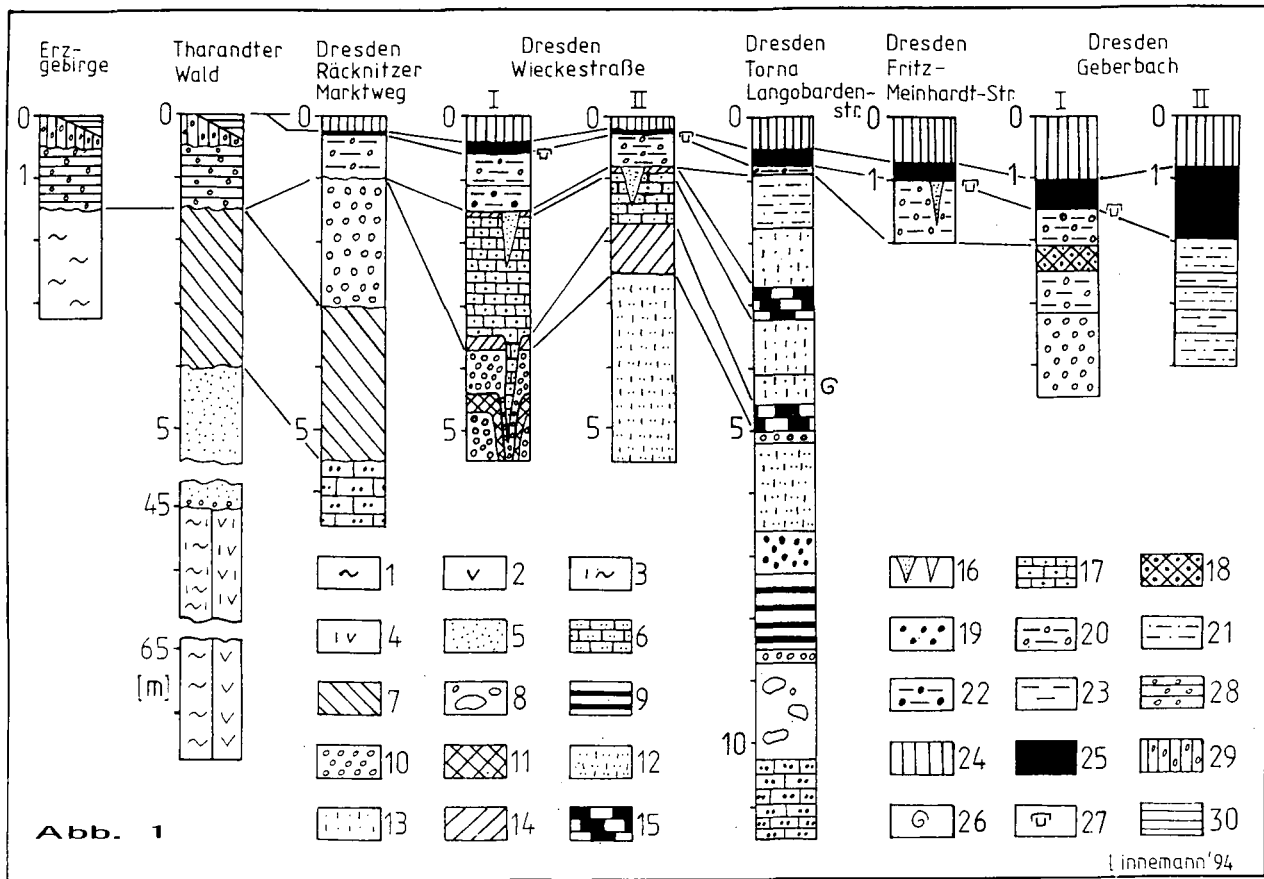
Die Solifluktiionsdecken des Mittelgebirges sind nicht ohne weiteres mit denen der Elbtalweitung in Dresden vergleichbar. Die älteren Solifluktiionsdecken liegen im Mittelgebirge als überprägtes Differentiat vor (Basisfolge). Im Elbtal sind diese aufgrund der geringeren Hangneigung und der mächtigeren Ausbildung vollständiger erhalten. Auch die Südhanlage begünstigte die Bildung von mächtigeren Schuttdecken.

Die mächtigen fAh-Relikthorizonte des Tschernosems deuten auf die Anlage von Rodungsinselfen, die den Wald zurückdrängten und so die Schwarzerde vor der vollständigen Degradierung bewahrten (freundlicher Hinweis von Dr. Bernhardt).

Die große Mächtigkeit des Kolluviums deutet auf die hohe Abtragungsrates während des Holozäns hin, die vermutlich durch Bodennutzung initiiert wurde.

Abb. 1: Profile mit verschiedenen fossilen Verwitterungs-
bildungen, Paläoböden und Quartärablagerungen im Raum
Dresden

1 - Gneis (Proterozoikum), 2 - Rhyolith (Oberkarbon), 3 - präcenoman verwitterter Gneis, 4 - präcenoman verwitterter Rhyolith, 5 - silikaklastische Oberkreidesedimente (ungegliedert), 6 - Mergelstein (Oberkreide/Turon/Rächnitzer Schichten), 7 - tertiäre Verwitterungsrelikte aus Oberkreidesubstraten, 8 - Till (Grundmoräne) der Elster 1 - Vereisung mit nordischen Geschieben, 9 - pleistozäner Beckenschluff, 10 - pleistozäne fluviale Schotter, 11 - pleistozänes Auesediment, 12 - Sandlöß (Pleistozän), 13 - Löß (Pleistozän), 14 - Relikte pleistozäner Paläoböden, 15 - entkalkte und offenbar pedogen überprägte Zonen im Löß, 16 - Eiskeile (gepunktete Füllung = Flugsand oder Flußsand), 17 - pleistozäne Solifluktiionsdecke aus Oberkreidemergel (noch kalkhaltig), 18 - pleistozäne rote Solifluktiionsdecke, in die umgelagertes Rotliegendematerial eingearbeitet wurde, 19 - pleistozäne Schlammstromablagerung (debris flow); aus Löß bestehende Matrix mit nordischen und Oberkreide-Geröllen, 20 - pleistozäne Solifluktiionsdecke aus Lößlehm mit vorrangig Plänersandstein-Bruchstücken (Oberkreide), aber auch anderen Gesteinen, 21 - Lößderivat (meist entkalkter Löß, Lößlehm), 22 - pleistozäne Solifluktiionsdecke aus Flußschotter und Lößlehm, 23 - Lehm, 24 - holozänes Kolluvium, 25 - reliktscher fAh-Horizont der früh-holozänen Schwarzerde, 26 - Lößschnecken, 27 - archäologische Fundschicht, 28 - pleistozäne Solifluktiionsdecke im Mittelgebirge, (Basisfolge), 29 - pleistozäne Solifluktiionsdecke im Mittelgebirge (Hauptfolge), 30 - pleistozäne Solifluktiionsdecke im Mittelgebirge (Deckfolge)



Gliederung der Solifluktiionsdecken in deutschen Mittelgebirgen - noch ein Problem der Wiedervereinigung?

von

von Semmel, A.*

Anders als in Westdeutschland ist in der DDR die Bedeutung periglazialer Solifluktiionsdecken für die Bodenentwicklung seit langem stark beachtet worden (FIEDLER & HUNGER 1970: 283 ff.). Im Westen fand dieser Aspekt erst größere Aufmerksamkeit, als im Rahmen der Untersuchungen zur Schwermetallbelastung der Einfluß der geologischen Schichtigkeit des Bodensubstrates deutlich wurde (SABEL 1989) und mit O. Wittmann ein Bodenkundler den Vorsitz des Arbeitskreises Bodensystematik der DBG übernahm, der selbst Geländeerfahrung über die Beziehung zwischen Solifluktiionsdecken und Böden gewonnen hatte (WITTMANN 1965: 391 ff.). Der Arbeitskreis (WITTMANN 1991: 70) empfahl eine Gliederung der Decken in Basis-, Mittel-, Deck- und Holozänlage, wobei die ersten drei Bezeichnungen jeweils synonym für Basis-, Mittel- und Deckschutt (SEMMELE 1966: 10 f.) stehen. Durch die Wiedervereinigung bekam die Diskussion über die Solifluktiionsdecken besondere Impulse. ALTERMANN (1993) bemühte sich in Verbindung mit dem Arbeitskreis für Bodensystematik um ein allgemein anerkanntes Gliederungsschema und stellte dieses auch im Rahmen von Exkursionen wiederholt zur Diskussion. Auf noch zu lösende Probleme, die in diesem Zusammenhang entstehen, aber auch auf ältere offene Fragen, die zukünftig intensiver bearbeitet werden müßten, wird im folgenden eingegangen.

1. Während Definition und Abgrenzung der lößfreien Basislage (Basisfolge i.S. von SCHILLING & WIEFEL 1962; Basisschutt i.S. von SEMMELE 1964) befriedigend erscheinen, ergeben sich bei der Mittellage, vor allem bezüglich der Abgrenzung zur Hauptlage, Schwierigkeiten. Als "Mittelschutt", auf den die Bezeichnung "Mittellage" gründet, wurde eine Solifluktiionsdecke definiert, die besonders lößlehmreich ist

*) Theodor-Körner-Str. 6, D 65 719 Hofheim a.Ts.

und sich hauptsächlich auch deshalb vom Deckschutt unterscheidet (SEMMELE 1966: 11). Das Feinmaterial des Mittelschutts enthält mehr Grobschluff und weniger Fein- und Mittelsand als der Deckschutt. Für letzteren ist eine lokale äolische Komponente, die sich insbesondere im Sandanteil bemerkbar macht, kennzeichnend (Tab. 1). Infolge des höheren Lößlehmgehaltes bildete sich im Mittelschutt ein geschlossener Bt- oder Sd-Horizont aus. Das Substrat des Mittelschutts ist hochkaltzeitlicher Löß mit beträchtlicher Fernkomponente, im Feinmaterial des Deckschuttes kommen "autochthone" Anteile stärker zum Tragen. M.E. sollten diese Kriterien zur Trennung beider Soliflutionsdecken deutlicher herangezogen werden, als das durch ALTERMANN (1993: 825 ff.) bei der Definition von Mittel- und Hauptlage geschieht. Dabei müßten im Gelände feststellbare Eigenschaften entscheidend sein, um die Deckschichtengliederung für die Bodenkartierung nicht unbrauchbar zu machen. Selbstverständlich wird es immer wieder Situationen geben, in denen eine Entscheidung nicht voll befriedigend ist, ganz ähnlich wie bei bodentypologischen Abgrenzungen.

2. Die Grenze zwischen Deckschutt und Mittelschutt stimmt mit der Grenze zwischen Al- und Bt-Horizont überein. Fehlt der Mittelschutt, so ist auch kein entsprechender Bt-Horizont ausgebildet, obwohl im Hangenden der (scheinbare) Al-Horizont, nämlich der Deckschutt, vorliegt (SEMMELE & PLASS 1965). Bt-Horizonte müssen also unabhängig von einer Toneinwaschung aus dem Oberboden entstehen können. Solche Böden dürften unter Berücksichtigung der Definition der Parabraunerde, wie sie etwa von MÜCKENHAUSEN (1977: 94) gegeben wird, nicht als Parabraunerden bezeichnet werden (vgl. dazu BARGON et al. 1971). Zu diesem Thema besteht aus meiner Sicht großer Forschungsbedarf, einmal, um die bodengenesischen Unterschiede zwischen echten und scheinbaren Parabraunerden zu klären, zum anderen aber auch, um die Bodendynamik zu erhellen, die für viele angewandte Fragen wichtig ist (z.B. Stofftransformation, -verlagerung, Filterwirkung).

3. Der Deckschutt entspricht laut ALTERMANN (1993: 827) der Hauptlage. Da der Deckschutt nur im Hangenden des allerödzeitlichen Laacher Bimstufes vorkommt, wird er jünger sein und in die Jüngere Tundrenzeit gehören. Das gilt auch für die "Hauptfolge" in dem von SCHILLING & WIEFEL (1962) beschriebenen Profil am Großen Beerberg im Thüringer Wald. Hier ist eindeutig die "Basisfolge" mit dem Basisschutt (Basislage) und die "Hauptfolge" mit dem Deckschutt (Hauptlage) zu parallelisieren. Entgegen der Annahme von SCHILLING & WIEFEL (ib.: 453) gehört hier die Hauptfolge demnach nicht in das Maximum der letzten Kaltzeit, sondern in die Jüngere Tundrenzeit, was zusätzlich in der Verteilung der Schwerminerale zum Ausdruck kommt (Tab. 2). M.E. kann nicht daran gezweifelt werden, daß genau wie in Westdeutschland der jungtundrenzeitliche Deckschutt (Hauptlage) in den neuen Bundesländern flächendeckend verbreitet ist (vgl. auch FRÜHAUF 1991).

Damit wird auf diese Gebiete ein altes Problem übertragen: Von paläobotanischer Seite gibt es Befunde (z.B. FRENZEL 1983: 142 ff.), die für die süddeutschen Mittelgebirge die Annahme einer lockeren Bewaldung während der Jüngeren Tundrenzeit nahelegen. Im mitteldeutschen Geiseltal zeigt die Molluskenfauna laut MANIA (1993: 21) zu dieser Zeit Baum- und Strauchtundren arktisch-subarktischer Prägung an. Es sei zu lokalen Lößverwehungen und zur Bildung von Frostspaltennetzen gekommen. Auf die Verknüpfung des Deckschuttes (Hauptlage) mit Eiskeilpseudomorphosen und Kryoturbationen wurde wiederholt verwiesen (SCHILLING & WIEFEL 1962: 433; SEMMEL 1964: 279; PLASS 1972: 10). Nur ist daraus nicht sicher abzuleiten, daß die Bildung von amorphen Solifluktuionsdecken - und eine solche ist der Deckschutt - möglich war. Für deren Entstehung sollte nach den Beobachtungen in rezenten Periglazialgebieten zumindest annähernd Vegetationsfreiheit nötig sein (SEMMEL 1985: 9 ff.). Sobald perennierende größere Vegetationsflecken vorkommen, reduziert sich die sommerliche Auftautiefe ("active layer") in manchen Tundrengebieten bis auf null (SEMMEL 1987: 96). Dann unterbleibt die Bildung von amorphen Solifluktuionsdecken. Der gegenwärtige Untersuchungsstand erlaubt also eigentlich nicht, den Deckschutt oder die

Hauptlage als Produkt der Jüngerer Tundrenzeit zu deuten. Hier stellt sich weiterer Forschungsbedarf.

4. Als jüngste pleistozäne Lage wird von ALTERMANN (1993: 826) die Oberlage beschrieben. Die von ihm im Harz untersuchten Profile machen eine periglaziale Bildung wahrscheinlich. Die Oberlage ist vermutlich noch während der Jüngerer Tundrenzeit unter Aufarbeitung von Teilen der Hauptlage entstanden (zweigetellter Deckschutt i.S. von SEMMEL 1968: 83; 88). Es gibt aber auch vergleichbare Profile, wo rezente oder subrezente Schuttbildung beobachtet wurde (SEMMEL 1975: 327 f.; FRIED 1984: 54 f.). Deshalb empfiehlt es sich, bei der Oberlage nicht generell periglaziale Entstehung und pleistozänes Alter anzunehmen.

Damit verbunden ist die Frage, wie denn periglaziale Bildungen der diskutierten Art von holozänen Sedimenten zu trennen sind. Dieses Problem stellt sich hauptsächlich dann, wenn die Substrate nur aus verlagertem Lösslehm bestehen. Das gilt für die meisten humusarmen mittelalterlichen oder frühneuzeitlichen Kolluvien (SEMMEL 1968: 87 und 97; 1993; 1993a: 72 ff.). Hier ist wohl eingehendere Forschung nicht nur nötig, sondern auch zu erwarten, denn die Frage nach dem Bodenalter ist aktuell, weil über unterschiedlich alte Ausgangssubstrate sich Befunde zur Dauer der Bodenregenerierung gewinnen lassen. Damit kann der Diskussion über die "tolerierbare Bodenerosion" eine bessere Grundlage gegeben werden.

So bleibt insgesamt auf dem Felde der Deckschichtengliederung noch einiges zu tun, wenn diese eine in jeder Hinsicht überzeugende Hilfe für die Bodenkunde werden soll. Vielleicht tröstet es, wenn man sich in Erinnerung ruft, daß Schichtungsprobleme nicht nur in Mitteleuropa, sondern auch in anderen Teilen der Welt dem Bodenkundler das Leben erschweren. In diesem Zusammenhang sei nur auf die hillwash-Sedimente der Tropen verwiesen und die vor allem in Acrisolen und ähnlichen Böden zu beobachtenden Schichtungen (vgl. dazu SEMMEL 1993a: 100 ff.).

LITERATUR

- ALTERMANN, M. (1993): Mitt.DBG, 72:825-828.- BARGON, E. et al. (1971): Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch., 99:361-372.- FIEDLER, H.J. & HUNGER, W. (1970): Geologische Grundlagen der Bodenkunde und Standortlehre, Dresden.- FRENZEL, B. (1983): In MÜLLER-BECK (Herausg.): Urgeschichte in Baden-Württemberg: 91-166.- FRIED, G. (1984): Frankf.geowiss.Arb., D4.- FRÜHAUF, M. (1991): Peterm.geogr.Mitt., 135:49-60.- MANIA, D. (1993): In MANIA, D. et al.: Eiszeitalter u. Gegenwart, 43: 1-22.- MÜCKENHAUSEN, E. (1977): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der B.R.Deutschland, Frankfurt a. M.- PLASS, W. (1972): Erl.Bodenkte.Hessen 1:25 000, Bl.5917 Kelsterbach, Wiesbaden.- SABEL, K.J. (1989): Frankf.geowiss. Arb., D10:9-16.- SCHILLING, W. & WIEFEL, H. (1962): Geologie, 11:428-460.- SEMMEL, A. (1964): Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch., 92:275-285.- SEMMEL, A. (1966): Erl.Bodenkte.Hessen 1:25 000, Bl.5224 Eiterfeld, Wiesbaden.- SEMMEL, A. (1968): Frankf.geogr.H., 45.- SEMMEL, A. (1975): Aufschluß, Sonderbd. 27:321-329.- SEMMEL, A. (1985): Periglazialmorphologie, Darmstadt.- SEMMEL, A. (1987): Gött.geogr.Abh., 84:91-107.- SEMMEL, A. (1993): Jber.wetterau.Ges.ges.Naturkunde, 144/145: 5-15.- SEMMEL, A. (1993a): Grundzüge der Bodengeographie, 3. Aufl., Stuttgart.- WITTMANN, O. (1965): Geologica Bavarica, 55: 389-403.- WITTMANN, O. (1991): Mitt.DBG, 66:69-74.- SEMMEL, A. & PLASS, W. (1965): Mitt.DBG, 4:33-39.

Tab. 1: Korngrößen und Schwerminerale im Deckschutt(DS), Mittelschutt(MS) und Basisschutt(BS) über vergrustem Granodiorit SE Frankenhausen (Odenwald)

	T	Uf	Um	Ug	Sf	Sm	Sg (Gew.%)
DS	9,6	7,6	17,9	29,3	17,7	5,9	11,9
MS	26,3	3,5	13,9	37,4	8,3	3,1	7,5
BS	8,4	1,8	4,1	6,1	10,7	21,2	47,8

	Aug.	Epid.	Gran.	Br.Hbl.	Gr.Hbl.	Tit.	Turm.	Zirk.
DS	2	7	3	1	85	1	1	2
MS	-	6	-	-	94	-	+	+
BS	-	36	4	-	54	-	-	6

Tab. 2: Schwermineralgehalt in Haupt-(HF) und Basisfolge (BF) am Großen Beerberg (Thüringer Wald)

	Aug.	Epid.	Br.Hbl.	Gr.Hbl.	Tit.	Anat.	Turm.	Zirk.
HF	36	1	50	1	3	+	+	9
BF	8	6	12	1	-	28	2	41

Analytiker: Dr. H. Thiemeyer (Korn% im Sf)

**Mineralogisch-granulometrische Untersuchungen an
Deckschichten im Osterzgebirge**

von

Thalheim, K.

Das verbreitete Auftreten periglazialer Deckschichten im Mittelgebirge und Hügelland erfordert eine detaillierte bodengeologisch-mineralogische Substratcharakterisierung, da wichtige Bodeneigenschaften nicht mehr nur vom anstehenden Grundgestein abgeleitet werden können. Diese Lockergesteinsdecken überziehen das anstehende Gestein in einer Mächtigkeit von 0,5 bis 2 m und sind somit das Ausgangsmaterial für die Böden. Kenntnisse über diese Deckschichten sind deshalb wichtig für eine moderne Bodenklassifikation, zur Interpretation der Bodenentwicklung, zur Durchführung von Bodenkartierungen, zur Beurteilung des Bodens hinsichtlich seiner Nutzung, von Nährstoffverhältnissen und umweltrelevanten Prozessen. Daneben benötigen andere geowissenschaftliche Disziplinen wie die geologische Kartierung, die Hydrogeologie, Ingenieurgeologie, Geochemie, Lagerstättengeologie und Geophysik Daten und Informationen über die Deckschichten.

Erste Erkenntnisse über Lockergesteinsdecken in den Mittelgebirgen stammen aus den 30er Jahren dieses Jahrhunderts. Durch die Boden- und Standortkartierung wurden in den letzten Jahrzehnten wesentliche Erkenntnisse über den Aufbau der Deckschichten gewonnen, die wiederum notwendig für die Kartierungsarbeiten waren. Aufbau und Lithologie der Deckschichten sind umfangreich dokumentiert, über ihre genetische und stratigraphische Einordnung sowie Bezeichnung gibt es hingegen unterschiedliche Auffassungen.

Erste Erkenntnisse über die Gliederung erzgebirgischer Schuttdecken liegen von HUNGER (1961) vor. Zahlreiche weitere Arbeiten wurden am Institut für Bodenkunde und Standortlehre in Tharandt durchgeführt.

Im Osterzgebirge wurden Deckschichten auf verschiedenen Grundgesteinen (Gneis, Phyllit, Rhyolith, Basalt, Sandstein) und in unterschiedlicher Höhenlage (Untere, Mittlere, Höhere Berglagen und Kammlagen) untersucht. Von entscheidender Bedeutung für die Substratsprache und -unterscheidung ist die Identifizierung des äolischen Anteils in den Schichtgliedern. Dazu sind granulometrische sowie mineralogisch-sedimentpetrographische Untersuchungen der Sand- und Schlufffraktionen geeignet. Als Referenzproben für äolische Sedimente wurden Löß und Lößderivate des Erzgebirgsvorlandes in die Untersuchungen einbezogen.

Merkmale für äolischen Einfluß in den känozoischen Deckschichten im Osterzgebirge

Ein Lößeinfluß in der känozoischen Schichtenfolge kann aus der granulometrischen und mineralogischen Zusammensetzung des Feinbodens abgeleitet werden.

Löß weist im Erzgebirgsvorland ein deutliches Maximum in der Grobschlufffraktion (51 bis 61 M%) auf. In den Lößderivaten sinkt der Grobschluffanteil auf 46 bis 39 M%. Durch die stärkere Beimengung an grundgesteinsbürtigen Gesteins- und Mineralanteilen in den Gebirgslössen und lößhaltigen Schutten ist das Grobschluffmaximum noch schwächer ausgeprägt. Es geht z.T. in ein Grob-Mittelschluffmaximum über und schwankt für den noch dominierenden Grobschluff zwischen 21 bis 39 M% und für den Mittelschluff zwischen 18 und 31 M%. In den Mittleren und Höheren Berglagen sowie den Kammlagen verschiebt sich das äolische Korngrößenmaximum zum Mittelschluffbereich. Dies konnte mineralogisch durch steigende Quarzgehalte im Mittelschluff von Decken auf Basalt und Rhyolith nachgewiesen werden.

Äolische Beeinflussung läßt sich aus der Kornverteilung durch Maxima im Grob- und Mittelschluff und aus der Kornsummenkurve durch den Anstieg zwischen 6,3 und 63 μm nachweisen. Ferner dienen morphologische Mineralmerkmale, z.B. mattierte Oberfläche auf Quarz, die mineralogische Zusammensetzung, z.B. Mikroklün in Decken auf Basalt und Rhyolith, und die kerngrößenmäßige Mineralverteilung mit einem Anstieg der Quarz-, Feldspat- und Glimmergehalte von den Sandfraktionen zur Grobschlufffraktion zu den Merkmalen für äolische Beeinflussung des Substrats.

Für deutlichen äolischen Einfluß in den kanozoischen Deckschichten im Osterzgebirge sind Grobschluffgehalte im Feinboden über 20 M % und Quarzgehalte in der Grobschlufffraktion zwischen 12 bis 24 M % (über 50 %) charakteristisch. Die gU/QgU -Quotienten betragen 1,5 - 2,0. Zwischen dem Grobschluffgehalt des Feinbodens und dem Quarzanteil in der Grobschlufffraktion besteht bei deutlichem äolischen Anteil in den Mittelsedimenten eine signifikante Korrelation (Korrelationskoeffizient 0,91). Steigt der gU/QgU -Quotient von $> 2,0$ bis 4,2, ist die äolische Komponente in der Feinbodenzusammensetzung nachweisbar, aber gering. Durch einen Vergleich der mineralogischen Zusammensetzung der einzelnen Schichten untereinander kann äolische Beeinflussung selbst bei geringen Anteilen erkannt werden.

Fossiler Zersatz

Im Liegenden der Lockergesteinsdecken steht das Grundgestein mit einer Zersatzzone an. Frostzersatz und Auflockerungszone haben sich verbreitet im Pleistozän gebildet. In einigen Profilen konnten fossile Zersatzbildungen präpleistozäner Verwitterungen nachgewiesen werden.

Reste fossiler Pedo- oder Dekompositionssphären lagern auf alten Verebnungsflächen im Osterzgebirge.

Auf einer tertiären Verebnungsfläche in den Unteren Berglagen im Tharandter Wald treten auf dem S-Berg-Plateau in das Basissediment eingearbeitete Relikte einer fossilen subtropischen siallitischen Braunton-Verwitterung auf. Der Braunton ist durch seine typische Farbe, die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion (Kaolinit, Illit) und den hohen Tongehalt von 52 bis 53 M % gekennzeichnet. Die ursprünglich auch im Tharandter Wald vorhandenen Sedimente des Turon und Coniac wurden im Zeitraum oberste Oberkreide/Alttertiär bis auf den cenomanen Plänersandstein abgetragen. Es kam im Alttertiär bis zum tieferen Miozän zur Verwitterung kretazischer Sedimente, insbesondere des cenomanen Plänersandsteins mit der Bildung von Braunton. Zur zeitlichen Einstufung der Brauntongeneese gibt es geologische Indizien. Der Nephelinbasalt des Landberges, der 11,3 Ma alt ist, lagert deckenförmig auf Plänersandstein. Schon SAUER beschrieb 1900, daß der unterlagernde Plänersandstein in grauen bis gelbbraunen kaolinartigen Plänerthon verwittert ist, der am Basaltkontakt zu einer schamotteartigen weißen Masse gefrittet wurde. Zwischen Braunton und Basalt können am Landberg Sande und umgelagerte Tone eingeschaltet sein, die ins Eozän oder Oligozän zu stellen sind.

Daneben stehen in den Unteren Berglagen im Tharandter Wald Relikte einer fossilen subtropischen siallitischen Rotverwitterung im Liegenden der quartären Schichtenfolge über Phyllit, Gneis und Rhyolith an. Typisch für diese Bildungen sind Rotfärbung und das Auftreten von gutkristallisiertem Kaolinit. Diese Bildungen sind mit der präcenomanen Verwitterung vom Typ Götzenhüschchen bei Oelsa zu parallelisieren. Die präcenomanen Saprolithe sind durch die auflagernden Kreidesedimente konserviert worden. Die untersuchten Bodenprofile liegen auf den Resten einer präcenomanen Verwitterungskruste. Die bedeckenden kretazischen Sedimente des Cenoman bis Coniac wurden im Jungtertiär bis Frühpleistozän erodiert. Dadurch wurde flächenweise die alte präcenomane Verwitterungskruste freigelegt. Während des Pleistozäns wurden Relikte der fossilen Verwitterung in die Basis- und Mittelsedimente eingearbeitet.

Basissedimente (Basislage)

Die Basissedimente auf den magmatischen und metamorphen Grundgesteinen können relativ mächtig (bis 1,40 m) werden. Durch ihren teilweise mehrschichtigen Aufbau wird eine mehrphasige Entwicklung angezeigt, die sich über einen längeren Zeitraum erstreckte.

Die Basissedimente sind meist skelettreich, die Feinböden können nach der granulometrischen und mineralogischen Zusammensetzung in lößfreie bis lößarme oder schwach lößhaltige Substrate mit sandigem bis schluffig-sandigem Feinboden und lößhaltige Basissedimente mit schluffigem Feinboden unterteilt werden.

Eine stärkere Differenzierung der Basissedimente, die durch einen Substratunterschied zum Ausdruck kommt, ist nur in einzelnen Profilen möglich. So steht in den Unteren Berglagen (Tharandter Wald) im Liegenden eines lößarmen Rhyolithbasisschuttes ein älterer lößhaltiger Rhyolithbasisschutt an. Der Feinboden besteht aus Schlufflehm mit einer äolischen Komponente. Hinzu kommt ein Anteil an fossilem Verwitterungsmaterial mit gutkristallisiertem Kaolinit in der Tonfraktion. Teile dieser älteren Basissedimente können in die jüngeren Basisschutte eingearbeitet sein.

Zwischensedimente (Mittellage)

Zwischensedimente sind nur in einzelnen Profilen ausgebildet

Mittelsedimente (Hauptlage)

Die Mittelsedimente sind innerhalb eines Profils relativ homogen zusammengesetzt. Im Skelett fallen Anteile von morphologisch höher anstehenden Gesteinen auf, die im Basissediment stark zurücktreten oder fehlen. Das Auftreten dieser Fremdgesteinskomponenten (Mischschutte) deutet auf stärkere Verlagerungsvorgänge zur Bildungszeit der Mittelsedimente hin, wahrscheinlich wechselten Phasen stärkerer Lößakkumulation mit Phasen solifluidaler und kryoturbarer Vorgänge.

Innerhalb der Mittelsedimente (Gebirgslöße oder Mittelschutte) werden nach ihrer granulometrischen und mineralogischen Feinbodenzusammensetzung solche mit einer schluffig-sandigen bis sandig-schluffigen Feinbodenfazies und geringerem Lößanteil und solche mit schluffiger Feinbodenfazies sowie deutlichem Lößanteil unterschieden.

Der Anteil an Gesteinszersatz in der Fraktion 0,63 - 0,02 mm beträgt in der schluffigen Feinbodenfazies 20 - 50 % und liegt in der sandig-schluffigen Feinbodenfazies mit 70 - 85 % höher.

Auf Basalt sind ausschließlich Mittelschutte mit schluffigem Feinboden entwickelt, da neben dem äolischen Schluffmaximum höhere Schluff- und Tongehalte aus der Basaltverwitterung stammen.

Auf den Basaltstandorten konnte auch eine Abhängigkeit des äolischen Anteils von der Höhenlage festgestellt werden. Der Gehalt an basaltischem Gesteinszersatz nimmt in den Mittelschutten über Basalt von den Unteren Berglagen mit 30 % in der Fraktion 0,63 - 0,02 mm zu den Höheren Berglagen mit 50 % zu. Der äolische Anteil nimmt dagegen in der Grobschlufffraktion von den Unteren Berglagen mit 61 % Quarz im Grobschluff zu den Höheren Berglagen mit 52 % Quarz im Grobschluff ab.

Decksedimente (Oberlage)

Ein Decksediment wurde in den Kammlagen des Osterzgebirges auf Rhyolith nachgewiesen. Hier tritt über Gebirgslöß ein Rhyolith-Deckschutt mit schluffigem, lößhaltigem Feinboden auf. Der äolische Anteil ist durch den Grobschluffgehalt von 24 M % mit 80 % Quarz markiert. Das äolische Korngrößenmaximum liegt im Mittelschluff. An der Genese des Decksediments waren Prozesse der Schuttbildung und der äolischen Sedimentation beteiligt.

Über den Basalt-Mittelschutten sind Hangschutte mit 20 bis 50 cm Mächtigkeit in schluffiger Feinbodenfazies entwickelt. Der Anteil an Basaltzersatz ist in der Fraktion 0,63 - 0,02 mm mit durchschnittlich 50 % höher als im liegenden Mittelsediment (25 %). Der äolische Anteil ist dagegen geringer. Die Basalt-Hangschutte sind durch spätpleistozäne bis holozäne Verwitterungs- und Verlagerungsprozesse entstanden.

Daneben treten Tal- und Auensedimente auf, die aus umgelagertem Mittelsedimentmaterial bestehen. Der äolische Anteil ist in diesen schluffigen Feinböden oder schluffig-sandigen Feinböden mineralogisch nachgewiesen. Auch hier sind die Umlagerungsprozesse wahrscheinlich ins Holozän zu stellen.

Diskussion

Die durch Frostverwitterung, Kryoturbaion, Solifluktion, äolischen Transport und Akkumulation entstandenen pleistozänen Deckschichten, die auf den Grundgesteinen aufliegen, weisen sowohl horizontal als auch vertikal petrographisch-mineralogische Unterschiede auf, die vom geologischen Untergrund, den geomorphologischen Gegebenheiten und der Verbreitung periglazialer Prozesse und damit dem Klima zur Entstehungszeit abhängen. Diese periglaziale Schichtenfolge gliedert sich in das liegende Basissediment (Basislage), einen größeren Solifluktionsschutt aus Zersatzmaterial, das darüber folgende Mittelsediment (Hauptlage), einen Gebirgslöß oder lößhaltigen Schutt sowie das hangende Decksediment (Oberlage), das in Art und Zusammensetzung dem Basisschutt ähnlich ist und verlagertes Gesteinsmaterial der Umgebung enthält oder durch ein äolisches Decksediment vertreten werden kann. Im Osterzgebirge ist der Zweischichttyp, bestehend aus Basissediment und Mittelsediment verbreitet. Im morphologisch stärker geneigten Gelände können diese pleistozänen Deckschichten durch spätpleistozäne bis holozäne Abtragungsprozesse teilweise erodiert und am Unterhang akkumuliert sein oder durch jüngere Lagen überdeckt sein.

Literatur

- ALTERMANN, M.; LIEBEROTH, I.; SCHWANECKE, W.: Gliederung der Lockergesteinsdecken der Mittelgebirge. - Z. angew. Geol., 34 (1988) 10, S. 302-306
- FIEDLER, H.J.; HOFMANN, W.; LINNEMANN, U.-G.; NEBE, W.; THALHEIM, K.: Bodenbildungen in periglazialen Deckschichten unter besonderer Berücksichtigung der präquartären Verwitterungssubstrate. 13. Tagung des Arbeitskreises Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Tharandt, Jena 1994, 110 S.
- FIEDLER, H.J.; THALHEIM, K.; HOFMANN, W.; HUNGER, W.; ILGEN, G.: Chemische Zusammensetzung von Böden über unterschiedlichen Grundgesteinen des Osterzgebirges (DDR). - Chem. Erde, 50 (1990), S. 269-277
- HUNGER, W.: Über periglaziale Profilmerkmale erzgebirgischer Gneisböden. - Jb. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, (1961), S. 49-63
- THALHEIM, K.; FIEDLER, H.J.: Beitrag zur Kenntnis fossiler Zersatzbildungen im Tharandter Wald. - Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 37 (1990), S. 133-142
- THALHEIM, K.; FIEDLER, H.J.: Beitrag zur Schwermineralanalyse und zum Schwermineralgehalt von Mittelgebirgsböden. - Chem. Erde, 48 (1988), S. 311-320
- THALHEIM, K.; FIEDLER, H.J.: Granulometrische und mineralogische Charakterisierung von Basalt-Braunerden im Osterzgebirge. - Chem. Erde, 49 (1989), S. 241-263
- THALHEIM, K.; FIEDLER, H.J.: Granulometrische und mineralogische Zusammensetzung von Basissedimenten der pleistozänen Deckschichten auf metamorphen und magmatischen Grundgesteinen im Osterzgebirge. - Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 37 (1990), S. 143-154
- THALHEIM, K.; FIEDLER, H.J.: Granulometrische und mineralogische Zusammensetzung von Mittelsedimenten der pleistozänen Deckschichten auf metamorphen und magmatischen Grundgesteinen im Osterzgebirge. - Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 37 (1990), S. 155-168
- THALHEIM, K.; FIEDLER, H.J.: Merkmale für äolischen Einfluß in den känozoischen Deckschichten des Osterzgebirges (DDR). - Chem. Erde, 50 (1990), S. 147-154
- THALHEIM, K.; FIEDLER, H.J.: Zur Kenntnis von frühpleistozänen Basissedimenten im Tharandter Wald. - Z. geol. Wiss., 18 (1990) 12, S. 1127-1135
- THALHEIM, K.; FIEDLER, H.J.: Zur Mineralverwitterung in der pleistozänen Schichtenfolge des Osterzgebirges und ihrer Böden. - Mitt. Ver. Forstl. Standortskunde Forstpflanzenzüchtung, Freiburg 35 (1990), S. 45-51
- THALHEIM, K.; FIEDLER, H.J.; HOFMANN, W.: Aufbau der quartären Deckschichten im Kreidesandsteingebiet des Tharandt-Grillenburger Waldes. - Z. geol. Wiss., 19 (1991) 1, S. 111-123

MITTEILUNGEN
DER
DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

Referate

Sitzung des Arbeitskreises WALDHUMUSFORMEN

Humusformenkolloquium mit Exkursionen

vom 9. bis 11. Juni 1994

in

FREIBURG

Band 74

1994

Humusformengliederung aus bodenzoologischer Sicht

von

Graefe, U.*

Die besondere Rolle, die Bodentiere bei der Humusformengenese spielen, kommt in Bezeichnungen wie "Arthropodenmoder" (HARTMANN 1952) oder "Vermimull" (GREEN et al. 1993) zum Ausdruck. Während der Humusmorphologe mehr den Spuren tierischer Tätigkeit nachgeht, interessiert sich der Bodenzoologe auch für die Artenzusammensetzung, die Siedlungsdichte und die Vertikalverteilung der Tiere im Bodenprofil. Er muß spezifische Extraktionsmethoden anwenden, um die Tiere aus dem Verborgenen herauszulocken. Wegen der großen Artenvielfalt ist die Bodenfauna als Ganzes praktisch nicht erfäßbar. Es können nur Teilbereiche untersucht werden. Eine Aufteilung ist z.B. nach systematischen (Taxozönosen) oder funktionellen Gruppen (Zersetzer, Räuber), nach der Körpergröße (Makrofauna, Mesofauna, Mikrofauna) oder dem Aufenthalt der Tiere im Porenwasser bzw. in der Porenluft (Bodenlösungsauna, Bodenluftfauna) möglich. Körpergröße und Siedlungsdichte verhalten sich in der Regel umgekehrt proportional. Die Bedeutung einer Tiergruppe läßt sich deshalb besser an der Biomasseabundanz (g/m^2) oder dem jährlichen Energieumsatz (kJ/m^2) ablesen. BECK (1993) hat diesbezügliche Angaben für einen Mull- und einen Moderstandort zusammengestellt. Abbildung 1 zeigt die Verhältnisse für die wichtigeren Bodentiergruppen. Danach nehmen die Anneliden jeweils den obersten Rang ein. Im Mull stehen die Regenwürmer an erster Stelle, gefolgt von den Enchyträen. Im Moder kehrt sich die Reihenfolge um. Die Mesofauna-Gruppen (Enchyträen, Collembolen, Milben) sind im Mull kaum weniger aktiv als im Moder. Die Bioturbation verwischt jedoch ihre Spuren schneller.

Buchenwald Moder

Auwald Mull

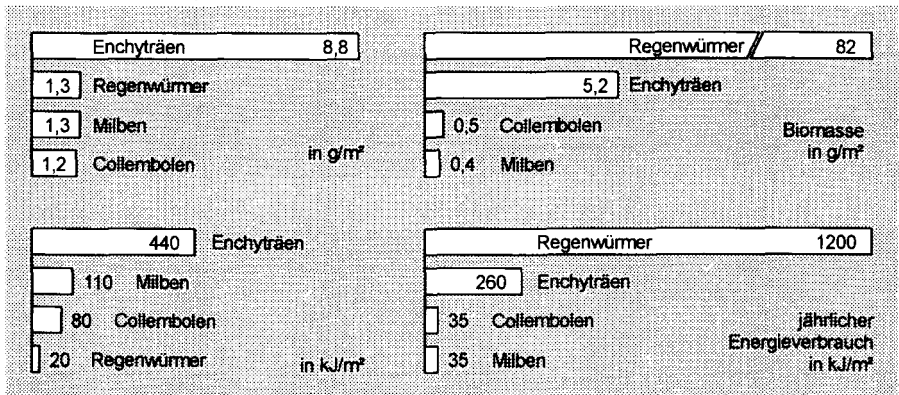


Abb. 1: Durchschnittliche Biomasseabundanz (oben) und jährlicher Energieverbrauch (unten) wichtiger Bodentiergruppen im Buchenwald mit Moder und im Auwald mit Mull (verändert nach BECK 1993).

* IFAB Institut für Angewandte Bodenbiologie GmbH, Sodenkamp 62, D-22337 Hamburg

Eine Betrachtung auf der Ebene von Tiergruppen verschleiert allerdings wesentliche Unterschiede, die erst dann zutage treten, wenn man sich die Artenzusammensetzung ansieht. Die in Abbildung 2 oben dargestellten Aufnahmen der Enchyträenzönose mögen das beispielhaft illustrieren. Während sich die Gesamtabundanzen nur unwesentlich unterscheiden, sind die Arten in den Probenkollektiven 5-10 und 11-14 komplett ausgetauscht. Am untersuchten Standort ist ein Moder-Mull-Mosaik ausgebildet, das auf die Verschlechterung der Humusform im Stammfußbereich der Bäume zurückzuführen ist.

Vergleicht man die Zönosen verschiedener Standorte und Humusformen (z.B. Tab. 1 in GRAEFE 1993a), findet man sowohl regelmäßig wiederkehrende Artenmuster als auch charakteristische Trennlinien. Die Annelidenzönose der Waldmeßstation Elberndorf im Rothaargebirge ist beispielsweise völlig identisch mit der auf den Versuchsflächen im Solling. Da Bodenorganismen nicht isoliert nebeneinander leben, sondern eine Interaktionsgemeinschaft bilden (d.h. als Nahrungskonkurrenten, im Räuber-Beute-Verhältnis, als Symbionten sich gegenseitig fördern oder hemmen), ist es plausibel anzunehmen, daß auch die anderen Taxozönosen, einschließlich die der Mikroorganismen, mehr oder weniger identisch sind. Wir nennen die regelhaft zusammengesetzte Interaktionsgemeinschaft von Bodentieren und Mikroorganismen wegen ihrer funktionalen Bedeutung im Ökosystem "Zersetzer-gesellschaft" (GRAEFE 1993a, b). Sie kann auch an Teilausschnitten ohne eine vollständige Inventur aller beteiligten Organismen typisiert und identifiziert werden. Hierfür sind die Anneliden im besonderen Maße geeignet, nicht zuletzt deshalb, weil sie als Angehörige der Bodenlösungsfauna in der gleichen chemischen Umwelt wie die Mikroorganismen leben (GRAEFE 1991).

In der Humusformenreihe Mull-Moder-Rohhumus erfolgt eine gleitende Veränderung der Annelidenzönose mit einem vollständigen Artenwechsel von einem Endpunkt zum anderen. Dabei gibt es keinen generellen Unterschied zwischen Moder und Rohhumus. Die Artenzahlen im Rohhumus sind meistens etwas geringer, aber es sind keine anderen Arten als im Moder. Der Artenwechsel findet zwischen Moder und Mull statt. Aus bodenzoologischer Sicht erscheint die Gliederung der Humusformen in die drei Hauptgruppen daher etwas gezwungen. MÜLLER (1879) unterschied ursprünglich nur die beiden Typen "mull" und "mor". Später führte VON ZEJSCHWITZ (1976) indirekt wieder eine Zweigliederung ein, indem er die Kategorien "Mineralboden-Humusform" und "Auflage-Humusform" bildete und die Grenze durch die Moder-Gruppe legte. Um der Frage nachzugehen, ob es eine zoologisch begründbare Trennlinie gibt, wollen wir uns diesen Zwischenbereich etwas genauer ansehen.

Das folgende Beispiel stammt aus einer in Nordrhein-Westfalen durchgeführten Untersuchungsserie an Rasterpunkten der Bodenzustandserhebung im Wald (BZE). Die bodenzoologische Probenahme erfolgte ähnlich wie die bodenanalytische in einem Probekreis um die Profilgrube. Die Proben wurden nicht gemischt, sondern einzeln ausgewertet, wobei sich deutliche Unterschiede ergaben (Abb. 2). Die Annelidenzönose an den Probestellen 1-4 ist anders zusammengesetzt als an den Stellen 5-10, obwohl die Humusform Mull gleich war. Die Veränderung bei 1-4 erklärt sich durch die räumliche Nähe zum Stammablaufbereich von drei Altbuchen und zu einer Eiche. Näher am Stammfuß war dann auch die Humusform umgewandelt. In diesem Bereich wurden die Zusatzproben 11-14 gezogen. Auf die zunehmende Säurebelastung durch den Stammablauf reagiert die Enchyträenzönose mit einem Austausch der empfindlicheren Arten durch wenige empfindliche. Die Regenwürmer reagieren mit Abundanzrückgang bis zum Artenschwund.

BELOTTI & BABEL (1993) stellten fest, daß trotz hoher Säuredeposition die Humusformen vieler Standorte innerhalb von 25 Jahren morphologisch weitgehend unverändert geblieben sind. Sie erklären das mit der Redundanz, also der Mehrfachbesetzung von Funktionen. Wenn eine Art wegen Überschreitung der Toleranzgrenzen ausfällt, ist eine andere zur Stelle, die die gleiche Rolle übernimmt. Die Zersetzungsfunktion ist immer mit hoher Redundanz belegt, was schon aus der Artenvielfalt der Bodenorganismen hervorgeht. Der Stoffkreislauf im Ökosystem kann deshalb auch über einen weiten Schwankungsbereich von Umweltbedingungen aufrechterhalten werden. Für die Stabilität von Humusformen gibt es trotzdem Grenzen. Sie sind dann erreicht, wenn die Schlüsselarten ausfallen. Schlüsselarten für Mull und seine korrespondierende Zersetzer-gesellschaft sind die mineralbodenbe-

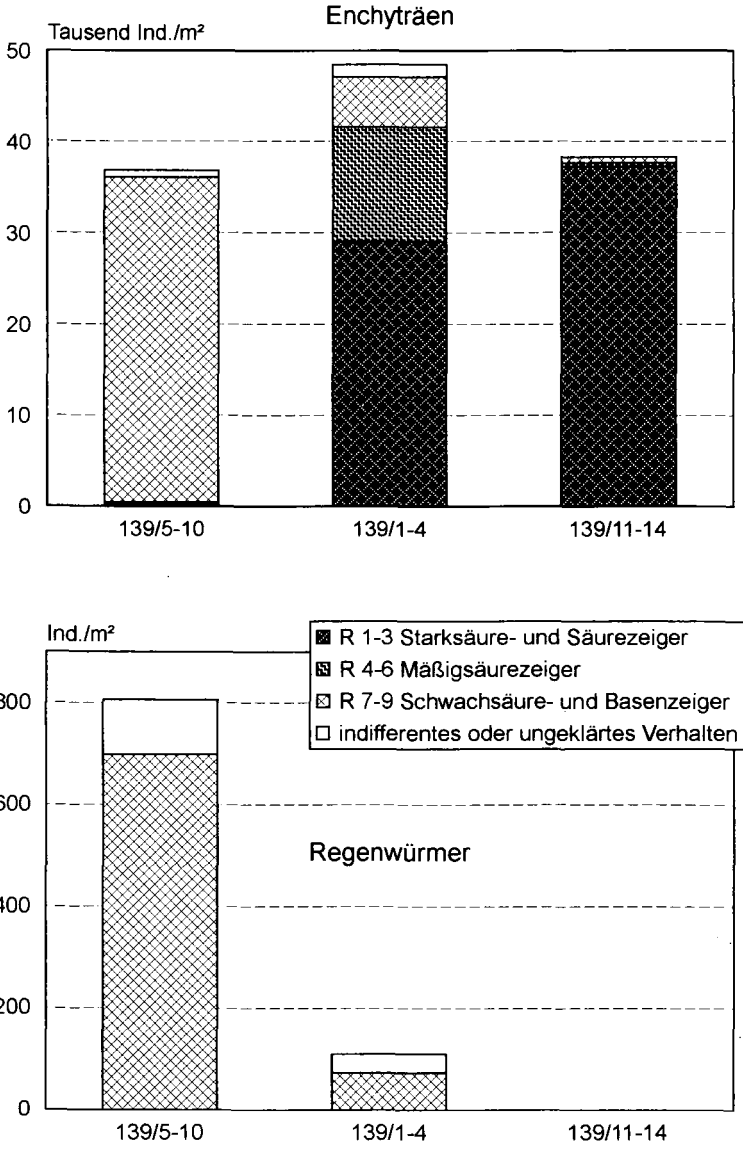


Abb. 2: Kleinräumige Heterogenität der Annelidenzönose im Probekreis eines Rasterpunkts der Bodenzustandserhebung im Wald. BZE 139 (R2581/H5767) Kernmünsterland.

wohnenden Regenwürmer, also z.B. *Aporrectodea caliginosa*, *A. rosea* oder auch *Lumbricus terrestris*. An den Probestellen 11-14 sind diese Arten verschwunden. Bei 1-4 treten sie in geschwächter Abundanz noch auf. Hier ist die Kampfzone. Es herrscht ein labiler Zustand, der umzukippen droht. Bei der Langzeitbeobachtung wird vor allem festzustellen sein, ob sich der Flächenanteil des einen Zustands gegenüber dem anderen verändert hat oder nicht.

Ein Humusformenmosaik mit mehr oder weniger scharfen Grenzen zwischen Mull und Auflagehumusformen ist nicht selten gerade an besseren Standorten anzutreffen. Wir begegnen hier einem Phänomen, das man im thermodynamischen Sinne als Selbstorganisation auffassen kann und das für die relative Stabilität der Humusformen offenbar mitverantwortlich ist. Die Thermodynamik oder Synergetik als Lehre vom Zusammenwirken in komplexen Systemen (HAKEN 1981) beschreibt, wie in einem chaotischen Beziehungsgefüge Muster und Ordnungszustände entstehen und stabil bleiben, d. h. nach einer Störung dahin zurückschwingen. HAKEN (1981) benutzt den Begriff des "Ordnerns", der andere Systemelemente "versklavt", die aber wiederum den Ordner steuern. Im System Zersetzer-gesellschaft/Humusform wirken die Schlüsselarten als Ordner. Sie mischen die organische Substanz in den Mineralboden ein, so daß sich dort auch Mikroorganismen verstärkt entfalten können, ohne die die Regenwürmer nicht existenzfähig wären. Die Versauerung ist ein Störfaktor. Dem steuern die tiefgrabenden Regenwürmer gegen, indem sie basenreiches Material aus dem Unterboden nach oben schaffen. Die eingemischte organische Substanz verhindert durch Komplexbildung das Auftreten toxischer Aluminiumspezies im Ah. Erst wenn sich die Regenwürmer zurückgezogen haben, kippt das System in einen anderen Gleichgewichtszustand.

Die Humusform und die Zersetzer-gesellschaft eignen sich als aggregierte Parameter zur Kennzeichnung und flächenhaften Abgrenzung von Ökosystemzuständen. Beide Betrachtungsebenen sollten eine aufeinander abgestimmte Gliederungssystematik verwenden, die das Prozeßgeschehen widerspiegelt. Auf diese Weise wäre es auch möglich und sinnvoll, die Humusformtypologie auf alle Ökosysteme auszuweiten. Hierin sehe ich eine Aufgabe, die der Arbeitskreis Humusformen und die Kommission Bodenbiologie der DBG gemeinsam angehen sollten.

Die Untersuchung am BZE-Rasterpunkt 139 wurde im Auftrag der Landesanstalt für Ökologie, Landschaftsentwicklung und Forstplanung Nordrhein-Westfalen durchgeführt.

Literatur

- BECK, L. (1993): Zur Bedeutung der Bodentiere für den Stoffkreislauf in Waldern. *Biologie in unserer Zeit* 23: 286-294.
- BELOTTI, E., BABEL, U. (1993): Variability in space and time and redundancy as stabilizing principles of forest humus profiles. *Eur. J. Soil Biol.* 29: 17-27.
- GRAEFE, U. (1991): Ein Enchyträentest zur Bestimmung der Saure- und Metalltoxizität im Boden. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 66: 487-490.
- GRAEFE, U. (1993a): Die Gliederung von Zersetzer-gesellschaften für die standortsökologische Ansprache. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 69: 95-98.
- GRAEFE, U. (1993b): Veränderungen der Zersetzer-gesellschaften im Immissionsbereich eines Zementwerkes. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 72: 531-534.
- GREEN, R. N., TROWBRIDGE, R. L., KLINCKA, K. (1993): Towards a taxonomic classification of humus forms. *Forest Science Monograph* 29. 49 pages.
- HAKEN, H. (1981): Erfolgsgeheimnisse der Natur - Synergetik. Die Lehre vom Zusammenwirken. Deutsche Verlags-Anstalt, Stuttgart. 255 Seiten.
- HARTMANN, F. (1952): Forstökologie. Georg Fromme, Wien. 460 Seiten.
- MÜLLER, P. E. (1879): Studier över skovjord, som bidrag til skovdyrknings theorie. I Om bøgemuld og bøgemor paa sand og ler. *Tidsskr. Skovbr.* 3: 1-124.
- ZIEJSCHWITZ, E. VON (1976): Ansprachemerkmale der terrestrischen Waldhumusformen des nordwest-deutschen Mittelgebirgsraumes. *Geol. Jb.* F3: 53-105.

**Lebensformtypen wirbelloser Bodentiere, Streuver-
arbeitungsprozesse und Humusformen**

von

Belotti, E.*

Belotti (1993) schlägt als leicht handhabbares Gliederungsschema für alle wirbellosen Bodentiere eine Einteilung nach der Lebensweise in 16 "Lebensformtypen" vor. Die Lebensweise umfaßt einerseits die Ansprüche der Tiere an die Umwelt, andererseits ihre Funktion im Ökosystem.

Die Einteilung erfolgt nach den Kriterien

1. Aufenthalt in Humusaufgabe oder Mineralboden oder in beiden
2. Größe (Zugehörigkeit zu Mikro-, Meso- oder Makrofauna)
3. Ernährungsweise (saprophag und/oder mikrophytophag, rhizophag, zoophag).

Die resultierenden Lebensformtypen heißen z.B. "Saprophage und mikrophytophage Mesofauna der Humusaufgabe" oder "Zoophage Makrofauna des Mineralbodens". Die vollständige Liste der Lebensformtypen, ihre Herleitung und die Zuordnung der Taxa wirbelloser Bodentiere zu diesen Gruppen sind in Belotti (1993) dargestellt.

Dieses Gliederungsschema stellt eine Generalisierung der Ansätze von Gisin (1943) für Collembolen, Klima (1956) und Schuster (1956) für Oribatiden, Faber (1991) für die mikrophytophage Mikro- und Mesofauna und von Bouché (1972) für Regenwürmer dar. Da die "Lebensformtypen" viel mehr Arten umfassen, kann dieser Ansatz nicht so stark differenzieren wie die genannten Schemata, damit sich eine handhabbare Zahl von "Lebensformtypen" ergibt.

Wie auch bei den "Ligen" von Faber (1991) kann dieselbe Bodentierart verschiedenen Lebensformtypen zugeordnet werden, wenn sie verschiedene Straten des Bodenprofils bewohnt. Sie ist dann auch unterschiedlichen Umweltbedingungen ausgesetzt und übt unterschiedliche Funktionen aus.

Beziehungen zwischen Bodentieren und Humusform bestehen über die beiden Aspekte der Lebensweise: Ansprüche der Tiere an die Umwelt und Funktion der Tiere im Ökosystem.

* Winterlinger Weg 11, 70567 Stuttgart

Ansprüche an die Umwelt: Diese Beziehung zur Humusform besteht für alle Bodentiere. Die Humusform zeigt abiotische Bedingungen an, der auch die Tiere unterliegen, modifiziert diese Bedingungen kleinräumig und bietet überdies Ressourcen für die Bodentiere.

Funktion im Ökosystem: Die Humusform ist auch Resultat der Fraß- und Grabetätigkeit saprophager Bodentiere der Meso- und Makrofauna. Die Streuverarbeitung erfolgt durch die makromorphologisch erfaßbaren Prozesse "Zerkleinerung" und "Einmischung in den Mineralboden". Welcher dieser beiden Prozesse an einem Standort dominiert, hängt vom Arteninventar ab und ist von entscheidender Bedeutung für die Ausbildung der Humusform.

Tabelle 1: Lebensformtypen wirbelloser Bodentiere, Streuverarbeitungsprozesse und Humusformen

Vorherrschender Lebensformtyp nach Belotti (1993)	Wichtigste Vertreter	Prozesse	Humusform (Horizontabfolge)
3 Saprophage und mikrophytophage Mesofauna der Humusauflage	Oribatiden kleine Dipterenlarven (Enchyträen)	Streuzerkleinerung	Rohhumus und Moder (L-Of-Oh-Aeh oder Ahe)
5 Saprophage und mikrophytophage Makrofauna der Humusauflage	Lumbricus rubellus, Tipulidenlarven	Streuzerkleinerung, ± gleichzeitige Einmischung	Mull-Moder * (L-Of-OhAhh-Ah) oder Flachmull* (L-Of-Ahh-Ahu)
13 Saprophage und mikrophytophage Makrofauna des Mineralbodens und 16 Saprophage und mikrophytophage Makrofauna der Humusauflage und des Mineralbodens	endogäische Regenwürmer: Aporetodea-Arten anezische Regenwürmer: Lumbricus terrestris, L. polyphemus, L. friendi, L. badensis	Einmischung kaum zerkleinerter Streu	Tiefmull * (L-Ah)

* Arbeitsbezeichnung

Ahh, Ahu: Subhorizonte des Ah nach Babel (1971),

Ahh stark humoser oder sehr stark humoser oberer Subhorizont, Ahu: humusärmerer unterer Subhorizont

In Tabelle 1 sind die theoretischen Zusammenhänge zwischen den für die Streuverarbeitung relevanten Lebensformtypen, den humusprofilprägenden Prozessen und den daraus resultierenden Humusformen dargestellt. Mit den Arbeitsbezeichnungen "Flachmull", "Tiefmull" und "Mull-Moder" werden Ausprägungen des Humusprofils benannt, die keiner der in der

Bodenkundlichen Kartieranleitung beschriebenen Humusformen exakt entsprechen. Deswegen wurden auch die dort verwendeten Bezeichnungen vermieden. Die Aussagen zur Genese von Flachmull und Mull-Moder sind hypothetisch und bedürfen noch der Überprüfung. Die durch sie bezeichneten Humusprofilausprägungen sind in Südwestdeutschland recht verbreitet.

Die Humusformen Rohhumus und Moder entstehen, weil aufgrund des Fehlens anezischer Regenwürmer die rasche Einmischung unzerkleinerter Streu in den Mineralboden unterbleibt. Durch allmähliche Zerkleinerung der Pflanzenreste zu organischer Feinsubstanz außerhalb des Mineralbodens entstehen die Auflagehorizonte Of und Oh. Die Zerkleinerung wird durch die saprophage Mesofauna der Humusaufgabe (Lebensformtyp 3) bewerkstelligt.

Wenn Zerkleinerung und flache Einmischung der Streu rasch aufeinanderfolgen oder gleichzeitig (durch eine Tierart) erfolgen, entsteht entweder ein Flachmull (Babel & Meyer 1987) oder - bei noch flacherer Einmischung- eine Übergangsform zwischen Mull und Moder, die durch das Auftreten eines OhAhh-Horizonts gekennzeichnet ist. Sie wird hier als Mull-Moder bezeichnet.

Bei Flachmull ist der Ah-Horizont in einen nur wenige Zentimeter mächtigen, sehr stark humosen oberen Teil (Ahh nach Babel 1971) und einen humusärmeren unteren Teil (Ahu nach Babel 1971) differenziert. Der Ahh ist Ergebnis der flachen Einmischung zerkleinerter Streu durch Tiere, die organische Substanz des Ahu stammt vermutlich zum überwiegenden Teil aus absterbenden Wurzeln, an manchen Standorten z.T. auch aus der tieferen Einmischung von Ahh-Material durch schwache Populationen endogäischer Regenwürmer.

Der OhAhh-Horizont des Mull-Moder besteht zu etwa gleichen Volumenanteilen aus organischem und mineralischem Material, so daß im Gelände nicht entschieden werden kann, ob es sich um einen Oh-Horizont oder einen sehr stark humosen Ah-Horizont handelt.

Die gleichzeitige Zerkleinerung und Einmischung wird von Tieren, die in der Auflage fressen und ihre organischen Losungen teilweise im Mineralboden absetzen, bewerkstelligt. Die in Frage kommenden Arten sind Lumbricus rubellus und Dipterenlarven. Die Tiefe, in der die Losungen abgesetzt werden, kann durch witterungsbedingte Vertikalwanderungen beeinflusst werden. Das von Zachariae (1965) beschriebene Verhalten von Tipulidenlarven, die mit dem Hinterende im Mineralboden steckend, in der Auflage fressen, könnte ebenfalls zu einer flachen Einmischung führen. Je nach Anteil der Zerkleinerung ohne gleichzeitige Einmischung ist der Of-Horizont mehr oder weniger mächtig. Er kann auch nur auf Teilen der Fläche vorhanden sein oder ganz fehlen. Daß die beiden Humusprofilausprägungen Flachmull und Mull-Moder prinzipiell durch dieselben Prozesse, also wohl auch durch dieselbe Tiergruppe erzeugt werden, zeigt sich auch daran, daß sie auf einer Untersuchungsfläche nebeneinander und nacheinander (in verschiedenen Jahren) vorkommen können (Babel & Meyer 1987, Belotti 1989).

Entscheidend für die Ausbildung des Tiefmull ist, daß die Streu in den Mineralboden eingemischt wird, bevor Zerkleinerung in wesentlichem Umfang stattfindet und daß diese Einmischung in größere Tiefen reicht. Der Ah ist mächtiger (häufig > 10 cm) und nicht in einen humusreicheren oberen und einen humusärmeren unteren Teil differenziert. Die rasche Einmischung ganzer Blätter ist das Werk anezischer Regenwürmer (Lebensformtyp 16). Im Mineralboden findet dann die Zerkleinerung durch dieselben Tiere statt. An der Vertiefung des Ah-Horizonts und der intensiven Feinvermischung von organischer und mineralischer Substanz im gesamten Horizont sind vermutlich endogäische Regenwürmer (Lebensformtyp 13) wesentlich beteiligt.

Literatur

- Babel, U. (1971). Gliederung und Beschreibung des Humusprofils in mitteleuropäischen Wäldern. *Geoderma* 5, 297-324
- Babel, U. und U. Meyer (1987). Humusformen im Schönbuch. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, 55/II, 471-476.
- Belotti, E. (1989). Untersuchungen zur Variabilität und Stabilität von Humusprofilen in Wäldern (unter besonderer Berücksichtigung anthropogenen Säureeintrags). Diss. Universität Hohenheim, Fakultät Agrarwissenschaften I, 183 pp.
- Belotti, E. (1993). Ein generalisiertes Konzept der Lebensformtypen wirbelloser Bodentiere als Hilfsmittel für den Bodenschutz. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, 72/I, 491-494.
- Bouché, M.B. (1972). Lombriciens de France. *Ann. Zool. Ecol. anim. Numéro spec.*, 671 pp.
- Faber, J.H. (1991). Functional classification of soil fauna: a new approach. *Oikos* 62, 110-117.
- Gisin, H. (1943). Ökologie und Lebensgemeinschaften der Collembolen im schweizerischen Exkursionsgebiet Basels. *Rev. suisse Zool.* 50, 131-224.
- Klima, J. (1956). Strukturklassen und Lebensformen der Oribatiden (Acari). *Oikos* 7:II, 227-242.
- Schuster, H. (1956). Der Anteil der Oribatiden an den Zersetzungs Vorgängen im Boden. *Z. Morph. Ökol. Tiere* 45, 1-33.
- Zachariae, G. (1965). Spuren tierischer Tätigkeit im Boden des Buchenwaldes. *Beih. Forstw. Cbl.* 20, 68 pp.

Humusformen und Regenwurmfauna zweier Grünlandbrachen in Südwestdeutschland

von

Broll, G. und H.-J. Brauckmann

Einleitung

Die Klassifikation von Waldhumusformen ist in den letzten Jahren ständig verbessert und erweitert worden (BABEL 1971, VON ZESCHWITZ 1976, AK STANDORTSKARTIERUNG i. Vorb.). In diesem Zusammenhang gewinnen Untersuchungen der Bodenfauna zum Verständnis der Dynamik der organischen Substanz des Bodens immer mehr an Bedeutung (u. a. BELOTTI & BABEL 1993, GRAEFE 1993a). Neben den Waldhumusformen sollten jedoch die Grünlandhumusformen nicht vernachlässigt werden, zumal in diesem Fall die Einbeziehung zoologischer Erhebungen der Zersetzergesellschaft eine besondere Rolle spielen sollte (GRAEFE 1993b). Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung als Teil von Sukzessionsstudien auf Grünlandbrachen zeigte sich, daß die Grünlandhumusformen einer stärkeren Differenzierung bedürfen. Verschiedene Sukzessionsstadien mit sich ändernder Vegetation und wechselnden Bodeneigenschaften sind nicht ausschließlich mit einer Humusform zufriedenstellend zu beschreiben. Beim Vergleich von Grünlandstandorten, die vollkommen verschiedene Eigenschaften aufweisen, reicht es ebenfalls nicht aus, sich fast immer nur auf die Humusform L-Mull beschränken zu müssen.

Untersuchungsflächen

Aus einem Grünlandbracheprojekt in Baden-Württemberg, in dem seit 20 Jahren 14 verschiedene Standorte vegetationskundlich, bodenkundlich, mikroklimatisch und faunistisch untersucht werden (u.a. SCHIEFER 1981, BROLL 1991, SCHREIBER 1993, SCHREIBER et al. 1994), wurden zwei Flächen ausgewählt. Sie unterscheiden sich sehr stark hinsichtlich ihrer Standortseigenschaften und ihres Sukzessionsverlaufes (vgl. Tab 1).

Tab. 1: Standortskarakteristika der Versuchsflächen Hepsisau und Bernau (SCHIEFER 1981, BRINKMANN 1993, SCHREIBER 1993)

Ort	Hepsisau	Bernau
Naturraum	Mittlerer Albrauf	Südschwarzwald
Höhe über NN (m)	560	1100
Jahresmitteltemperatur (°C)	7-7,5°	5,5°
mittl. Jahresniederschlag (mm)	900	1800
Ausgangsgestein	Weißjura-Kalkschutt	Granit
Bodentyp	Pelosol und Rendzina-Pelosol	Braunerde
Bodenart	IT	sL
Ausgangsvegetation (1974)	Glatthaferwiese	Flügelginsterweide
Vegetation Suk. parzelle (1994)	Eschen-Ahorn-Wald	Heidelbeere dominierend, Fichten

Methoden

Bei der vorliegenden Untersuchung sind jeweils nur die Parzellen "Natürliche Sukzession" und "Mulchen 2x jährlich" miteinander verglichen worden. Die Regenwurmfauna wurde mittels der Okzetmethode nach THIELEMANN(1986) erfaßt. Beprobt wurden im Herbst 1993 und im Frühjahr 1994 jeweils 2m² pro Parzelle. Die adulten Regenwürmer sind bis zur

Art bestimmt worden, die juvenilen bis zur öKG-Gruppe (ökologische Kategorie auf dem Gattungsniveau, verändert nach GLASSETTER 1991). Begleitend wurden die Formalin-Extraktion durchgeführt und Barberfallenfänge ausgewertet. Die C_{org} - und N_T -Gehalte sind mit einem Elementaranalysator der Fa. CARLO ERBA (NA 1500) gemessen worden; der pH-Wert wurde in $CaCl_2$ bestimmt. Neben der verbesserten Humusklassifikation der AK STANDORTSKARTIERUNG (i.Vorb.) sind die Humusklassifikationen von KLINKA et al. (1981) und BARRATT (1964) herangezogen worden, wobei sich letztgenannte auf "grassland"-Humusformen beschränkt.

Ergebnisse und Diskussion

Die Versuchsfläche Hepsisau zeichnet sich durch eine rasche Vegetationsentwicklung aus, so daß sich auf der Parzelle "Natürliche Sukzession" schon nach 20 Jahren ein Eschen-Ahorn-Wald entwickelt hat (SCHREIBER 1993). Der Standort zeichnet sich durch eine sehr hohe Produktivität und einen schnellen Stoffumsatz aus (BROLL 1991, BROLL & SCHREIBER 1994). Im Gegensatz zur Vegetationsentwicklung sind die Bodeneigenschaften Humusgehalt, Stickstoffgehalt, das C/N-Verhältnis und der pH-Wert (vgl. Tab. 2) seit 1974 relativ konstant geblieben. Die Humusform L-Mull (AK STANDORTSKARTIERUNG i. Vorb.) hat sich seit der Stilllegung nicht geändert; ebenso besteht kein Unterschied zwischen der Humusform der extensiv gepflegten Grünlandparzelle und der Waldparzelle. Die Bezeichnung Kalkmull als eine Sonderform des L-Mulls wäre hier ebenfalls anwendbar, da sowohl die Carbonatgehalte als auch die Gehalte an organischer Substanz hoch sind.

BARRATT (1964) unterscheidet in seiner Klassifikation unter Hinzuziehung der Vegetation und der Bodenfauna beim Mull zwei Gruppen. Für die erste ist eine Streuakkumulation kennzeichnend, während sie bei der zweiten Gruppe ganz oder weitgehend fehlt. Die Humusform der Fläche Hepsisau würde in die letztgenannte Gruppe fallen und dort wiederum als "Strongly granular Mull" bezeichnet. Diese Böden sind nach BARRATT u.a. gekennzeichnet durch hohe Basensättigung und Regenwurmaktivität. Eine weitere Unterteilung erscheint jedoch sinnvoll, da der dort angegebene pH-Bereich (~5,5) sehr eng gefaßt ist, und für die Humusform Mull keine Standorte mit pH-Werten ≥ 6 zu klassifizieren sind. KLINKA et al. (1981) differenzieren Mull im ersten Schritt in schlecht durchlüftete und gut durchlüftete Böden. Bei den gut durchlüfteten Böden definieren sie dann im zweiten Schritt "Rhizomull" bzw. "Vermimull", der durch hohe Lumbricidenabundanz und Krümelgefüge gekennzeichnet ist. In Hepsisau wäre die Humusform durchaus als "Vermimull" zu bezeichnen, weil dort die mineralbodenbewohnenden und für Mull typischen Regenwürmer überwiegen (vgl. Tab. 3). Die in Hepsisau sehr stark auftretenden endogäisch lebenden Arten spielen neben den anösischen Arten für die Durchmischung des Oberbodens eine besondere Rolle (SCHEU 1989). Das Arteninventar der Sukzessions- bzw. der zweimal gemulchten Parzelle stimmt jedoch weitgehend überein, eine Unterscheidung im Hinblick auf die Biomasse ist unter Umständen zu einem späteren Zeitpunkt möglich. Sowohl die Quantität als auch die unterschiedliche Qualität der organischen Substanz auf den verschiedenen Parzellen könnte sich dann bemerkbar machen. Die den Regenwürmern zur Verfügung stehende Phytomasse der gemulchten Varianten weist in der Regel ein engeres C/N-Verhältnis auf als die der Sukzession (BROLL, im Druck).

Tab. 2: Bodenkenndaten (0-4cm Tiefe) der Versuchsflächen Hepsisau und Bernau ("Natürliche Sukzession" und "Mulchen 2x jährlich", Probenahme 1992) (BRINKMANN 1993)

Versuchsfläche	Hepsisau	Bernau
C_{org} [%]	7,7	11,3
N_T [%]	0,74	0,83
C/N	10,4	13,6
pH ($CaCl_2$)	7,0	3,9

Auf der im Hochschwarzwald gelegenen Fläche Bernau läuft die Sukzession wesentlich langsamer ab. Die Sukzessionsparzelle ist überwiegend von *Vaccinium myrtillus* bedeckt, Teilbereiche werden von Gräsern, u.a. *Avenella flexuosa*, eingenommen. Legt man die in der AK STANDORTSKARTIERUNG (i. Vorb.) empfohlenen Analysenwerte zugrunde, so müßte die Versuchsfläche Bernau bezüglich des C_{org} -Gehaltes als mullartiger Moder eingestuft werden (vgl. auch SCHIEFER 1981). Das C/N-Verhältnis ist jedoch relativ günstig; danach ergibt sich eine Klassifikation an der Grenze zwischen L- und F-Mull. Makroskopisch läßt sich heute nur an einigen Stellen auf der Sukzessionsparzelle eine Of-Lage erkennen.

Das größte Problem für die Humusansprache ist der für diesen Standort charakteristische Wurzelfilz. Aufgrund humusmikromorphologischer Untersuchungen dieser Fläche ist der Wurzelfilz mit der H-Lage eines Moders verglichen und als eine zum Mull tendierende Form des "Wurmmoder" bezeichnet worden (SCHREIBER & BABEL 1984). Diese

Humusform ist ebenfalls für andere Fichtenwaldstandorte vorgeschlagen worden (BABEL et al. 1986). Typisch für solche Standorte war das Auftreten von *Lumbricus rubellus*, eine Art, die ebenfalls in Bernau vorkommen (s. Tab. 3). Dort sind im Gegensatz zu Hepsisau ausschließlich die Streuarten dominant, so daß die Regenwurmzönosen der Fläche Bernau nicht auf die Humusform Mull hinweisen. Eine Differenzierung zwischen den Behandlungsvarianten deutet sich an, indem z.B. *Lumbricus polyphemus* nur auf der Mulchparzelle nachgewiesen werden konnte. Der für die Humusbraunerden des Hochschwarzwaldes charakteristische *Lumbricus badensis* (LAMPARSKI 1985), der für die Ausbildung von Mull eine bedeutende Rolle spielen würde, ist im Untersuchungszeitraum auf der Fläche Bernau nicht nachgewiesen worden. Folgt man in diesem Fall ebenfalls der Klassifikation von BARRATT (1964) ist eine endgültige Festlegung nicht möglich, wengleich dort hilfreiche Einteilungskriterien zu finden sind. Er unterscheidet nicht nur zwischen Mull mit und ohne Streuakkumulation, sondern bezieht auch Böden mit ein, bei denen durch die Nutzung die Humusform Mull entstanden ist. BARRATT (1964) bietet letztendlich aber keine Möglichkeit, hohe Lumbricidenabundanz mit dem Auftreten von Wurzelfilz zu verbinden, im Gegensatz zu KLINKA et al. (1981). Bei Anwendung dieser Klassifikation müßte man die Humusform der Versuchsfläche Bernau als "Vermirrhizomull" bezeichnen. Unter Hinzuziehung der AK STANDORTSKARTIERUNG (i. Vorb.), in der die Sonderhumusform "Graswurzelfilz-Modor" - gerade in Zusammenhang mit dem Auftreten von *Avenella flexuosa* - vorgesehen ist, könnte man in Bernau zumindest auf den extensiv genutzten Parzellen von einem "Graswurzelfilz-Mull" sprechen.

Tab. 3: Abundanz der Regenwürmer auf den Versuchsflächen Hepsisau und Bernau (1993/94)

ökG-Gruppe		Arten	Hepsisau		Bernau	
			Sukzession	2x Mulchen jährlich	Sukzession	2x Mulchen jährlich
epigäische	<i>Dendrobaena</i> -Arten	<i>D. octaedra</i>			+	+
		Juvenile			+	+
	<i>Lumbricus</i> -Arten	<i>L. rubellus</i>			+	+
		<i>L. castaneus</i>	+	+	+	+
	Juvenile	+	+	++	+++	
anözische	<i>Lumbricus</i> -Arten	<i>L. terrestris</i>	+	+		
		<i>L. polyphemus</i>				(+)
		Juvenile	+			(+)
	<i>Aporrectodea</i> -Arten	<i>A. longa</i>	+			
	Juvenile					
endogäische	<i>Aporrectodea</i> -Arten	<i>A. caliginosa</i>	+	+		
		<i>A. rosea</i>	+	+		
		Juvenile	+	++		+
	<i>Octolasion</i> -Arten	<i>O. lacteum</i>	++	++		
		<i>O. cyaneum</i>				(+)
		Juvenile	+++	+++		
Artenzahl			6	5	3	5

Lumbriciden-Abundanzklassen:

- (+) Art wurde nur qualitativ über Formalin- bzw. Barberfallenfang erfaßt
- + <10
- ++ 10-30
- +++ 30-100
- ++++ >100 Individuen x m⁻¹

Da man, über die Waldhumusformen hinausgehend, die Humusformenklassifikation erweitern möchte, zeigen sich schon bei dem hier vorgestellten Vergleich von nur zwei Grünlandstandorten folgende Defizite. Die Humusform Mull ist nach der zur Zeit in Bearbeitung befindlichen Klassifikation (AK STANDORTSKARTIERUNG i. Vorb.) unzureichend differenziert. Zusätzliche Einteilungskriterien bieten sich aus anderer Klassifikationen (u.a. BARRATT 1964, KLINKA et

al. 1981) sollten hinzugezogen werden. Für eine zu entwickelnde Grünlandhumusformenklassifikation sind darüberhinaus weitere Kriterien für die Differenzierung zu diskutieren. Weiterhin ist die Berücksichtigung der Bodenfauna, insbesondere der Lumbriciden, bei der Charakterisierung gerade von Mull-Varianten sehr hilfreich. Neben der Sonderhumusform "Graswurzelfilz-Moder" könnte ein "Graswurzelfilz-Mull" berücksichtigt werden, obwohl sicherlich grundsätzlich eine Ausgrenzung von ständig neuen Sonderformen für eine Klassifikation nicht empfehlenswert ist.

Literatur

- AK STANDORTSKARTIERUNG (i. Vorb.): Forstliche Standortaufnahme. Arbeitskreis Standortkartierung in der Arbeitsgemeinschaft Forsteinrichtung 5. Aufl.
- BABEL, U. (1971): Gliederung und Beschreibung des Humusprofils in mitteleuropäischen Wäldern. *Geoderma* 5, 297-324
- BABEL, U. MEYER, U. & S. PFEIFFER (1986): Untersuchungen an Humusprofilen in Schönbuch. In: G. Einsele (Hrsg.): Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch. DFG-Forschungsbericht, Weinheim
- BARRATT, B. C. (1964): A classification of humusforms and micro-fabrics of temperate grasslands. *J. Soil Sci.* 15, 351-356
- BELOTTI, E. & BABEL, U. (1993): Variability in space and time and redundancy as stabilizing principles of forest humus profiles. *Eur. J. Soil Biol.* 29, 17-27
- BRINKMANN, A. (1993): Struktur- und Bodenuntersuchungen auf Sukzessions- und Mulchparzellen der Bracheversuche Hepsisau, Rangendingen und Bernau in Südwestdeutschland, unveröff. Diplomarbeit, Institut für Geographie, Abt. Landschaftsökologie, Münster
- BROLL, G. (1991): Auswirkungen der Flächenstilllegung auf den Abbau der organischen Substanz am Beispiel einer Grünlandbrache. *Verh. GfÖ*, Band 19/III, 105-114
- BROLL, G. (im Druck): Changes in soil conditions on agriculturally used areas after cease of human impact. In: D. Bellan-Santini, G. Bonin & C. Emig (eds.): *Functioning and dynamics of natural and perturbed ecosystems. Lavoisier*
- BROLL, G. & K.-F. SCHREIBER (1994): Stickstoffdynamik nach Stilllegung und extensiver Bewirtschaftung von Grünland. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Ges.* 73, 31-34
- GLASSTETTER, M. (1991): Die Bodenfauna und ihre Beziehungen zum Nährstoffhaushalt in Geoökosystemen des Tafel- und Faltenjura (Nordwestschweiz). *Physiogeographica* 15, 224 S.
- GRAEFE, U. (1993a): Die Gliederung von Zersetzergesellschaften für die standortsökologische Ansprache. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Ges.* 69, 95-98
- GRAEFE, U. (1993b): Veränderungen der Zersetzergesellschaften im Immissionsbereich eines Zementwerkes. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Ges.* 72, 531-534
- KLINKA, K., R.N. GREEN, R.L. TROWBRIDGE AND L.E. LOWE (1981): *Taxonomic Classification of Humus Forms in Ecosystems of British Columbia. First Approximation, Ministry of Forests, Vancouver*
- LAMPARSKI, F. (1985): Der Einfluß der Regenwurmart *Lumbricus badensis* auf Waldböden im Südschwarzwald. *Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen* 15
- SCHAU, S. (1989): Die saprophage Makrofauna (Diplopoda, Isopoda und Lumbricidae) in Lebensräumen auf Kalkgestein: Sukzession und Stoffumsatz. *Ber. d. Forschungsz. Waldökosysteme, Reihe A, Bd 57*
- SCHIEFER, J. (1981): Bracheversuche in Baden-Württemberg. *Beih. Veröff. Naturschutz Landschaftspf. 22, Karlsruhe*, 325 S.
- SCHREIBER, K.-F. (1993): Standortabhängige Entwicklung von Sträuchern und Bäumen im Sukzessionsverlauf von brachgefallenem Grünland in Südwestdeutschland. *Phytocoenologia* 23, 539-560
- SCHREIBER, K.-F. & U. BABEL (1984): 2. Bericht zum DFG-Forschungsvorhaben "Effekte von natürlicher Sukzession und von verschiedenen Verfahren zur Offenhaltung von Grünland-Brachflächen auf Morphologie und Biologie der Oberböden"
- SCHREIBER, K.-F., H. MATTES, G. BROLL & H.-J. BRAUCKMANN (1994): Faunistische Untersuchungen auf Bracheversuchsflächen in Baden-Württemberg - Sukzessionsflächen im Vergleich zu extensiv gepflegtem Grünland. *Veröff. PAÖ*, 8, 125-139
- THIELEMANN, U. (1986): Elektrischer Regenwurmfang mit der Oklett-Methode. *Pedobiologia* 29, 341-344
- ZESCHWITZ, v. E. (1976): Ansprachemerkmale der terrestrischen Waldhumusformen des nordwestdeutschen Mittelgebirgsraumes. *Geologisches Jahrbuch F3*, 53-105

Die chemische Zusammensetzung der organischen Bodensubstanz unterschiedlicher Humusformen in Waldböden Schleswig-Holsteins

von

Beyer, L.*

Abstract: Typical humus profiles of forest soils in Schleswig-Holstein were classified morphologically according to the current German mapping instructions. The SOM of these profiles was investigated by means of wet chemistry. The humus forms: mull, moder and rawhumus are characterized by typical depth profiles of SOM compounds. The amount of lipids increase from mull to rawhumus whereas the importance of polysaccharides decrease. The C/N ratio as an organic indicator of the recent humus form should be used only in connection with soil texture.

Einleitung: Die Morphologie der OBS in Waldböden wird schon seit ungefähr einem Jahrhundert untersucht. Die daraus resultierende Gliederung der in Deutschland üblichen Humusformen geht auf MÜLLER (1887) zurück. KUBIENA (1953) hat einen Bestimmungsschlüssel der Humusformen entwickelt, der in abgewandelter Form, je nach Schule, in die forstliche (AK STANDORTSKARTIERUNG 1994) bzw. bodenkundliche Kartieranleitung (AG BODENKUNDE 1994) Eingang gefunden hat. Über die chemische Zusammensetzung der Humusformen ist dagegen wenig bekannt (vgl. KÖGEL 1987). Nach TOUTAIN (1981) sollte der biochemische Aufbau der OBS aber auch zur Charakterisierung der Humusform gehören. Diese Arbeit geht deswegen der Frage nach, ob den Humusformen ein bestimmter Chemismus zugeordnet werden kann und ob bzw. welche Kenndaten daraus abgeleitet werden können.

Material und Methoden: Sieben typische Humusformen von F-Mull bis feinhumusreichem Rohhumus in Waldböden Schleswig-Holsteins wurden untersucht (Tab.1). Die naßchemische Stoffgruppencharakterisierung erfolgte nach BEYER et al. (1993). Auf eine exakte Wiedergabe der Beschreibung der einzelnen Profile und Horizonte wird aus Platzgründen verzichtet.

Zusammenfassende Ergebnisdarstellung: Die Humusformen weisen typische Tiefenprofile der organischen Stoffgruppen auf (ohne Abb.), die Rückschlüsse auf pedogenetische Prozesse wie Streuzersetzung, Humifizierung und Huminstoffverlagerung ermöglichen. Die Zusammensetzung OBS des Ah-Horizontes bestimmt von F-Mull bis feinhumusarmen Moder die Eigenschaften der OBS im Gesamtboden. Erst bei biologisch ungünstigeren Humusformen dient die Auflage als mittel- bis langfristiger C- und N-Pool (Abb.1). Der Fett & Wachse-Anteil im Boden nimmt mit zunehmender Verschlechterung der Humusform zu, während der Polysaccharidanteil abnimmt (Abb.2). Das Verhältnis Fette und Wachse zu Polysacchariden kann deswegen als qualitativer Indikator der Humusform herangezogen werden (Tab.2). Das C/N-Verhältnis der Mengen im humosen Boden sollte zur Kennzeichnung der Humusform nur bei gleichzeitiger Differenzierung zwischen Böden aus sandigen und Böden aus lehmigen Substraten angewendet werden. Für eine chemische Kennzeichnung der Auflagehorizonte wäre eine exakter definierte Zustandsbeschreibung zu empfehlen, was z.B. den Anteil an Feinhumus und sichtbaren Pflanzenresten betrifft. Die Aufteilung in Of1, Of2, ... Ofn etc. ist dabei unzureichend, da entsprechende Horizonte in verschiedenen Böden morphologisch als auch chemisch unterschiedlich zusammengesetzt sein können.

* Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Universität Kiel, Olshausenstraße 40, 24118 Kiel, Germany

* Eine ausführliche Darstellung der Humusprofile, der Ergebnisse und ihrer Interpretation ist zur Publikation im Forstw. Centralblatt eingereicht.

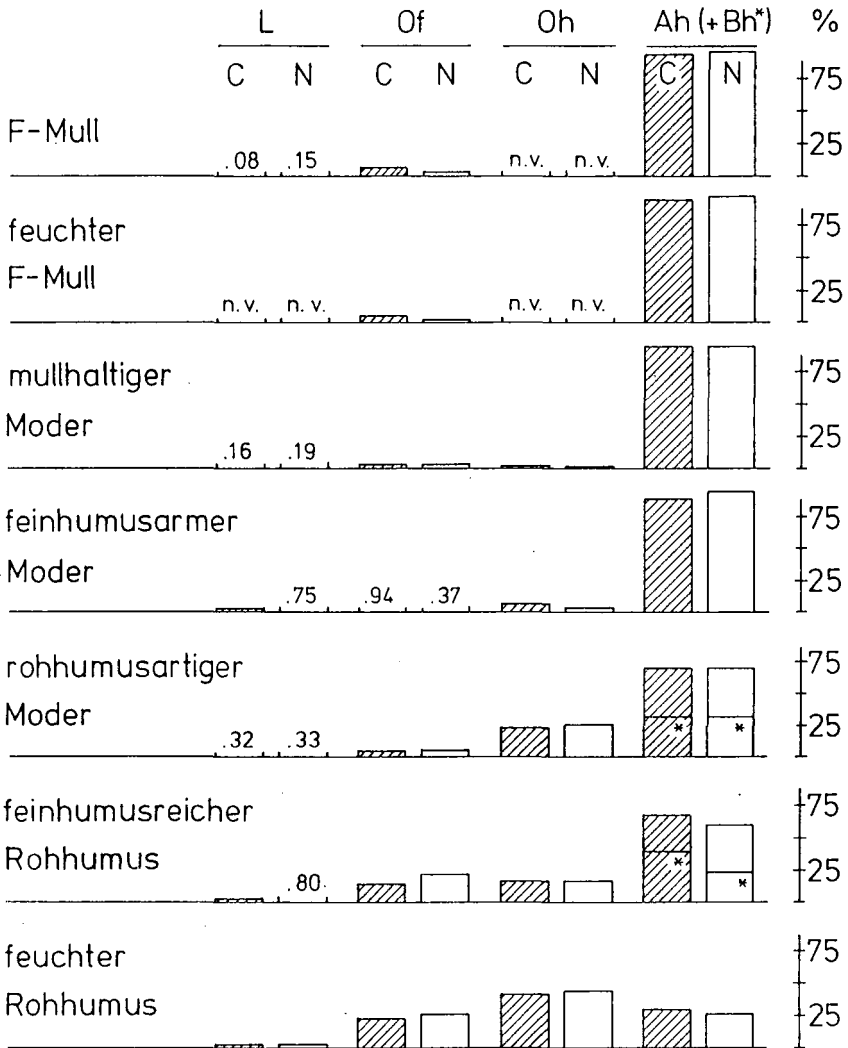


Abb.1. Die prozentuale Kohlenstoff-(C) und Stickstoff-(N)-Mengenverteilung auf die Bodenhorizonte von Waldböden Schleswig-Holsteins mit unterschiedlicher Humusform (n.v.: Horizont nicht vorhanden)

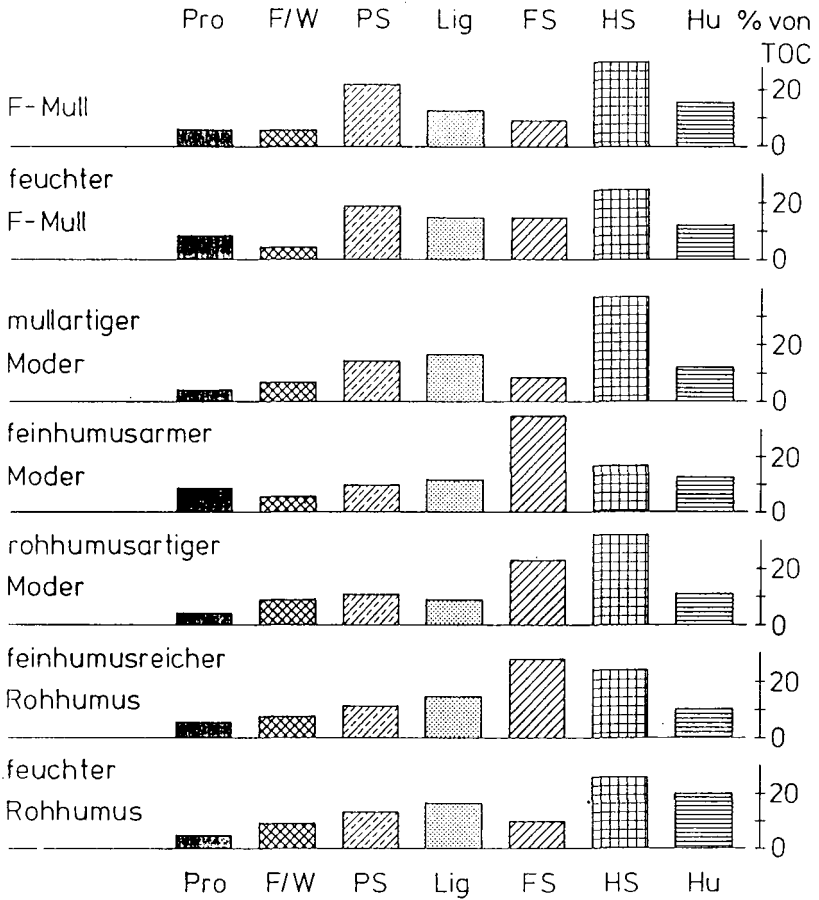


Abb. 2. Die prozentuale Mengenverteilung der Stoffgruppen in Waldböden Schleswig-Holsteins (Summe aller humosen Horizonte) mit unterschiedlicher Humusform (Pro: Proteine, F/W: Fette & Wachse, PS: Polysaccharide, FS: Fulvosäuren, HS: Huminsäuren, Hu: Humine)

Tabelle 1: Eigenschaften von Waldböden Schleswig-Holsteins

1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Braunerde mit F-Mull									Gley-Pseudogley mit Feucht-F-Mull								
L	4-3	497	14.9	33	-	4.0	nb	nb	Of	3-0	447	11.7	38	-	4.3	nb	nb
Of	3-0	422	16.2	26	-	3.6	nb	nb	Ah	0-15	53	2.4	22	Ls3	5.8	330	85
Aeh	0-3	56	3.3	17	Sl2	3.1	213	8	SwAh	15-32	23	2.3	10	Lt2	6.4	270	88
Ah	3-34	16	0.9	19	Su2	3.6	93	14									
Rostbraunerde mit mullartigem Moder									Parabraunerde mit feinhumusarmem Moder								
L	4-3	481	14.2	34	-	4.5	nb	nb	L	4-3	462	13.3	35	-	4.2	nb	nb
Of	3-1	360	15.4	23	-	3.6	nb	nb	Of	3-2	408	16.7	24	-	4.0	nb	nb
Oh	1-0	188	7.6	25	-	3.0	nb	nb	Oh	2-0	204	12.2	17	-	3.6	nb	nb
Aeh	0-6	72	4.1	17	mSgs	3.1	253	11	Ah	0-11	46	3.5	13	Sl4	3.5	222	12
Ah	6-36	18	0.8	22	mSgs	3.5	103	4	Alv	11-47	7	1.0	7	Ls3	3.8	149	18
Podsol mit rothumusartigem Moder									Podsol mit feinhumusreichem Rohhumus								
L	7-6	468	17.8	26	-	nb	nb	nb	L	15-13	508	15.6	33	-	3.5	350	24
Of	6-5	460	18.5	25	-	2.8	2277	5	Of	13-7	455	16.0	28	-	3.1	1008	12
Oh	5-0	338	12.7	27	-	2.8	nb	nb	Oh	7-0	352	14.2	25	-	2.6	1142	10
Aeh	0-12	40	1.3	30	mSfs	2.8	598	2	Aeh	0-10	76	4.6	17	Su2	2.7	298	11
Ahe	12-49	5	0.2	27	mSfs	3.2	53	7	Ahe	10-20	13	0.5	25	mSfs	3.1	17	25
B'	49-112	10	0.4	28	mSfs	3.8	201	3	B'	20-70	38	1.2	33	mSfs	4.0	233	2
Stagnogley mit Feucht-Rohhumus									1 Horizontbezeichnung								
L	24-22	470	15.0	31	-	4.3	nb	nb	2 Horizontmächtigkeit in cm								
Of	22-14	473	19.1	25	-	3.4	2135	12	3 C_{org} in mgg⁻¹, 4 N_t in mgg⁻¹								
Oh	14-0	333	12.1	28	-	3.0	1909	7	5 C/N, 6 Bodenart, 7 pH in CaCl₂								
SwAh	0-12	33	0.9	37	Su3	3.1	270	32	8 KAK mmol. kg⁻¹, 9 Basensättigung in %								
Srw	12-25	7	0.3	26	Su2	3.6	65	5	* Mittel aus Bh, Bsh und Bhs								

Tabelle 2: Auswahl humuschemischer Kenndaten verschiedener Humusformen

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
F-Mull: typisch	17	18	0.85	0.31	0.14	2.27	1.74	0.25	0.43
feucht	22	15	0.88	0.58	0.56	2.25	1.30	0.22	0.59
Moder: mullartig	17	21	0.72	0.22	0.13	3.27	0.88	0.49	0.44
feinhumusarm	14	10	0.55	2.06	1.63	1.17	0.81	0.57	0.70
rothumusartig	30	27	0.49	0.72	0.21	2.49	1.15	0.88	0.28
Rohhumus: feinhumusreich	16	25	0.63	1.14	0.62	3.78	0.53	0.66	0.61
feucht	37	28	0.77	0.39	0.36	4.56	0.81	0.69	0.63

1 C im Ah₁/N im Ah (incl. Aeh, SwAh), 2 C_{total}/N_{total} (Menge im Gesamtboden)
 3 Streustoffe (Σ F/W, Pro, PS, Lig)/Huminstoffe (Σ FS, HS, Hu), 4 FS/HS
 5 FS im Ah/HS im Ah, 6 Lig/N_t, 7 PS/Lig, 8 (F/W)/PS, 9 Lig/HS (Legende s. Abb.2)

Literatur: AG BODENKUNDE, 1994: Bodenkundl. Kartieranleitung. 4. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart (in Vorb.). AK STANDORTSKARTIERUNG, 1994: Hrsg. Forstl. Standortsaufnahme. 5. Aufl. Landwirtschaftsverlag Münster-Hiltrup (in Vorb.). BEYER, L. et al., 1993: A simple wet chemical extraction procedure to characterize soil organic matter (SOM): 1. application and recovery rate. Commun. Soil Sci. Plant Anal. 24 (9&10), 1645-1663. KÖGEL, I., 1987: Organische Stoffgruppen in Waldhumusformen und ihr Verhalten während der Streuzersetzung und Humifizierung. Bayreuther Bodenk. Ber. 1. KUBIENA, W. L., 1953: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Enke, Stuttgart. MÜLLER, P. E., 1887: Studien über die natürlichen Humusformen und deren Einwirkung auf Vegetation und Boden (zit. in SCHEFFER, F.; ULRICH, B., 1960: Humus und Humusdüngung. Enke, Stuttgart). TOUTAIN, F., 1981: Les humus forestiers. Rev. For. Fr. 33, 449-477.

Beziehungen zwischen Waldhumusformen und ihren chemischen Kennwerten auf der Basis der Bodenzustandserhebung im Wald (BZE) in Baden-Württemberg

von

Buberl, H.G.*, K. v. Wilpert** und E.E. Hildebrand**

1. Die morphologischen Humusformen

Die bundesweite Bodenzustandserhebung wurde in den Jahren 1990/91 in Baden-Württemberg in einem kombinierten 8x8 und 8x16 km-Raster durchgeführt (näheres s. Buberl et. al., 1994). Dabei wurden 177 Profile beprobt und beschrieben, wobei 159 L- und Of-Lagen als Mischprobe, sowie 49 Oh-Lagen als Einzelproben vorlagen.

Die Bestimmung der morphologischen Humusformen nach der bodenkundlichen Kartieranleitung (1983) ergab folgende Verteilung:

Humusform	Anzahl	%
L-Mull	20	9
F-Mull	71	31
mullartiger Moder	49	21
Moder	40	17
feinhumusreicher Moder	20	9
rohhumusartiger Moder	22	9
Rohhumus	7	3
Feuchtrohumus	2	1
	<u>231</u>	<u>100</u>

Die als ökologisch günstiger eingeschätzten Humusformen überwiegen.

2. pH-Werte

Die pH(KCl)-Werte der L- und Of-Lage streuen zwischen 2,47 und 6,13, der Median beträgt 3,54. In der Oh-Lage streuen die pH(KCl)-Werte von 2,32 bis 4,02, der Median liegt bei 2,68. Nach Murach (1984) ist bei pH(CaCl₂)-Werten unter 3 die Entwicklung von Fichtenfeinwurzelsystemen gehemmt. Da nach der Bodenzustandserhebung in Rheinland-Pfalz der pH(CaCl₂) von 3 in der Auflage ungefähr einem pH(KCl) von 3,2 entspricht (Block et. al., 1991, S.220), wäre demnach auf knapp 40% der Standorte Baden-Württembergs die Bodenreaktion für Fichtenfeinwurzelsysteme zu niedrig.

3. C/N- und C/P-Verhältnisse

Neben der morphologischen Humusform werden vor allem C/N- und C/P-

*Hermann G. Buberl, geoplan, Gesellschaft für Umwelttechnik, Zum Rebberg 1, 79112 Freiburg.

** Klaus v. Wilpert und Ernst E. Hildebrand, Forstl. Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg, Abt. Bodenkunde und Waldernährung, Wonnhaldestr. 4, 79100 Freiburg.

Verhältnisse herangezogen um die mikrobielle Zersetzbarkeit des Humuskörpers zu charakterisieren. Feldbodenkundlich erhobene Humusformen sollten sich daher bestimmten C/N- und C/P-Bereichen zuordnen lassen (v. Zetzschwitz, 1980).

Es wurde geprüft, ob eine solche Zuordnung heute noch möglich ist.

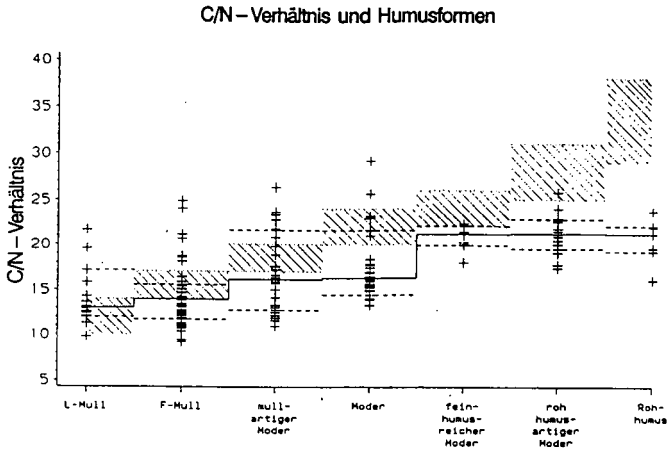


Abb. 1: C/N-Verhältnisse über den morphologischen Humusformen. Mediane mit dem 17. und 83. Perzentil, Bereiche nach v. Zetzschwitz schraffiert.

Die C/N-Werte für die Humusformen L-Mull bis Moder entstammen der Tiefenstufe 0-5 cm im Mineralboden, die C/N-Verhältnisse der drei übrigen Humusformen der Oh-Lage, so daß die Werte des Moders nicht mit den Werten des feinhumusarmen Moders von v. Zetzschwitz (1980) vergleichbar sind.

Bei den Mineralbodenhumusformen F-Mull und mullartiger Moder zeigt sich, daß die Mediane der C/N-Verhältnisse unterhalb den von v. Zetzschwitz angegebenen Bereichen liegen. Diese Tendenz setzt sich bei den Auflagehumusformen verstärkt fort, so daß die bei v. Zetzschwitz klare Abstufung der C/N-Werte in diesem Bereich nivelliert ist. Von der morphologischen Humusform ist kein Rückschluß auf die C/N-Verhältnisse mehr möglich.

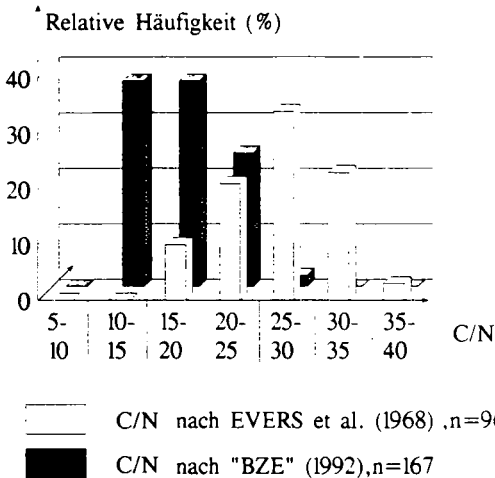
Die Änderung der C/N-Verhältnisse läßt sich auch anhand "historischer Vergleiche" belegen. Evers beprobte in den Jahren 1961-65 in 23 Forstbezirken 108 Bestände (überwiegend Fichte) auf verschiedenen Standortseinheiten.

Abbildung 2 zeigt die dramatische Verschiebung der C/N-Verhältnisse innerhalb der letzten 30 Jahre auf.

Die dargestellte Verengung der C/N-Verhältnisse kann prinzipiell durch N-Einträge, aber auch durch einen Umbau von Humusformen in Folge von veränderten Durchforstungsstrategien oder auch durch Klimaänderungen verursacht sein. Gegen die Hypothese "Humusfor-

Rel. Häufigkeit von C/N-Werten
in BW 1968 and 1992

Abb. 2: Häufigkeitsverteilungen der C/N-Verhältnisse der BZE und nach Evers et al. (1968).



menubau" spricht die deutliche Veränderung der Beziehung zwischen C/N-Verhältnissen und morphologischer Humusform (vgl. Abb. 1), sowie die Tatsache, daß bei den C/P- Werten eine humustypologische Gliederung erkennbar noch ist. Bei den Auflagehumusformen liegen alle C/P- Verhältnisse, abgesehen von zwei Werten, oberhalb von 200. Bei C/P > 200 ist eine durch P-Knappheit bedingte Hemmung des Streuabbaus zu erwarten.

4. Verhältnis der Magnesiumvorräte in Auflage und Rhizosphäre

Der Berechnung der Verhältnisse von dem in der Auflage gespeicherten Nährelementvorrat und den bis 60 cm Tiefe austauschbar gebundenen Ionenmengen liegen folgende Überlegungen zugrunde:

- der Elementpool der Auflage wird aufgrund von Mineralisierungsprozessen als mittelfristig verfügbar betrachtet.
- die austauschbar gebundenen Elementvorräte des Mineralbodens bis 60 cm Tiefe werden als wurzelerreichbar und ebenfalls mittelfristig verfügbar angenommen.

Die beiden Vorratsgrößen Auflage/Mineralboden werden zum Rhizosphärenpool aufaddiert und der prozentuale Anteil der in der Auflage gespeicherten Elementmenge berechnet (Abb. 3).

Aus Abb. 3 geht hervor, daß auf zahlreichen Standorten über 80% bzw. 60-80% des mittelfristig verfügbaren "Magnesiumkapitals" in der Auflage gebunden ist, so daß der aufstockende Bestand sich hauptsächlich aus der Humusmineralisierung mit Magnesium versorgen muß. Der Mineralboden scheint in diesen Fällen für die Mg- Ernährung "ausgeblendet" zu sein.

Da die Mobilisierung von Nährelementen aus der Auflage stark von den Mineralisationsbedingungen und damit von der Witterung abhängt, können diese Bestände häufig in akute Magnesiummangelphasen geraten.

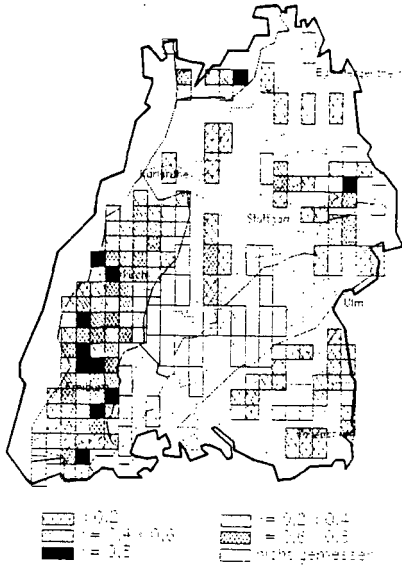


Abb. 3: Verhältnis der Magnesiumvorräte in der Auflage zum Rhizosphärenpool.

5. Zusammenfassung

Anhand der Daten der Bodenzustandserhebung wird eine starke Verengung der C/N- Verhältnisse nachgewiesen, so daß den morphologischen Humusformen kein C/N- Bereich zugeordnet werden kann. Vielmehr scheint die Humusmorphie eher vom C/P- Verhältnis bestimmt zu werden.

Die Verhältnisse der mittelfristig Verfügbaren Vorräte in der Auflage zum Rhizosphärenpool zeigen die Bedeutung der Auflage für die Magnesiumernährung auf und machen akute Magnesiummangelphasen Plausibel.

- Block, J., Bopp, O., Gatti, M., Heidingsfeld, N. und Zoth, R. (1991): Waldschäden Nähr- und Schadstoffgehalte in Nadeln und Waldböden in Rheinland-Pfalz. Mitteilungen aus der Forstlichen Versuchsanstalt Rheinland-Pfalz, Nr. 17/91.
- Buberl, H. G., v. Wilpert, K., Trefz-Malcher G. und Hildebrand E: E. (1994): Ergebnisse der Bodenzustandserfassung im Wald in Baden-Württemberg. Mitteilungen der FVA Baden-Württemberg, in Vorbereitung.
- Evers, F. H., Schöpfer, W. und Mikloss, J. (1968): Die Zusammenhänge zwischen Stickstoff-, Phosphor- und Kalium-Mengen (in kg/ha) und den C/N-, C/P- und C/K- Verhältnissen der Oberböden von Waldstandorten. Mitteilungen des Vereins für Standortskunde und Forstpflanzenzüchtung Nr. 18.
- Murach, D. (1984): Die Reaktion der Feinwurzeln von Fichten (*Pinus abies* Karst.) auf zunehmende Bodenversauerung. Göttinger Bodenkundliche Berichte 77.
- Zeischwitz, E. v. (1980): Analytische Kennwerte typischer Humusformen westfälischer Bergwälder. Zur Pflanzenernährung und Bodenkunde 143, S. 692-700.

Merkmale von Humusformen in bewirtschafteten Buchen-, Fichten- und Mischbeständen beider Baumarten in der montanen Stufe des Harzes

von

Reiff, B. und C. Eberl

1 Einleitung

Verstärktes Auftreten von Waldschäden im Harz führten dort zu intensiven Untersuchungen des Mineralbodens (BOUMAN 1991, STOCK 1990) und schwerpunktmäßiger Standortkartierung (Niedersächsisches Forstplanungsamt 1986 ff). Nachdem BOUMAN 1991 vor allem im Forstamt Seesen umfangreiche Mineralbodenuntersuchungen durchgeführt hatte, entstand die Idee einer ergänzenden Untersuchung der Humusauflage in diesem Gebiet. Dabei wurden die Ah-Horizonte nicht beprobt. Die Mineralbodenhorizonte der untersuchten bodensauren Standorte zeigten bereits eine starke Verarmung an Nährstoffkationen, sowie pH-Werte im Bereich des Aluminiumpuffers. Es liegt nahe, daß die wesentlichen Nährstoffvorräte sich unter diesen Bedingungen im Auflage- und Mineralbodenhumus befinden. Neben der Erfassung der Humusformen und der Stoffvorräte fanden Vegetationsaufnahmen und Lichtmessungen statt, um die Standortfaktoren verschiedener Waldtypen zu charakterisieren.

2 Hypothesen und Ziele

Nach v.ZEJSCHWITZ (1976) lassen sich Humusformen auf Waldböden anhand morphologischer Merkmale charakterisieren. Für die stark anthropogen veränderten Wälder des Harzes treffen diese Merkmale ebenfalls zu. Die verschiedenen Humushorizonte unter Buchen-, Fichten- und Mischbeständen weisen differenzierbare physikalische und chemische Merkmale auf. Erwartet werden Unterschiede hinsichtlich der Mächtigkeiten der Streuauflage, der Trockenraumdichten der Humushorizonte, der Vorratsgrößen organischer Trockenmasse, sowie der Stoffvorräte und Relationen von C,N,P,Ca,Mg,Al,Fe. Anhand einfacher feldbodenkundlicher Erhebungen (z.B. Horizontmächtigkeiten) lassen sich mit wenigen Parametern (z.B. Trockenraumdichten) hinreichend genaue Abschätzungen zur stofflichen Zusammensetzung und Menge der Humusauflage für die Maßstabebene der Waldbewirtschaftung (1:10000) ableiten.

3 Untersuchungsgebiet und Standortcharakteristik

3.1 Lage, Geologie und bodenkundliche Verhältnisse

Das Untersuchungsgebiet befindet sich an der Nordwestspitze des Harzes im staatlichen Forstamt Seesen. Die Flächen liegen im Forstort Sangenberg. Als Ausgangsgestein findet sich Kulmgrauwacke mit Ton-schieferwechseln. Der Lößeinfluß ist in der untersuchten Höhenlage gering. Das Ausgangssubstrat verwittert zu sandigem Lehm bis sandig-schluffigem Lehm mit Tongehalten zwischen 15 und 20%. Der Skelettanteil im obersten Bodenhorizont beträgt 10-20%, bei Tiefen von 10-50cm 30-50%. Es herrschen schwach podsolige bis podsolige Braunerden vor.

3.2 Bestandesbeschreibungen

1. Buche z.T. flachgründig mit Naturverjüngung und Rückespuren nach Holzernte
2. Fichte homogen
3. Bu/Fi sehr heterogen, viel Buchennaturverjüngung, z.T. erheblich aufgelichtet
4. Fi/Bu erheblich aufgelichtet, starker Bewuchs mit Drahtschmiele

Tab.: 1

Baumarten	Alter	Exp.	Relief	Hö. ü. NN	Sonstiges
1.Buche	160	W	Oberhang, mäßig geneigt	480	Kalkung 87 u. 92
2.Fichte	90	NW	Ober-Mittelhang, schw. g.	530	Kalkung 86 u. 92
3.Buche/Fichte	150	WNW	Ober-Mittelhang, schw. g.	480	Kalkung 86 u. 92
4.Fichte/Buche	140	NNO	Ober-Mittelhang, stark g.	480	Kalkung 86

4 Methoden

Auf jedem Standort wurden selektiv drei Probeflächen ausgewiesen, die bestandestypisch und möglichst störungsfrei sein sollten. Jede Fläche hatte eine Größe von 20 * 20 Metern.

Entlang einer Diagonalen wurden systematisch im Abstand von drei Metern mit einem Stechzylinder (594cm²) getrennt nach L-, F- und H-Lagen pro Fläche 30-40 Proben genommen. Die Trennung der Humushorizonte erfolgte morphologisch weitgehend nach v.Zezschwitz. Um Vorratsberechnungen durchführen zu können wurden die Horizontmächtigkeiten der Proben gemessen und nach Trocknung bei 60°C die Trockengewichte bestimmt. Für die chemische Analyse wurden die Einzelproben nach Gewicht zu Mischproben zusammengefaßt. Die gesiebten Humusproben wurden gemahlen und nach dem bei MEIWES et al. (1984) beschriebenen Verfahren analysiert.

5 Ergebnisse

5.1 Morphologisch-physikalische Kennwerte

5.1.1 Mittlere Horizontmächtigkeiten

Tab.2: Mittelwerte und Standardabweichungen der Auflagehumusmächtigkeiten (mm)

Standort	O_L	SD	O_F	SD	O_H	SD	Summe
Buche	16.2	59%	35.5	44%	20.7	44%	72.4
Fichte	13.5	55%	41.3	23%	21.7	50%	76.5
Bu/Fi	40.3	52%	52.8	40%	15.2	143%	108.3
Fi/Bu	18.0	92%	38.7	36%	5.8	209%	62.5

Am Standort Bu/Fi ist insgesamt die mächtigste Auflage anzutreffen. Besonders die L- und F-Lage weisen sehr hohe mittlere Mächtigkeiten auf. Buche und Fichte zeigen keine signifikanten Unterschiede in ihren Aufagemächtigkeiten. Insgesamt zeichnen sich die Mischbestände durch hohe Heterogenitäten aus, die durch das teilweise Fehlen der H- Lagen bei der Humusform Graswurzelfilzmoder zustandekommen Morphologisch werden die Standorte Fichte und Buche aufgrund der Mächtigkeit ihrer H- Lagen als feinhumusreiche Moder angesprochen, die Mischbestände als Graswurzelfilzmoder (Fi/Bu) und rohumusartiger Moder (Bu/Fi).

5.1.2 Mittlere Trockenraumdichten der Humusauflage

Die geringsten Trockenraumdichten finden sich bei allen Standorten in den L- Lagen, die höchsten in den H- Lagen. Innerhalb der Standorte unterscheiden sich alle Humushorizonte hochsignifikant voneinander. Weder zwischen den L- noch zwischen den F- Lagen der Standorte lassen sich signifikante Unterschiede feststellen. Bei Betrachtung der H- Lagen fällt Fichte durch eine geringere Trockenraumdichte auf.

Insgesamt zeichnet sich der Parameter Trockenraumdichte im Vergleich zu den anderen untersuchten Faktoren durch geringe Variationen aus.

Tab.3: Mittelwerte und Standardabweichungen der Trockenraumdichten ($\frac{g}{cm^3}$)

Standort	O_L	SD	O_F	SD	O_H	SD
Buche	0.032	94%	0.138	29%	0.269	48%
Fichte	0.037	51%	0.144	47%	0.179	24%
Bu/Fi	0.036	61%	0.140	34%	0.235	41%
Fi/Bu	0.035	94%	0.153	39%	0.270	30%

5.2 Chemische Kennwerte

5.2.1 Mittlere Stoffvorräte

Tab.4: Mittelwerte und Standardabweichungen der Kohlenstoffvorräte ($\frac{kg}{ha}$)

Standort	O_L	SD	O_F	SD	O_H	SD	Summe
Buche	1300	86%	13300	41%	16500	40%	31100
Fichte	2400	38%	24900	23%	18200	31%	45500
Bu/Fi	6600	79%	24000	52%	46500	64%	77100
Fi/Bu	3500	106%	21100	104%	23700	2%	48300

Tab.5: Mittelwerte und Standardabweichungen der Calciumvorräte ($\frac{kg}{ha}$)

Standort	O_L	SD	O_F	SD	O_H	SD	Summe
Buche	122	108%	1403	67%	418	52%	1943
Fichte	124	88%	1327	54%	206	27%	1657
Bu/Fi	309	79%	758	49%	355	44%	1422
Fi/Bu	34	107%	190	77%	137	51%	361

5.2.2 C/N- und C/P- Verhältnisse

Tab.6/7: Mittlere C/N- und C/P- Verhältnisse der Humusaufgabe

Standort	O_L	O_F	O_H	Standort	O_L	O_F	O_H
Buche	23.8	21.1	21.2	Buche	293	203	295
Fichte	31.0	24.8	26.5	Fichte	419	304	310
Bu/Fi	24.4	22.3	25.5	Bu/Fi	474	437	473
Fi/Bu	25.1	23.2	24.0	Fi/Bu	425	342	316

Die engsten C/N- Verhältnisse finden sich bei allen Baumarten in den F- Lagen. Der Standort Buche fällt durch die günstigsten C/N- Verhältnisse auf. Nach v.Zeutschwitz wäre er als feinhumusarmer Moder anzusprechen, die übrigen Standorte fallen in den Bereich ungünstiger Moderformen. Die C/P- Verhältnisse bestätigen die aus den C/N- Verhältnissen ableitbaren Aussagen.

6 Diskussion

6.1 Morphologisch-physikalische Merkmale

Die sehr ähnlichen Mächtigkeiten der Humushorizonte unter Buche und Fichte lassen auf ähnliche Zeretzungsbedingungen schließen. Für schlechtere Böden fanden OVINGTON (1954) und LEIBUNDGUT (1953 und 1988) keine großen Unterschiede in der Streuqualität zwischen Fichte und Buche. Die geringen Mächtigkeiten, besonders der H- Lage, unter Fi/Bu können als Lichteffect gedeutet werden. Das flächenhafte Auftreten von Drahtschmiele, eine Folge erhöhten Lichtgenusses am Waldboden führt zu einer Aufzehrung der H- Lage. Die hohe Auflagemächtigkeit unter Bu/Fi ist möglicherweise auf Einträge aus der Umgebung oder eine höhere Produktivität des Bestandes zurückzuführen. Die starke Heterogenität der Humusprofile besonders unter den Mischbeständen, aber auch unter Buche, lassen signifikante

Aussagen nur schwer zu. Die Trockenraumdichten bieten mit Ausnahme des O_H unter Fichte ein einheitliches Bild. Höhere Dichten aufgrund von Mineralbodenbeimischungen durch die schwerere Trennbarkeit von H- Lage und Mineralboden sind aufgrund vergleichbarer C-Gehalte von geringer Bedeutung. Ein verzögerter Abbau der Nadel- gegenüber der Laubstreu mit einem größeren Pflanzenrestanteil geringerer Dichte im H-Material unter Fichte ist hier ausschlaggebend.

6.2 Chemische Merkmale

Die Kohlenstoff- und Stickstoffvorräte sind ähnlich verteilt. Der Standort Bu/Fi fällt durch sehr hohe Bevorratung auf, die vor allem in der mächtigen Auflage begründet ist. Buche und Fichte zeigen nur im O_F signifikante Unterschiede. Die insgesamt hohen Kohlenstoffvorräte liegen für Fichte und die Mischbestände im Bereich der BZE- Angaben für Böden mit 0-5% Basensättigung, für Buche bei 5-10% derselben. Die N- Vorräte fallen vergleichsweise niedrig aus. Ergebnisse aus dem Solling (MATZNER 1988) ergaben unter Fichte bei vergleichbaren Mächtigkeiten 1983 gut eine Tonne mehr Stickstoff. Die C/N- Verhältnisse kommen unter Buche in den Bereich besserer Moderformen. Hier ergibt sich ein Widerspruch zur Mächtigkeit der H- Lage, nach der Buche zu den schlechten Moderformen zählen würde. Solche Abweichungen stellt v.ZEZSCHWITZ (1985) in Zusammenhang mit dem Eintrag von Luftschadstoffen, wobei die N- Einträge zur Verengung der C/N- Verhältnisse führen. Die C/P- Verhältnisse weisen gleichfalls für Buche auf bessere Gegebenheiten, als die morphologischen Befunde. V.ZEZSCHWITZ (1985) erklärt die Verengung der C/P- Verhältnisse mit versauerungsbedingter Humusdisintegration, die zum verstärkten Aufschluß pflanzenverfügbarer P- Vorräte führt. Da die Buche tiefer wurzelt als die Fichte, kann sie sich diese, vor allem im B_V anfallenden, Vorräte besser zunutze machen. Die Vorräte an Calcium sind von der Kalkung bestimmt. Der mehrjährig ungekalkte Standort Fi/Bu fällt durch die geringsten Vorräte auf. Nach Tab.6 befindet sich der größte Teil des Kalkes in der F- Lage, die sich auch durch die stärkste Durchwurzelung und die engsten C/N- Verhältnisse auszeichnet.

7 Zusammenfassung

An Humusformen unter Buchen-, Fichten-, und deren Mischbeständen im Westharz fanden sich überwiegend feinhumusreiche bis rohhumusartige Moder. Unterschiede zwischen den Baumarten Buche und Fichte sowie ihren Mischungen sind in der montanen Stufe des Harzes weniger ausgeprägt. Der Standort Buche ergibt hinsichtlich der dort ermittelten C/N- und C/P-Verhältnisse das Bild eines feinhumusarmen Moders, was sich nur zum Teil mit den gefundenen morphologischen Merkmalen deckt. Diese Abweichungen sind ziemlich sicher auf anthropogene Einträge zurückzuführen. Die unter sehr aufgelichteten Beständen vielfach anzutreffenden Graswurzelfilzmoder (*Avenella flexuosa*) lassen sich nicht anhand der gegebenen morphologischen Merkmale (v.Zezschwitz) einordnen. V.Zezschwitz finden sich auch Anzeichen einer morphologischen Verschiebung in Form von $O_F O_H O_F O_H$ -Wechselfolgen, die durch verstärkten Umsatz in den F-Lagen nach Kalkung entstehen. Dieses Phänomen ist unabhängig von der Baumart beobachtbar. L-, F- und H-Lagen sind anhand ihrer Trockenraumdichten und zum Teil auch durch Differenzierungen in der chemischen Zusammensetzung (besonders der C- und N-vorräte) einzuschätzen. Stoffvorratsinventuren von Kohlenstoff, Stickstoff, sowie die C/N- und C/P-Relationen lassen sich über die Horizontmächtigkeit der Auflage hinreichend genau ableiten. Für den Standort Buche ergeben sich dabei die oben beschriebenen Abweichungen. Die Elementvorräte von Calcium (und Magnesium) sind durch die Waldkalkung massiv beeinflusst.

BOUMAN, O.T.: Quantitative Aspekte der Waldernährung in Forstandorten mit Bodenversauerung und anthropogener Immissionsbelastung - dargestellt am Beispiel des Westharzes. Diss., Univ. Göttingen (1991). LEIBUNDGUT, H.: Beobachtungen über den Streuabbau einiger Baumarten im Lehrwald der ETH. Schweiz. Zeitschr. Forstwesen, 104:179-192 (1953). LEIBUNDGUT, H.: Unsere Laubwälder. Bern und Stuttgart (Haupt) (1988). MATZNER, E.: Der Stoffumsatz zweier Waldökosysteme im Solling. Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben, Reihe A, Bd. 40 (1988). MEIWES, K.J., N.KÖNIG, P.K.KHANNA, J.PRENZEL und B.ULRICH: Chemische Untersuchungsverfahren für Mineralboden, Auflagehumus und Wurzeln zur Charakterisierung und Bewertung der Versauerung in Waldböden. Ber. d. Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben d. Univ. Göttingen, Bd.7 (1984). OVINGTON, J.D.: Studies of the Development of Woodland Conditions under Different Trees. II. The Forest Floor. Jour. Ecology, 42:71-80 (1954). STOCK, R.: Die Verbreitung von Waldschäden in Fichtenforsten des Westharzes - Eine geographische Analyse. Göttinger Geographische Abhandlungen, Heft 89 (1990). V.ZEZSCHWITZ, E.: Ansprachemerkmale der terrestrischen Waldhumusformen des nordwestdeutschen Mittelgebirgsraums. Geol. Jb. F3 (1976). V.ZEZSCHWITZ, E.: Qualitätsänderungen des Waldhumus. Forstw. Cbl., 104:205-208

Zur Humusform regenwurmbeeinflusster Bodenprofile im Schwarzwald

von

Kobel-Lamparski, A.* und F. Lamparski**

Im Südschwarzwald gibt es eine deutliche Tendenz zur verstärkten Humusakkumulation mit der Höhe (STAHR 1979). Allein schon aus diesem Grund treten in Hochlagen Ah-Horizonte auf, welche - bei einer Definition über den Humusgehalt (ARBEITSKREIS BODENSYSTEMATIK DBG 1985) - im Grenzbereich zwischen Oh- und Ah-Horizont liegen. In Konflikt mit der üblichen Humusklassifikation gerät man dort, wo tiefgrabende Regenwürmer Moder- oder Rohhumusgebiete flächig besiedeln. Streuabbau und Bodenstruktur ändern sich unter dem Einfluß der Regenwürmer rasch, d.h. in einigen Jahren, während Bioturbationsprozesse, genauer gesagt horizontübergreifende Durchmischungsvorgänge, mindestens doppelt bis dreimal so lange brauchen, bevor ihr Einfluß im Humusprofil sichtbar wird (LAMPARSKI 1985). So bleibt eine wichtige Größe der Horizontdefinition - der Humusgehalt - hoch, obwohl sich der Streuabbau stark beschleunigt hat und auch die Belüftung des Oberbodens verbessert wurde.

Es erscheint erfolgversprechend bei schwierig einzustufenden Humusprofilen, wie sie sich bei einer zeitlichen Veränderung des Oberbodenzustandes ergeben, den Detritophagenbesatz zu untersuchen und bei der Einstufung zu berücksichtigen. Der Detritophagenbesatz sollte dazu besser als Zeigerpflanzen geeignet sein, da diese Tiergruppe als interaktive Schaltstelle in den Streuabbau und in die morphologische Ausgestaltung des biologischen Abbausystems Humusprofil direkt eingebunden ist.

Im Hochschwarzwald dominiert eine tiefgrabende Regenwurmart - *Lumbricus badensis* - das Umsatzgeschehen (LAMPARSKI 1985), sodaß dieser Ansatz unter einfachen, überschaubaren Bedingungen diskutiert werden kann. Abb.1 stellt ein Moderprofil im Umbau zu Mull unter Regenwurm-einfluß dar. Abb.2 ist nach einem Anschliff gezeichnet und zeigt den Mündungsbereich eines Regenwurmbaues, der im Rohhumus angelegt wurde. Die Besiedlung von Moder- oder Rohhumusgebieten erfolgt durch juvenile und subadulte Tiere, die sich über die Bodenoberfläche ausbreiten und von dort aus ihre Wohnröhre in den Boden graben. Dabei werden humus- und mineralbodenhaltige Exkremete direkt an der Bodenoberfläche abgelegt, es entsteht ein ausgesprochenes Wurmlosungsgefüge. Auf diese Weise gerät die frisch gefallene Streu unter Abbaubedingungen, wie sie für regenwurmbeeinflusste Bodenprofile mit der Humusform Mull typisch sind: Die Bedingungen für einen mikrobiellen Vorzersatz der Streu sind günstig, die Exkremet-Streu-Mischung hat für die Regenwürmer die Funktion eines externen Pansens. Den darunter liegenden Of- und Oh-Horizonten wird durch die Konsumption der Regenwürmer die Streunachlieferung entzogen (Abb.1).

* Institut für Biologie I (Zoologie) der Universität Freiburg, Albertstr.21a, 79104 Freiburg

** Institut für Bodenkunde u. Waldernährungslehre der Universität Freiburg, Bertoldstr.16, 79098 Freiburg

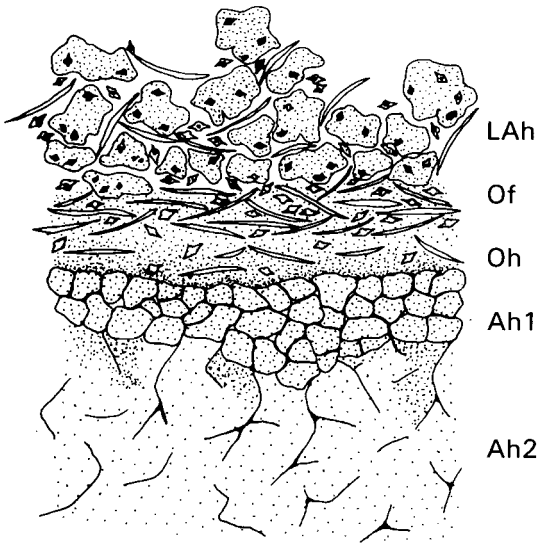


Abb. 1: Umbau des Humusprofils eines Fichtenwaldes durch die Besiedlung mit Regenwürmern

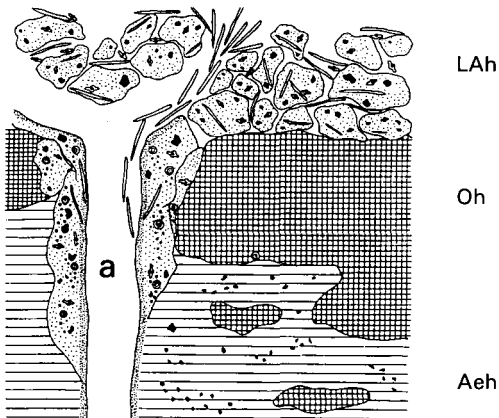


Abb. 2: Regenwurmbau in einem Rohhumusprofil (a Regenwurmhöhle, \varnothing 14 mm, mit dicker, durchwurzelter Humustapete, die Durchwurzelung der Humustapete und das Fehlen eines Of-Horizontes sind ein Hinweis darauf, daß der Regenwurmbau vor rund 2-3 Jahren angelegt wurde)

In einem späteren Stadium werden die Of- und Oh-Horizonte durch die Regenwürmer völlig durchmischt und in Regenwurmkrümel umgebaut. Ein Vorgang, der bei genügend hoher Besiedlungsdichte von inselartiger Besiedlung ausgehend die gesamte Fläche erfaßt. Dabei ergeben sich Horizontfolgen sowie makro- und mikromorphologische Bodenstrukturen, wie sie für Mullprofile typisch sind.

Auch die Umkehrung des Vorgangs ist geeignet, die Dynamik zwischen Streuabbau und Eigenschaften des Humusprofils aufzuzeigen. Wo die Regenwurmtätigkeit erlischt, bildet sich im Laufe der Zeit ein Of-Horizont. Der fragliche Oh- bzw. Ah-Horizont kompaktiert zu einem Kohärentgefüge. Das Humusprofil läßt sich problemlos einem Rohhumus zuordnen, mit einem gleichmäßiger eingemischten und etwas höherem Mineralbodenanteil als üblich.

In Tab. 1 wird allerdings ersichtlich, daß gemessen am Feinhumusgehalt in der Mehrzahl keine Ah- sondern Oh-Horizonte unter den Streuhorizonten folgen. Die Horizontbezeichnungen von Tab.1 wurden nach Geländemethoden gewählt. Sie basieren auf Struktur, Farbe und Fingerprobe und wurden bewußt im Widerspruch zum Humusgehalt beibehalten; denn die Bezeichnungen stehen treffend für das Umsatzgeschehen und die Bodenstruktur.

Tab.1 Analysedaten ausgewählter Humusprofile eines Bergmischwaldes im Südschwarzwald (hoher Fichtenanteil) mit stark wechselnder Regenwurmdichte

	Horizont	Horizontdicke (mm)	ph-Wert (Wasser)	C/N	Feinhumus (Gew. %)
L-Mull	L	10	-	-	-
	LvAh	20	4,0	20	20
	Ah1	25	4,0	16	17
	Ah2	60	4,5	14	8
Rohhumus	L	3	-	-	-
	Of1	5	4,4	35	-
	Of2	10	3,7	31	-
	Oh	20	3,7	26	73
	Ah1	30	3,6	17	36
	Ah2	30	3,7	17	15
"Regenwurm-Moder"	L	10	-	-	-
	LvAh	25	4,0	28	52
	Oh	30 - 25	3,7	24	62
	Ah1	30 - 40	3,7	20	35
	Ah2	40	4,4	18	15
"Regenwurm-Moder"	L	5	-	-	-
	LvAh	20	3,9	25	50
	Of	10 - 20	3,8	26	66
	Oh	30 - 40	3,8	16	71
	Ah1	40 - 50	3,7	19	48
	Ah2	20	4,0	17	25
Rohhumus*	L	10	-	-	-
	Of	30	3,7	27	-
	Oh1	25	4,0	24	39
	Oh2	30	3,8	23	42
	Ah1	20	3,9	16	28
	Ah2	45	4,4	17	19

Bodenstruktur und die Verteilung der organischen Substanz in den Oh-Horizonten deuten darauf hin, daß die Oh-Horizonte aus ehemaligen Regenwurmxkrementen hervorgegangen sind.

Allgemein kann man davon ausgehen, daß dort, wo tiefgrabende Regenwürmer angesiedelt sind, die Streu unter Mullbedingungen abgebaut wird, sodaß ein L-Horizont einem gekrümelten Horizont mit Feinhumus und Mineralboden aufliegt. Ein Pendeln zwischen verschiedenen Humusformen im Laufe der Zeit ist kein Sonderfall der Hochlagen. Ähnliche Verhältnisse lassen sich in Wäldern am westlichen Schwarzwaldrand

finden (Tab.2). Die Humusgehalte sind weniger extrem. Die Humusformen pendeln nicht zwischen Mull und Rohhumus, sondern - weniger spektakulär - zwischen Mull und mullartigem Moder. Die Ursache ist hier das Fluktuierten der Art *Lumbricus friendi*.

Tab.2 Analysedaten von oberflächennahen Bodenproben eines Eichen-Hainbuchenwaldes bei Freiburg (Rw-Exk. = Regenwurmexkremente, Humus = Gew.% Feinhumus)

	L-Mull		Mull bis mullartiger Moder		Moder	
	RW-Exk.	Ah	RW-Exk.	Ah	Oh	Ah
Humus	17	5	21	4	50	5
C/N	20	14	22	14	23	14

Der Vorteil der gewählten Beispiele liegt darin, daß die Bedingungen - von der Zusammensetzung der Bodenfauna und vom Streuabbau her gesehen - sehr einfach sind. Trotzdem ist es schon hier schwierig, die völlige Veränderung der Abbaubedingungen bei solchen Besiedlungsvorgängen mithilfe der Humusform treffend zu kennzeichnen. Aufgrund des Feinhumusgehaltes kann der Horizont unter der Streu nicht als Ah bezeichnet werden, demnach lassen sich die regenwurmbeeinflussten Profile nicht der Humusform Mull zuordnen. Die Ausscheidung von Übergangshorizonten, wie OhAh oder AhOh, erlaubt es zwar, den Feinhumusgehalt in der Horizontbezeichnung auszudrücken, löst aber nicht das Problem der Humusformenansprache, da dies nicht die Entscheidung über das Vorhandensein oder das Fehlen eines Oh-Horizontes ersetzt. Vor der Wahl "tiefgrabende Regenwürmer in einem Rohhumus, dem oft auch der Of-Horizont fehlt oder in einem Mull mit einem Oh-Horizont" bleibt als Kompromiß die Verwendung einer Bezeichnung wie "Regenwurmmoder", vergleichbar der Bezeichnung "Graswurzelfilzmoder". Es wird damit ein bestimmendes biotisches Element herangezogen, um einen ungewöhnlichen bzw. einen nicht ins allgemeine Schema passenden Sachverhalt zu präzisieren.

An diesen einfachen Beispielen zeigt sich, was von bodenbiologischen Untersuchungen bei der Beurteilung von Humusformen zu erwarten ist. Die Kenntnis der dominanten Detritophagen - also der Schaltstellen des Umsatzes - kann das Umsatzgeschehen charakterisieren und die wahrscheinliche Entwicklung voraussagen. Die Humusformenansprache mit dem Ziel der kurzen und treffenden Kennzeichnung von Standortseigenschaften und Umsatzgeschehen wird dadurch nicht erleichtert, da morphologische oder chemische Vorgaben der Klassifikation zugrunde liegen.

Zusammenfassung

In Wäldern des Südschwarzwaldes findet man Bereiche, wo tiefgrabende Regenwürmer Flächen mit der Humusform Moder oder Rohhumus besiedeln. Anhand dieser Beispiele wird diskutiert, welchen Beitrag faunistische Untersuchungen zur Humusformenansprache leisten können.

Literatur

ARBEITSKREIS BODENSYSTEMATIK, 1985: Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschlands. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. Bd. 44, 90S.
 LAMPARSKI, F., 1985: Der Einfluß der Regenwurmart *Lumbricus badensis* auf Waldböden im Südschwarzwald. Freiburger Bodenkdl. Abh. 15, 206S.
 STAHR, K., 1979: Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. Freiburger Bodenkdl. Abh. 9, 273S.

MITTEILUNGEN
DER
DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

Referate und Posterbeiträge

Sitzung der Arbeitsgruppe BODENEROSION

**"Bodenerosion - Modelle und Methoden zur Abschätzung von
Erosionsrisiken in der Landschaft"**

vom 5. bis 7. September 1994

in

MÜNCHENBERG

Band 74

1994

Gegenstand und Defizite in der regionalen Boden- erosionsforschung

von

Frielinghaus, M., K. Helming, D. Deumlich und R. Funk*

Problemstellung

Bodenerosion wird von BORK (1988) als Gesamtheit der... durch Eingriffe des Menschen ermöglichten und durch erosive Niederschläge oder den Wind ausgelösten Prozesse der Ablösung, des Transports und der Ablagerung von Bodenpartikeln- losgelöst von der Problematik der rein natürlichen Abtragung ohne anthropogenen Einfluß" definiert. Diese Definition verlangt stets die Wertung nutzungsbedingten Bodenerosion auf einzelnen Standorten.

Im Jung- und Altmoränengebiet (Abb1) Nordostdeutschlands sind von SCHMIDT (1992) vier Untergebiete mit differenzierter Bodenschutzproblematik ausgewiesen worden:

1. Küstenebenen und Vorpommern: Pseudo-Gley-Bodengesellschaften

Probleme: Bodenverdichtungen in Kombination mit sekundärer Vernässung

2. Westmecklenburg und wellige bis kuppige Grundmoräne nördlich der Pommerschen

Eisrandlage. Parabraunerde-Pseudogley-Bodengesellschaften, *Probleme:* Bodenverdichtung in Kombination mit Oberflächenwasser und Bodenerosion, verbunden mit Vernässung und Schadstoffanreicherung in den Senken

3. Brandenburgischen Platten (= älteres Jungmoränengebiet): Anhydromorphe

Braunerde/Braunpodsol-Bodengesellschaften, *Probleme:* großflächig Bodenverdichtung (Krumenbasis) in Kombination mit Humusverarmung, Strukturschäden, Wasser- und Winderosion

4. Altmoränengebiet: Pseudogley-Braunpodsol-Bodengesellschaften

Probleme: Bodenverdichtung, Winderosion, teilweise lokale Vernässung und Versauerung

Eine Bodendegradierung durch Wassererosion ist auf 16%, durch Winderosion auf 8 % und durch Bodenverdichtung auf 47 % der Landnutzungsfläche eingetreten. Da Bodenverdichtung stets potentielle Erosionsgefährdung bedeutet, nimmt die gefährdete Fläche einen großen Umfang ein.

Das nordostdeutsche Tiefland zeichnet sich durch eine Reihe von Besonderheiten aus, die in seiner Entstehung im Glazial zurückzuführen sind. Die glazialen, periglazialen und postglazialen Prozesse führten zu einer ausgeprägten vertikalen und horizontalen Heterogenität der Bodendecke, einer hohen Reliefenergie, einem großen Anteil von Binnengewässern und Vorflutern und einer Vielfalt von Biotopen. Dieser Vergesellschaftungsgrad verschiedener, voneinander abhängiger Landschaftselemente zwingt zur Aufklärung der erosionsbedingten Stoffverlagerungspfade in der Landschaft und der Quantifizierung der verlagerten Frachten (Offsite- Schäden).

Eine weitere Betrachtungsweise wird durch die geringe Niederschlagsmenge von 400 bis 700 mm in diesem Gebiet bei hoher Evapotranspiration von 350 bis 600 mm pro Jahr und einer geringen Grundwasserbildungsrate von 50 bis 200 mm im Jahr notwendig. Diese ungünstige Wasserbilanz bedingt eine intakte Wasserspeicherfähigkeit des Bodens. Sowohl in den Bodenabtragsbereichen als auch in den Sedimentationsbereichen sind die physikalischen

* Zentrum für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung (ZALF) e.V. Müncheberg

- Wo sind bevorzugte Austragspfade aus den Erosionsflächen in benachbarte Ökotope, die dort zu Offsite-Schäden führen und wie entstehen sie?

Die Einordnung der Erosionsforschung in die chorische Dimension bedeutet eine Aufwertung der Offsite- Wirkungen der Bodenerosion. Erste Erfahrungen liegen in der Abschätzung von erosionsbedingten Stickstoff- und Phosphoreinträgen in die Einzugsgebiete der Zuflüsse zur Ost- und Nordsee aus dem Lockergesteinsbereich des nordostdeutschen Raumes vor. (DEUMLICH et al, 1994). Je nach verwendeter Datenbasis variieren die Schätzergebnisse stark. Deutlich wird bei dem Vergleich der Erosionsfrachtschätzung für ein 18 qkm großes Abflußgebiet mit einem 1000 qkm großen Abflußgebiet eine erhebliche Abnahme der Austräge (bis auf Werte unter 10%). Auf die Skalenabhängigkeit von Erosionsuntersuchungen wies ebenfalls AUERSWALD (1993) hin. Daraus können die zu bearbeitenden Probleme im chorischen Bereich abgeleitet werden:

- Welche Parameter der Faktorenkomplexe Wasser- und Winderosion sind flächendeckend verfügbar oder mittels moderner Fernerkundungsverfahren bestimmbar und erlauben eine hinlänglich genaue modellmäßige Beschreibung der Stoffverlagerungsprozesse?
- Welche erosionsbedingten Quellflächen und Senken sind in den Einzugsgebieten bzw. Landschaftsausschnitten für den Landschaftsstoffhaushalt von Bedeutung und wie verändern sie sich zeitlich?
- Welche Retardation erfahren Erosionsprozesse in den Landschaftsausschnitten und wie hoch ist die Stoffretention innerhalb eines Einzugsgebietes mit vielen Teilsystemen? Wie hoch ist der Stoffrückhalt in Saumstrukturen winderosionsgefährdeter Gebiete? Wie stark ist die Belastung der Akkumulationsbereiche?
- Wie sind verschiedene Landnutzungssysteme und Landschaftsstrukturen hinsichtlich der Bodenerosion zu beurteilen? Wie kann der Bodenschutz in Systemen mit mittlerem und hohem Gefährdungsgrad erhöht werden?
- Wie können die bereits auf einigen Standorten erprobten Schutzverfahren so an die jeweiligen Standortbedingungen angepaßt werden, daß sie eine höhere Akzeptanz erfahren?

Die Notwendigkeit der Bearbeitung der Erosionsproblematik in regionischer Dimension wird kann aus der Anwendbarkeit der für andere Regionen bisher üblichen Modelle wie der Allgemeinen Bodenabtragsgleichung (SCHWERTMANN, 1990) abgeleitet werden. Eine ausreichende Validierung der Modellkomponenten ist für die Regionen des Jungmoränengebietes nicht möglich, daß heißt, es müssen standortspezifische Ansätzen zur Beschreibung von Bodenerosionsprozessen in dieser Region erarbeitet werden. Dazu sind folgende Fragen aufzuklären:

- Welche Niederschlagsperioden im Jahr und im langjährigen Mittel sind ausschlaggebend für relevante Erosionsprozesse? Spielt die Wintererosion eine größere Rolle als die Sommererosion
- Welche Erosionsformen und -pfade sind bei vorwiegender Wintererosion bedeutend und wie können sie modellmäßig beschrieben werden?
- Welche Auswirkungen hat die für die Region charakteristische intensive Großflächennutzung mittel- und langfristig auf die erosionsbedingten Stoffverlagerungen? Welche agrarpolitisch bedingten Nutzungsänderungen verschärfen die Erosion und wie kann Agrarpolitik so betrieben werden, daß Bodenerosion nicht noch zunimmt?
- Welche Auswirkungen auf erosionsauslösende Faktoren können sich durch langfristige Klimaveränderungen in der nordostdeutschen Region ergeben?
- Welche Regelungen können dazu dienen, den Bodenschutz vor Erosion in eine ökologisch und ökonomisch vertretbare Landnutzung und in die Realisierung von Landschaftsleitbildern zu integrieren?

Schlußfolgerungen für die Forschung zur Bodenerosion in den glazial geprägten Landschaften Nordostdeutschlands

Die Schwerpunkte der Forschung sind in topischen oder mikroskaligen, chorischen oder

Bodenparameter ungünstig verändert, was zu verminderter Speicherkapazität führt. Diese als Onsite-Schäden bezeichneten Veränderungen sind auch hinsichtlich der verminderten Sorptionskapazität für Schadstoffe weiter zu quantifizieren, um flächeninterne Schadstoffsenken als Folge der Bodenverlagerung auszugrenzen.

Spezifik landschaftsintegrierter Erosionsforschung

Die Schwerpunkte der Wasser- und Winderosionsforschung sind im mikroskaligen, mesoskaligen und makroskaligen Forschungsbereich angesiedelt. Um die Hypothesenfindung für die einzelnen Betrachtungsebenen zu erleichtern, wurden folgende Definitionen gewählt:

Der **topische** (mikroskalige) Bereich umfaßt sowohl am Punkt ablaufende Prozesse von Bodenablösung und Transport als auch, da es sich um Wasser- oder Windtransportprozesse handelt, ein Erosionssystem am Hang oder auf einer Fläche (Abb. 1a).

Der **chorische** (mesoskalige) Bereich umfaßt Landschaftsausschnitte mit einer Vielzahl verschieden genutzter Einheiten, die miteinander in Verbindung stehen und sich gegenseitig beeinflussen. Im Falle der Wassererosion können das Binneneinzugsgebiete oder Einzugsgebiete mit Vorflut sein. Im Falle der Winderosion sind es Landschaftseinheiten differenzierter, das Windfeld beeinflussender Strukturen (Abb. 1b). In diesem Skalenbereich sind die erosionsbedingten Stofftransporte wesentlich schwerer zu erkennen und zu erklären, das notwendige Instrumentarium zur modellhaften Beschreibung ablaufender Prozesse ist nicht ausreichend verfügbar.

Der **regionische** (makroskalige) Bereich umfaßt ein entsprechend großes Gebiet, das sich in der Grundgesamtheit seiner Strukturen und der charakteristischen Prägung von anderen Gebieten deutlich abhebt (Abb. 1c). Die regionsspezifischen Charakteristika wie Klima, Geomorphologie, Topographie, Bodenvergesellschaftung, Geohydrologie, Naturraumausstattung und Nutzung führen im nordostdeutschen Jungmoränengebiet zu spezifischen Erosionsformen und -wirkungen, denen durch angepaßte Landnutzungssysteme begegnet werden muß.

Der Erkenntnisstand und die Prozeßaufklärung sind erwartungsgemäß im topischen Bereich am größten. Trotzdem ist es noch nicht gelungen, ein deterministisches Modell zur Beschreibung des Gesamtprozesses zu validieren, da die Kausalbeziehungen zwischen den auslösenden und den den Verlauf beeinflussenden Parametern durch stochastische Größen modifiziert werden können. Am Beispiel eines Flußschemas aus dem EUROSEM- Modell kann die Komplexität der ablaufenden Prozesse nachvollzogen werden. Bisher sind nur Teilprozesse aufgeklärt. Zu den Bodenoberflächenzuständen (Verschlammung, Verkrustung, Infiltrationsrate) als Initialstellen von Abfluß und Abtrag liegen Ergebnisse von ROTH (1992) und HELMING (1992) und FUNK (1994) für verbreitete Böden des Jungmoränengebietes vor. Zur Herausbildung von bewirtschaftungsbedingten Abflußbahnen haben FRIELINGHAUS und PETELKAU (1994) Ergebnisse veröffentlicht. Auch zur Veränderung der Bodenparameter an Abtrags- und Auftragsbereichen von differenziert genutzten Catenen Nordostdeutschlands (Wald, Acker) wurde veröffentlicht (FRIELINGHAUS et al., 1993) Trotzdem bleiben in diesem Bereich noch eine Reihe zu untersuchender Fragen:

- Wie verändern Niederschlags- und Windenergie das Gefüge der Bodenoberfläche, so daß es zur Bildung von Oberflächenabfluß und Bodenablösung kommt?
- Wie verlaufen diese Prozesse unter dem Einfluß wechselnder Bodenwassergehalte im Jahr, speziell der sehr dynamischen Bodenfeuchte an der Oberfläche ?
- Welche Veränderungen stellen sich bei aufeinanderfolgenden Energiebelastungen ein ?
- Nach welchen Gesetzmäßigkeiten bilden sich bevorzugte Transportmuster heraus? Werden topographische Vorzugspfade von bewirtschaftungsbedingten Transportbahnen überprägt? Wie unterscheiden sich verschiedene Landnutzungsverfahren dabei?
- Wie stark sind die erosionsbedingten Onsite-Schäden durch allmähliche Profilveränderungen einerseits bzw. durch flächeninterne Akkumulation andererseits in Hinblick auf die ökologische Funktionsfähigkeit der Böden einzuschätzen?

mesoskaligen und regionischen oder makroskaligen Bereichen angesiedelt. Diese für die Erosionsforschung gewählte Unterteilung erleichtert die in die Landschaftsforschung integrierte wissenschaftliche Bearbeitung eines Teilaspektes des gesamten Landschaftshaushaltes und seiner ökologischen Gestaltung sowie die Entwicklung von Teilmodellen zur Beschreibung der Bodenerosion und zur Abschätzung ökologischer Folgen.

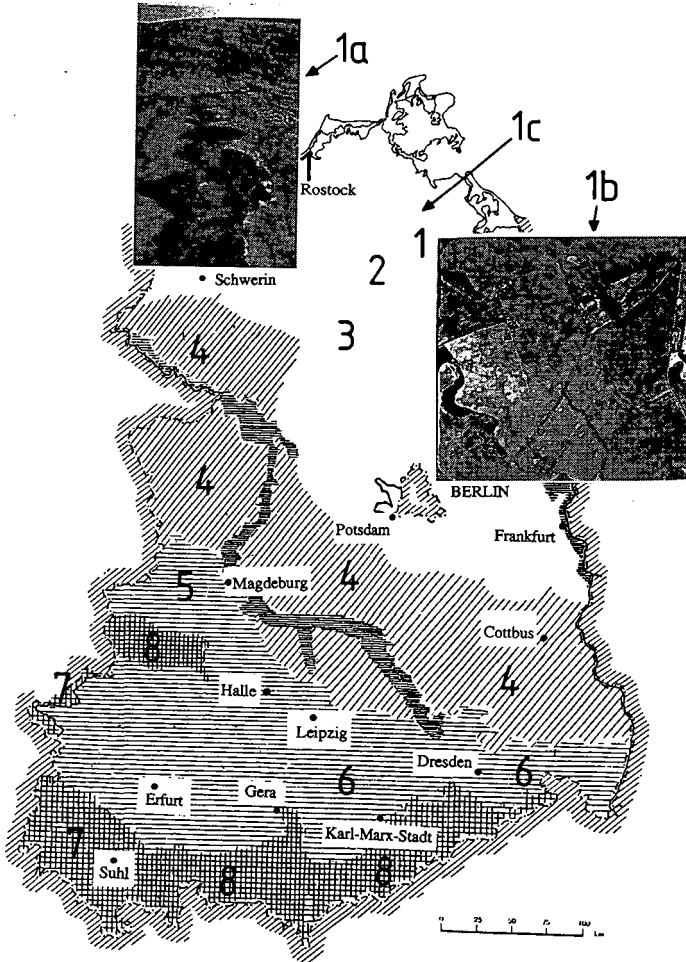


Abbildung 1: Darstellung der 3 Skalenebenen 1a: topisch, 1b: chorisch, 1c regionisch.
(weiß: Jungmoränengebiet, schräg schraffiert: Altmoränengebiet)

Literatur

Die Literaturquellen sind beim Autor anzufordern.

Eignung der mit DGM/GIS geschätzten Hangneigungen für die Erosionsprognose

von

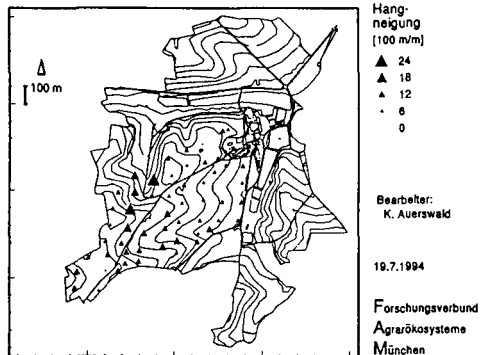
Auerswald, K.*, J. Westrop** und W.-D. Jung***

Einleitung:

Von den Standortseigenschaften bestimmt die Hangneigung am stärksten den Abtrag. Sie muß für flächenhafte Erosionsprognosen aus der Kombination DGM/GIS abgeleitet werden. Mit welcher Güte dies möglich ist, wurde für verschiedene DGM/GIS (ARC/INFO, GRASS, HIFI88, PC-Raster) bzw. unterschiedliche Rechenverfahren innerhalb eines GIS geprüft. Dazu wurden die berechneten Hangneigungen mit gemessenen verglichen.

Material und Methoden:

Um die Fehler der Eingangsdaten möglichst gering zu halten, lag eine tachymetrische Höhenaufnahme (ca. 5000 Höhenpunkte auf ca. 150 ha) zu Grunde. Die Messung der Hangneigung erfolgte an 57 zufällig verteilten Stellen, die ebenfalls eingemessen wurden, mit Hilfe einer Schlauchwaage in dreifacher Wiederholung (mittleres 95%-Vertrauensintervall: $\pm 0,003$ m/m). Die gemessenen Hangneigungen lagen im ackerbau relevanten Bereich von 0,016 bis 0,24 m/m. Die Berechnungen innerhalb jedes GIS wurden von Personen durchgeführt, die sich seit langem auf das jeweilige Programm spezialisiert hatten, um dessen Möglichkeiten optimal auszuschöpfen.



Ergebnisse:

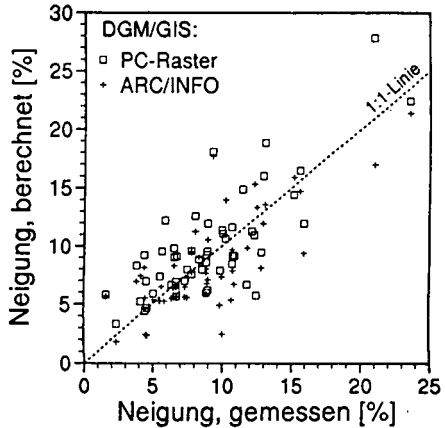
Gemessene und berechnete Hangneigungen wichen bis zu 0,12 m/m voneinander ab. Die Unterschiede zwischen den GIS waren trotz ihrer erheblichen Preisunterschiede (Public

* Lehrstuhl für Bodenkunde, TU München, 85350 Freising

** Lehrstuhl für Geodäsie, TU München, 80290 München

*** GISCON, St.-Joseph-Str. 54, 85301 Schweitenkirchen-Güntersdorf

Domain - 100000 DM) und unterschiedlicher Anforderung an die Hardware (PC - Workstation) gering. HIFI88 eignet sich noch am besten für die Berechnung der Neigung. Dieses Programm ist spezialisiert auf geodätische Belange, ohne GIS-Fähigkeiten. Selbst die innerhalb eines DGM/GIS berechneten Hangneigungen wiesen zwischen den verschiedenen Rechenverfahren Abweichungen bis über 0,07 m/m auf. Daher sind auch innerhalb eines GIS keine eindeutigen Erosionsprognosen möglich.



Wegen der Unterschiede in den Neigungen können die prognostizierten Abträge bei einheitlichen Eingangsdaten und einheitlichem Erosionsmodell um mehr als den Faktor 10 variieren. Es kann also nicht zwischen Prognosen von 5 und 50 t/ha unterschieden werden.

Schlussfolgerungen:

- Die Hangneigung als wichtigste treibende Kraft lateraler Flüsse in Ökosystemen (Abfluß, Interflow, Abtrag) kann mit DGM/GIS, die gerade für die Ökosystem-Modellierung verwendet werden, nur unzureichend erfaßt werden.
- Erosionsmodelle, die räumlich hochauflösende Aussagen erlauben (Unit-Stream-Power-Modelle, dABAG, MUSLE87), benötigen genauere Eingangsdaten, als mit der bisherigen Technologie zu erreichen ist. Die gängige Verwendung noch schlechterer Eingangsdaten (Digitalisierung topographischer Karten, Stereobildauswertung) ist noch problematischer.
- Der Vergleich mit dem spezialisierten Programm HIFI88 zeigt, daß Verbesserungen der häufig verwendeten GIS wie ARC/INFO möglich wären.
- Für bessere Prognosen ist nicht eine Verbesserung der Modelle notwendig, sondern der Eingangsdaten, die selbst einfachsten Modellen nicht genügen.

Literatur:

- AUERSWALD, K.; FLACKE, W.; NEUFANG, L. (1988): Räumlich differenzierende Berechnung großmaßstäblicher Erosionsprognosekarten - Modellgrundlagen der dABAG. Z. Pflanzenernähr. Bodenkd. 151: 369-373
- BORK, H.-R.; HENSEL, H. (1988): Computer-aided construction of soil erosion and deposition maps. Geol. Jb. A 104: 357-371
- EBNER, H.; REINHARDT, W.; HÖBLER, R. (1987): Generation, management and utilization of high fidelity digital terrain models. Int. Arch. Photogrammetry Remote Sensing 27 (B11): 556-566
- ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE (ESRI) (1986): ARC/INFO User Manual. Redlands, Kalifornien
- VAN DEURSEN, W.P.A.; WESSELING, C.G. (1993): The PC-Raster package. Utrecht, Dep. Phys. Geography

Danksagung: Die Untersuchungen des *Forschungsverbundes Agrarökosysteme München* werden durch den *Bundesminister für Forschung und Technologie* und das *Bayerische Staatsministerium für Erziehung, Kultur, Wissenschaft und Kunst* gefördert.

**Untersuchungen der Morphologie von Verschlämmungen
mit Hilfe von Dünnschliffen und Röntgen-Computer-
tomographie-Aufnahmen**

von

Berkenhagen, J., M. Hecker und R. Schwartengraber*

Einleitung

Das Verschlämmen, also die Verdichtung der Bodenoberfläche als Folge von Niederschlägen, reduziert unter anderem die Infiltrationsrate, löst Oberflächenabfluß und somit Bodenerosion aus (MORIN u. BENYAMINI 1977).

Quantitative Kenntnisse über die Morphologie verschlammter Bereiche, hier als Verschlammung oder Kruste bezeichnet, sind für die Modellierung des Erosionsvorganges von großer Bedeutung (ROTH 1992).

Für die vorliegende Untersuchung wurde mit der Dünnschlifftechnik und der Röntgen-Computertomographie (CT), ein weitgehend übereinstimmender Vertikalschnitt durch eine Bodenprobe mit verschlammter Oberfläche aufgenommen. Beide Verfahren haben Vor- und Nachteile:

Dünnschlifftechnik:

- + bewährtes Verfahren zur Krustenuntersuchung
- + hohe Auflösung (Mikrometer-Bereich)
- aufwendig, langwierige Präparation
- Untersuchungsobjekt wird zerstört
- keine lückenlose ("dreidimensionale") Aufnahme des Objektes möglich

CT-Technik:

- + sehr schnell (> 2 Aufnahmen/min.)
- + zerstörungsfrei
- + Objekt wird lückenlos aufgenommen: 3-D-Analyse möglich
- + Meßergebnisse in digitaler Form
- geringere Auflösung: Schichtdicke min. 1 mm; min. Kantenlänge in der Fläche ca. 70 µm

Ziel der Untersuchung ist, über den Vergleich beider Abbildungen aufzuzeigen, welche morphologischen Merkmale im verschlammten Bereich sich auch mit Hilfe der CT als der schnelleren Methode analysieren lassen.

Material und Methoden

Die untersuchte Bodenprobe besteht aus dem Ap-Material einer Parabraunerde aus tonigem Schluff, die in lufttrockenem Ausgangszustand mit feinem Oberflächenmikrorelief zwei Stunden unter einem Regensimulator beregnet wurde (vgl. auch RUDOLPH et al. 1994). Nach Fixierung

*) TU Berlin, Institut für Landschaftsbau, Fachgebiet Wasserhaushalt und Kulturtechnik
Albrecht-Thaer-Weg 2, 14195 Berlin

mit Polyesterharz wurde die Probe im Tomographen gescannt. Die einzelnen Bildpunkte (Voxel = dreidimensionale Bildelemente) repräsentieren Volumenelemente der Probe mit einer Kantenlänge von 0.26 mm auf der Fläche und einer Schichtdicke (=Tiefe) von 1 mm.

Anschließend wurde von einer gescannten Schicht nach ALTEMÜLLER (1974) ein Dünnschliff angefertigt und fotografiert (Abb. 1 u. 2).

Das Dünnschliffbild wurde unter Zuhilfenahme eines Mikroskops visuell analysiert und die Verschlämmung entsprechend den bei VALENTIN und BRESSON (1992) beschriebenen Merkmalen klassifiziert.

Auf dem digitalen CT-Bild (Abb. 3) wurden rechteckige Bereiche ausgewiesen (Abb. 4), die mit Hilfe des Dünnschliffs als einheitlich eingestuft werden konnten. Die Grauwerte (Hounsfield-Units = HU) der auf diese Weise eingegrenzten Voxel wurden bereichsweise zusammengefaßt und statistisch analysiert.

Ergebnisse und Diskussion

Die visuelle Auswertung des Dünnschliffs (Abb. 1 u. 2) ermöglicht Aussagen über die vorhandenen Korngrößen, die räumliche Verteilung der Partikel, deren Orientierung sowie über Anzahl, Form und Größe von Poren. Diese mikromorphologischen Merkmale geben Aufschluß über die Genese einer Kruste und ermöglichen die Klassifikation eines Krustentyps.

Die Schicht "M2" weist folgende charakteristische Kriterien auf:

- geringe Differenzierung in der Körnung
- schwache Verbindung zwischen den Poren
- Schichtdicke von ca. 3,4 mm

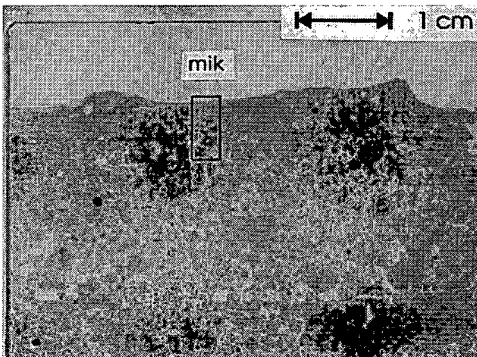


Abb. 1: Regenschlagkruste eines tonigen Schluffs, teilweise mit einer residualen Sedimentschicht überdeckt. Dünnschliffaufnahme

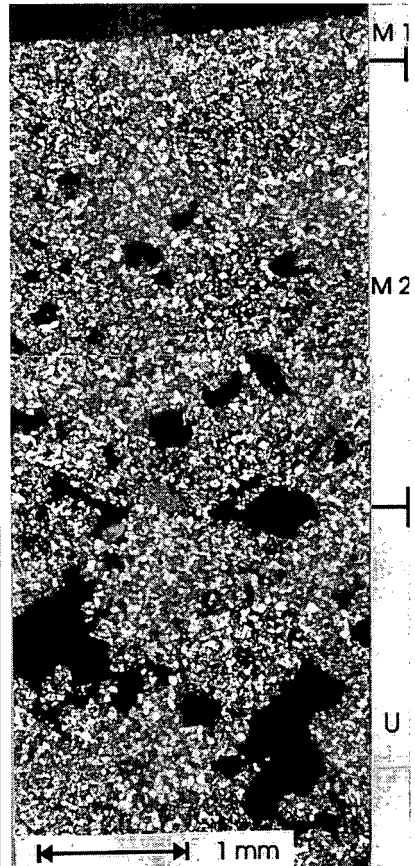


Abb. 2: Mikroskopische Dünnschliffaufnahme unter polarisiertem Licht, Ausschnitt aus Abb. 1 ("mik"). Rechts sind residuale Sedimentschicht (M1), Regenschlagkruste (M2) und unverschlämmte Zone (U) gekennzeichnet.

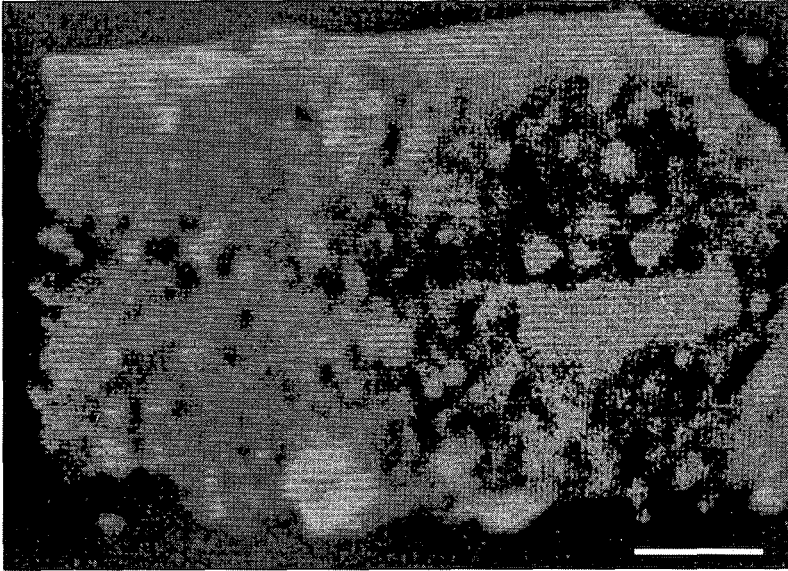


Abb. 3: Röntgen-CT-Aufnahme; Vertikalschnitt durch eine Bodenprobe mit verschlämmter Oberfläche (vgl. Abb. 1). Balkenlänge = 1 cm

Nach VALENTIN und BRESSON (1992) wird dieser Krustentyp als Regenschlagkruste klassifiziert, die insbesondere durch den Prozeß des Aggregatzerfalls, bewirkt durch Luftsprennung, entsteht. Dieser Krustentyp tritt hauptsächlich auf, wenn der Boden vor der Beregnung trocken ist, wie in diesem Fall zutreffend. Die Schicht "M1" wird aufgrund der Verteilung und Orientierung der Partikel als residuale Sedimentschicht charakterisiert. Auf dem **CT-Bild** lassen die Grauwerte des

entsprechenden Bereiches eine Differenzierung zwischen "M1" und "M2" nicht zu (Abb. 5).

"M(1+2)" und den darunterliegenden, offenbar unverschlämmten Bereich "U" stellt das CT-Bild hingegen verschieden dar, wobei "M(1+2)" höhere sowie schwächer streuende Grauwerte zeigt (s. Abb. 5).

Die in Abb. 4 dargestellten Bereiche weisen folgende Merkmale auf:

I, II: verschlämmte Zone = M(1+2)
-kaum Makroporen > 1 mm erkennbar

III, IV, V: unverschlämmte Zone = U
-höherer Anteil an Makroporen.

agg o, agg u: Aggregate
-homogene Bereiche mit niedrigem Porenanteil

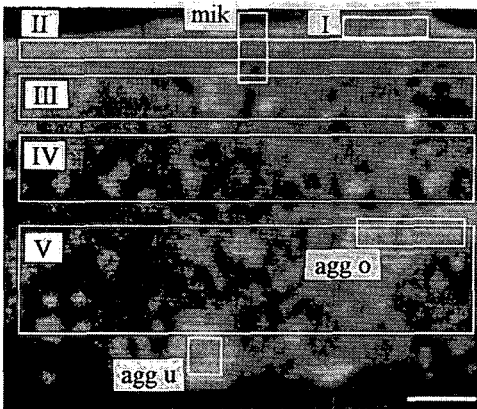


Abb. 4: Grenzen der statistisch analysierten Voxelpunkte aus dem CT-Bild sowie des der Abb. 2 entsprechenden Bereiches ("mik"). Balkenlänge = 1 cm

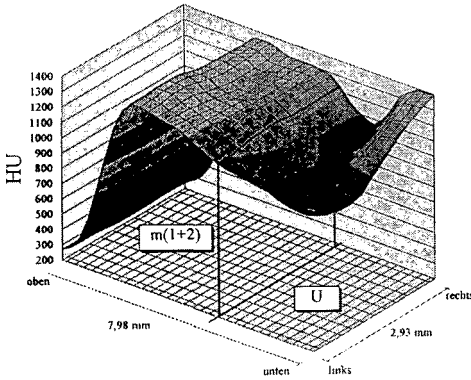


Abb. 5: "Grauwertgebirge" des Bereiches "mik" aus der CT-Aufnahme mit der aus Abb. 2 abgeleiteten Grenze zwischen den Zonen M(1+2) = verschlämmt und U = unverschlämmt (HU = CT-interne Bezeichnung der Grauwerte)

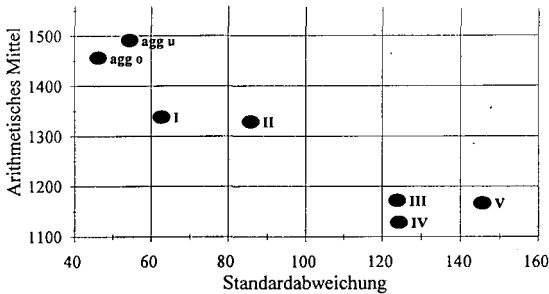


Abb. 6: Statistische Maßzahlen der HU-Grauwerte der in Abb. 4 gekennzeichneten Bereiche

Aus Abb. 6 wird deutlich, daß Bereiche aus derselben Zone ähnliche Mittelwerte und Streuungen aufweisen und daß sich Bereiche aus verschiedenen Zonen in diesen Werten deutlich unterscheiden. Wenn sich dieser Sachverhalt statistisch absichern läßt, deutet sich die Möglichkeit an, verschlämmte und unverschlämmte Bereiche sowie Aggregate aus CT-Bildern ohne Dünnschliff mit Hilfe der EDV automatisch voneinander abzugrenzen.

Krustentyp und -genese lassen sich bei der untersuchten Probe mit Hilfe der CT nicht analysieren.

Literatur

ALTEMÜLLER H.-J. (1974): Mikroskopie der Böden mit Hilfe von Dünnschliffen. In: FREUND, H. (Hrsg.): Handbuch der Mikroskopie in der Technik Band 4, Teil 2, 309-367. Frankfurt/M.

MORIN, J. und Y. BENYAMINI (1977): Rainfall infiltration into bare soils. Water Resources Res. 13, 813-817

ROTH, C. (1992): Die Bedeutung der Oberflächenverschlämmung für die Auslösung von Abfluß und Abtrag. Habil.-Schrift TU Berlin, 179 S.

RUDOLPH, A., N. FOHRER und C. Roth (1994): Die Bedeutung von Mikrorelief und Bodenfeuchte an der Oberfläche für den Oberflächenabfluß. Mitt. Deutsch. Bodenkundl. Ges., im selben Band

VALENTIN, C. und L. M. BRESSON (1992): Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. Geoderma 55, 225-245

Ein GIS-gestütztes Bodenerosionsmodell für zwei Untersuchungsgebiete im Hochrheintal und im Tafeljura (NW-Schweiz)

von

Dräyer, D. und J. Fröhlich

1. Einleitung

Für zwei Untersuchungsgebiete (mit tonigen Böden im Tafeljura und Lössböden im Hochrheintal) wurde ein statisches, GIS-gestütztes Bodenerosionsmodell entwickelt, das auf einem prozessorientierten Ansatz beruht und die Erosionsgefährdung in den relevanten Prozessarealen darstellt. Für die Simulation erosiver Niederschlagsereignisse wurde in einem nächsten Schritt das dynamische Modell EROSION-2D angewendet.

Eines der wesentlichen Ziele der Bodenerosionsforschung ist die großflächige Bewertung der Erosionsgefährdung landwirtschaftlich genutzter Gebiete. Modelle, die diesem Zweck dienen und die ganz oder nur teilweise in ein GIS (Geographisches Informationssystem) integriert werden können, gibt es in grosser Anzahl (z.B. USLE, RVUSLE, EPIC, CREAMS, WEPP, ANSWERS, LISEM usw.). Die bisherige Überprüfung solcher Modelle ergab jeweils für die schweren Böden des Tafeljuras (Tongehalt > 45%) eine generelle Überschätzung des zu erwartenden Bodenabtrages (Prasuhn 1991). Oftmals erwies sich auch der Aufwand für die Parametrisierung derjenigen Modelle, welche ganze Einzugsgebiete berechnen können, als zu gross (Schaub & Prasuhn 1991).

Es wird daher ein eigenes zweistufiges Verfahren entwickelt. Im ersten Schritt werden dabei im GIS die erosionsgefährdeten Hangabschnitte für beliebig grosse Untersuchungsräume aufgezeigt. Für die gefährdeten Hangausschnitte können im zweiten Schritt mit einem dynamischen, ereignisbezogenen Modell (z.B. EROSION-2D, EROSION-3D oder PEPP (Schmidt 1991, 1992, von Werner 1993 oder Schramm 1994)) Abtragsereignisse und daraus abgeleitete Erosionsschutzkonzepte simuliert werden.

2. Methodik

Die Lokalisierung der erosionsgefährdeten Geländeabschnitte erfolgt mit SPANS-GIS. Es werden in einem verbesserten, an die Erosionsschutzfunktionsbewertung der BA LVL (Marks et al., 1989: Anleitung zur Bewertung des Leistungsvermögens des Landschaftshaushaltes) angelehnten, einfachen Verfahren die Informationsschichten Boden (Erodibilität, abgeleitet aus der Korngrößenverteilung, dem Skelett- und dem Humusgehalt), Landnutzung (Bodenbedeckung, Fruchtfolge, Bewirtschaftung), Niederschlag (Erosivität des Niederschlages) und Relief (Reliefanalyse aufgrund des Digitalen Höhenmodells DHM 1:5'000 bzw. DHM 1:25'000) berücksichtigt (Dräyer et al. 1993). Für das DHM 1:5'000 wurden die Höhenlinien in einer ersten Phase von Hand digitalisiert. Inzwischen kann für die UG Tafeljura und Hochrheintal und mehrere Gemeinden des Kantons Baselland auf amtliche Höhendaten (DHM25) zugegriffen werden, womit eine Ausdehnung unseres Bodenerosionsmodells auf grössere Flächen möglich wird.

Zudem wurde versucht den gebietstypischen, erosionsrelevanten Merkmalen - im UG Tafeljura spielen Interflow-Austritte als Erosionsauslöser, im UG Hochrheintal Mulden in Fallinie eine grosse Rolle - einen entsprechenden Stellenwert bei der Modellierung zukommen zu lassen. Die verschiedenen Informationsschichten (layers) werden mit einem gewichteten Überlagerungsverfahren (Index Overlay Operation von SPANS-GIS) miteinander verschnitten. Dabei gilt es durch eine entsprechende Gewichtung so nahe wie möglich an die realen Verhältnisse zu kommen.

Weil das Relief die Leitlinien für den oberflächlichen Abfluss induziert, kommt der Reliefanalyse (vergl. u.a. Köthe & Lehmeier 1993) bei einem prozessorientierten Ansatz eine besondere Bedeutung zu: Zum einen ist die Steilheit des Geländes (Hangneigung) ein wichtiger Parameter, zum anderen steuern bestimmte Reliefformen wie Oberhang,

Unterhang, oder Tallinien massgeblich das Reliefgeschehen. Die Reliefanalyse liefert fünf Teilergebnisse: eine Hangneigungskarte, eine Karte der Ober- und Unterhänge, eine Karte der Tal- und Gratlinien, eine Karte der konvexen und konkaven Landformen und eine Karte der Akkumulationsareale. Durch Überlagerungsoperationen wurden diese Karten zu einer Synthese-Karte der reliefabhängigen Erosionsdisposition verschritten (Fröhlich et al. 1994).

3. Ergebnisse

Als Ergebnis resultieren eine Karte der physischen Erosionsdisposition und eine Erosionsgefährdungskarte mit sieben Abtragsstufen (0-6). Diese Synthese-Karten werden an den realen Verhältnissen im UG (Ergebnisse basieren auf einem langjährigen Monitoring) überprüft, g.g.f. verbessert und weiterentwickelt (Fröhlich et al. 1994).

Aus diesen Karten können Datensätze einzelner, interessierender Hangausschnitte in EROSION-2D überspielt werden, für die eine Simulation von Abtragsereignissen zur Erarbeitung von Schutzkonzepten durchgeführt werden kann. SPANS-GIS ist auch geeignet, aus diesen einzelnen Arbeitsschritten abgeleitete Erosionsverminderungsmassnahmen in Kartenform zu visualisieren. Diskussionen mit Praktikern zeigten, dass der Auflösungsgrad der vorliegenden GIS-Resultate (Reliefanalysekarte und Erosionsgefährdungskarte) für Planungszwecke zu hoch ist. Fig. 2 zeigt eine zusammenfassende Aggregierung der Erosionsgefährdungskarte auf ein 100 m x 100 m -Raster.

Hinweis: Sämtliche zum Poster gehörenden Abbildungen wurden in Dräyer & Fröhlich 1994 veröffentlicht.

4. Literatur

- Dräyer, D., J. Fröhlich, M. Huber, M. Oertlin, S. Meier, B. Schelble & D. Schwiefert, 1993: Bodenerosionsmodellierung mit einem Geographischen Informationssystem (SPANS-GIS), Schlussbericht der Arbeitsgemeinschaft GIS, Geographisches Institut der Universität Basel, 22 S., (als Manuskript vervielfältigt).
- Dräyer, D. & J. Fröhlich, 1994: A GIS-based soil erosion model for two investigation areas in the High Rhine valley and the Swiss Jura plateau (NW Switzerland), Proceedings of the 5th european conference and exhibition on geographical information systems (EGIS/MARI '94, Paris), EGIS foundation, Faculty of Geographical Sciences, 3508 TC Utrecht/NL, 1032-1041
- Fröhlich, J., D. Dräyer, & M. Huber, 1994: GIS-Methoden in der landschaftsökologischen Raumbewertung mit einem Beispiel zur Bestimmung der Bodenerosionsgefährdung. - Die Erde, 125, 1-13
- Marks, R., M. J. Müller, H. Leser & H.-J. Klink 1989: Anleitung zur Bewertung des Leistungsvermögens des Landschaftshaushaltes (BA LVL). Forschungen zur deutschen Landeskunde, 229, Trier, 222 S.
- Köthe, R. & F. Lehmeier, 1993: SARA - Ein System zur automatischen Relief-Analyse, in: STANDORT - Zeitschrift für angewandte Geographie, 4, 11-21
- Prasuhn, V. 1991: Bodenerosionsformen und -prozesse auf tonreichen Böden des Basler Tafeljuras (Raum Anwil, BL) und ihre Auswirkungen auf den Landschaftshaushalt. - Physiographica. Basler Beitr. zur Physiogeogr. 15, Basel, 224 S.
- Schaub, D. & V. Prasuhn 1991: Bodenerosionsmodelle. - Berichte u. Forsch. Geogr. Inst. Uni. Fribourg, Vol.3, 47-59
- Schmidt, J. 1992: Anwendung des EROSION-2D Modells zur Untersuchung des Einflusses von Flurbereinigungsmassnahmen auf den Bodenabtrag am Beispiel des Flurbereinigungsgebietes Zaisenhausen. - Freiberg, 85 S.
- Schmidt, J. 1991: A Mathematical Model to Simulate Rainfall Erosion. - In: Bork, H.-R., J. De Ploey & A. P. Schick (eds.): Erosion, transport and deposition processes - theory and models. Catena Supplement 19, 101-109
- Schramm, M. 1994: PEPP (Prozessorientiertes Erosionsprognose-Programm), Dissertation, Universität Karlsruhe, Institut für Wasserbau und Kulturtechnik, (in Vorbereitung)
- Von Werner, M. (1993): Hydrologie und Geomorphologie, EROSION-3D, Simulationsmodell Bodenerosion. (Faltprospekt). FU Berlin, Berlin Environmental Research Group, Institut für Geographische Wissenschaften, 6 S.

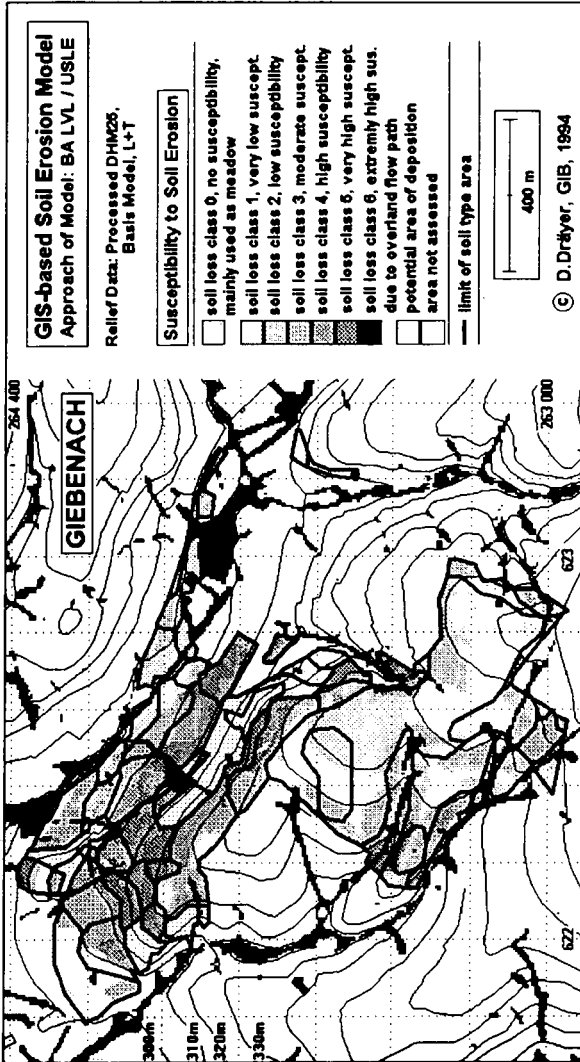


Fig. 1:

Karte der potentiellen Erosionsgefährdung für die Gemeinde Giebenach (Kanton Baselland) als Ergebnis einer Anwendung des GIS-gestützten Bodenerosionsmodells in einem hinsichtlich Erosion noch nicht untersuchten Gebiet. Zur Erstellung der Karte wurde in Vereinfachung des oben skizzierten Verfahrens allein das DHM25 (Bundesamt für Landestopographie (L+T)), die Digitale Bodenkarte Baselland, der Jahres-R-Faktor und angenommene C-org.-Gehalte verwendet, mangels Daten nicht jedoch die Fruchtfolgen der einzelnen Flächen.

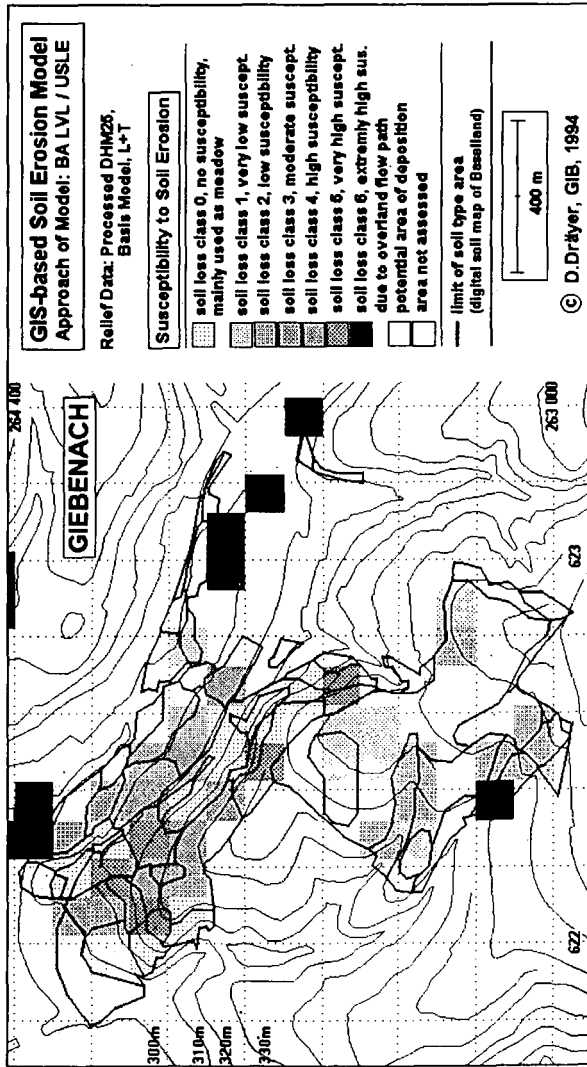


Fig. 2:

Beispiel für die Zusammenfassung des Karteninhalts von Fig. 1 auf 100 m x 100 m -Raster für regionalplanerische Übersichtsziele. Sehr leicht lassen sich hier die Planquadrate mit hohem Handlungsbedarf lokalisieren. Mit dieser Methode liesse sich - vorhandene Eingangsdaten vorausgesetzt - eine Übersichtskarte für den ganzen Kanton Baselland erstellen.

Der Einfluß der Bodenrauigkeit auf den Sedimenttransport durch Wind

von

Düwel, O., W. Schäfer und H. Kuntze*

1. EINLEITUNG

Die *Bodenrauigkeit* beeinflusst den Sedimenttransport über mehrere Faktoren:

Rauigkeitselemente verändern das *Windprofil* in der bodennahen Grenzschicht und damit die für den Sedimenttransport relevanten strömungsmechanischen Parameter *aerodynamische Rauigkeitshöhe* (Z_0) und *Schubspannungsgeschwindigkeit* (U_*).

Ein weiterer Aspekt ist die *Veränderung der Schwellenwindgeschwindigkeit* (U_s) bzw. der *Schwellenschubspannungsgeschwindigkeit* (U_{*s}), die den Bewegungsbeginn der losen Teilchen charakterisiert. Außerdem besitzen Rauigkeitselemente einen *Schutz- und Falleneffekt*, da im Windschatten befindliche lose Teilchen vor der Schubkraft des Windes geschützt sind bzw. in Bewegung befindliche Bodenteilchen in den Windschatten von Rauigkeitselementen gelangen.

In Experimenten mit einem transportablen Windkanal wurde der Sedimenttransport in Abhängigkeit von der Bodenrauigkeit gemessen. Die Ergebnisse wurden in einem BMFT - Verbundvorhaben zur 'Quantifizierung der Bodenerosion durch Wind' (vgl. SCHÄFER 1991) erarbeitet. Dabei standen zwei **Ziele** im Vordergrund :

- 1.) Die *Beschreibung der Bodenrauigkeit*, sowohl durch eine *morphographische Kennzeichnung* des Oberflächenreliefs mit Hilfe morphometrischer Parameter, als auch eine *strömungsmechanische Kennzeichnung* aufgrund aerodynamischer Parameter.
- 2.) Die *Messung des Sedimenttransportes* in Abhängigkeit von der Bodenrauigkeit.

2. METHODEN

Unter *Bodenrauigkeit* wird die Summe der Körnungs-, Aggregierungs- und bearbeitungsbedingten Rauigkeit verstanden. Als "*maßgebende Rauigkeit*" ist diejenige Rauigkeit zu bezeichnen, die die strömungsmechanischen Eigenschaften der Grenzschicht am Ort der Erosion am stärksten beeinflusst. Folgende Bodenrauigkeitsvarianten wurden untersucht:

- a) glatte verfestigte Oberfläche (nicht aggregiert); "*gewalzt*": entspricht Ackerwalze in Futterbaubetrieben; maßgebende Rauigkeit: *Kornrauigkeit*
- b) ebene unverkrustete Oberfläche (stark und schwach aggregiert); entspricht in etwa der Bearbeitung durch eine Egge; maßgebende Rauigkeit: *Aggregatrauigkeit*
- c) *kleine Querrillen* (Höhe 2-3 cm, Abstand ca. 8 cm); Saatreihen durch Drillmaschinen; maßgebende Rauigkeit: *bearbeitungsbedingte Rauigkeit*
- d) *große Querrillen* (Höhe ca. 10 cm, Abstand ca. 25 cm); Häufelkörper im Kartoffelanbau; maßgebende Rauigkeit: *bearbeitungsbedingte Rauigkeit*
- e) Variante c) in Längsrichtung; hier: maßgebende Rauigkeit: *Aggregatrauigkeit*

*) NLIB - Bodentechnologisches Institut, Friedrich Mißlerstr. 46/50, 28211 Bremen

2.1 Beschreibung der Bodenoberfläche

2.1.1 Morphometrische Parameter

- mit Hilfe eines *Laser-Mikroreliefmeters*: Beschreibung der Oberfläche durch die morphographischen Parameter *maximale* und *mittlere Höhe der Rauigkeitselemente*, *Standardabweichung* und *Rauhigkeitsparameter R* ($= 100 \cdot \log s[\text{mm}]$) (KUIPERS 1957). (vgl. Tab.1)

2.1.2 Bestimmung der aerodynamischen Parameter

- Ableitung aus *Windprofilmessungen im Windkanal*: *aerodynamische Rauhigkeitshöhe (Z_0)* als quantitativer Parameter zur Beschreibung der Bodenoberfläche (CHRISTOFFER & ULBRICHT-EISSING 1989). Man kann Z_0 als diejenige Höhe auffassen, in der die Windgeschwindigkeit $u(z) = 0$ wird (Abb.1: Tab.1).

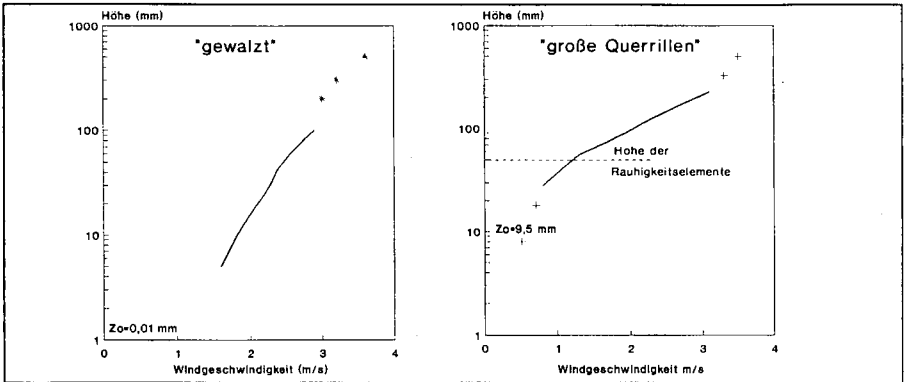


Abb.1: Vergleich der logarithmischen Windprofile der beiden extremsten Varianten "gewalzt" und "große Querrillen"

Nach Kenntnis von z_0 wird die Schubspannungsgeschwindigkeit (u_*) berechnet:

$$u_* = \frac{k \cdot u(z)}{\ln(z/z_0)}$$

- mit
- u_* = Schubspannungsgeschwindigkeit
 - $u(z)$ = Windgeschwindigkeit in der Höhe z
 - k = v. Karman - Konstante (0,4)
 - z_0 = aerodynamische Rauhigkeitshöhe

2.2 Bestimmung des Sedimenttransportes

Vertikal integrierter Sedimenttransport Q (g/ms^{-1}) in Abhängigkeit von der Schubspannungsgeschwindigkeit (Windkanalexperimente): Berechnung aus Sedimenttransporten, gemessen in Sedimentfalle "SU-STRÄ" (Ssuspension Sediment Trap, Abb. 2 rechts)) und aus vertikalen Sedimenttransportprofilen, gemessen mit der Sedimentfalle "BOSTRA" (Bottle Sediment Trap) (Abb.2, links).

Die *Schwellenwindgeschwindigkeit* (U_s) bzw. die *Schwellenschubspannungsgeschwindigkeit* (U_{*c}) wurde in Windsteigerungsversuchen ermittelt (Abb.2, rechts).

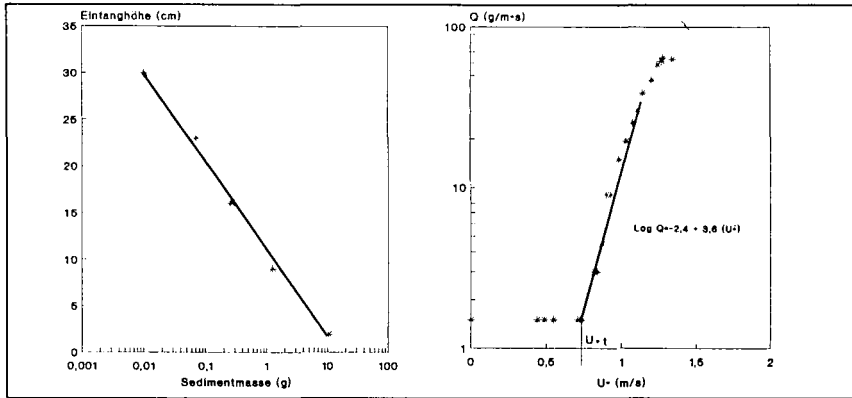


Abb.2 : Vertikales Sedimenttransportprofil (links) und Sedimenttransport (Q [g/m^s]) in Abh. von der Schubspannungsgeschwindigkeit (rechts)

3. ERGEBNISSE

3.1 Morphometrische und aerodynamische Parameter der verschiedenen Rauigkeiten

Eine Übersicht über die gemessenen und berechneten Parameter gibt Tab.1:

Tab. 1: Rauigkeits- und aerodynamische Parameter der verschiedenen Rauigkeitsvarianten (Boden Gottesgabe)

Variante	morphometrische Rauigkeitsparameter				aerodynamische Parameter	
	max. Höhe (mm)	mittl. Höhe (mm)	Stdabw. (mm)	R'	Z ₀ (best.) (mm)	U _s (m/s) (Z=10 m, U=10 m/s)
'gewalzt'	3	1,3	0,79	-10,42	0,004	0,32
glatt, unverkrustet, wenig aggregiert	5	2,3	1,19	7,50	0,030	0,38
glatt, unverkrustet, mittel aggregiert	9	4,8	2,12	32,61	0,243	0,48
kleine Querrillen	18	9,3	4,88	68,92	6,000	0,78
große Querrillen	67	33,9	18,2	126,02	11,000	0,89

* Rauigkeitsparameter berechnet nach KUIPERS (1957): $R = 100 \cdot \log s$ (mm)

3.2 Gesamttransporte in Abhängigkeit von der Schubspannungsgeschwindigkeit

In Abb. 3 sind Regressionsgeraden aus Mittlung aller Experimente der verschiedenen Rauigkeitsvarianten dargestellt.

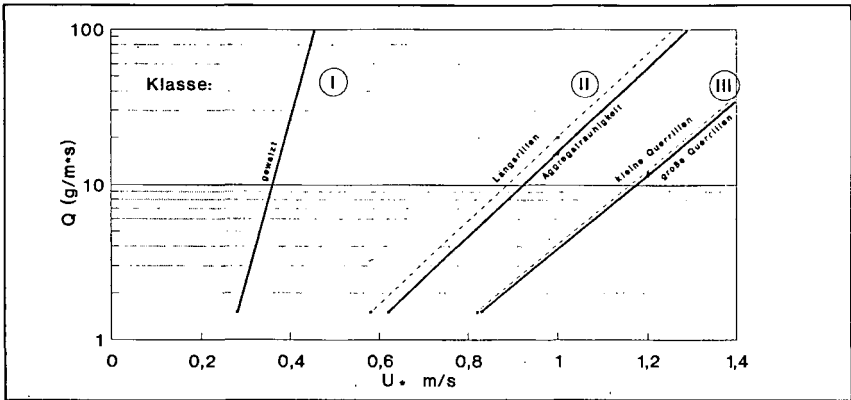


Abb.3: Vertikal integrierte Gesamttransporte (Q [$g/m \cdot s$]) in Abh. von der Schubspannungsgeschwindigkeit (U , [m/s])

4. ZUSAMMENFASSUNG

Es lassen sich die folgenden Klassen bilden:

Rauhigkeitsklasse I (stark erosionsgefährdet): Rauigkeit der Bodenoberfläche "gering" ($Z_0 \approx < 1$

mm), Bsp.: gewalzte Oberfläche

geringe Schwellenwindgeschwindigkeit, hohe Zunahme des Sedimenttransportes bei zunehmender Windgeschwindigkeit oberhalb des Schwellenwertes.

Rauhigkeitsklasse II (mittel erosionsgefährdet)

Rauigkeit der Bodenoberfläche "mittel" ($Z_0 \approx 2-3$ mm), Bsp.: Bodenoberfläche mit Aggregatrauhigkeit

mittlere Schwellenwindgeschwindigkeit, mäßige Zunahme des Sedimenttransportes bei zunehmender Windgeschwindigkeit oberhalb des Schwellenwertes.

Rauhigkeitsklasse III (gering erosionsgefährdet)

Rauigkeit der Bodenoberfläche "groß" ($Z_0 \approx > 6$ mm): Bsp.: Dämme oder Furchen quer zur Windrichtung

hohe Schwellenwindgeschwindigkeit, geringe Zunahme des Sedimenttransportes bei zunehmender Windgeschwindigkeit oberhalb des Schwellenwertes.

5. LITERATUR

CHRISTOFFER, J. & M. ULBRICHT - EISSING (1989): Die bodennahen Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland.- Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 147

KUIPERS, H. (1957): A Reliefmeter for Soil Cultivation Studies.- Neth. J. Agric. Sci., 255-262

SCHÄFER, W. (1991): Quantifizierung der Bodenerosion durch Wind - Vorstellung eines BMFT -Forschungsprojektes.- Mittlgn. Dtsch. Bodenkdl. Gesellsch. 65, 47-50

Erosionsgefährdete Böden in Nordrhein-Westfalen - I. Feldberegnungen

von

Everding, C., M. Kehl, J. Botschek und A. Skowronek*

1. Einführung

Im 34071 km² großen Bundesland Nordrhein-Westfalen spielt intensive landwirtschaftliche Nutzung trotz hoher Besiedlungsdichte eine erhebliche Rolle. Bei der Flächenerhebung im Jahr 1993 wurden 52 % des Landesgebietes als Landwirtschaftsfläche ausgewiesen, 33 % wurden von Ackerland eingenommen (LANDESAMT FÜR DATENVERARBEITUNG UND STATISTIK 1993). In Verbindung mit den Relief- und Klimabedingungen, die BOTSCHKEK et al. (1994) in einer umfassenden Darstellung unter dem Gesichtspunkt der regionalen Voraussetzungen für Boden-erosionsprozesse beschreiben, bieten sich damit viele Angriffspunkte für die Bodenerosion durch

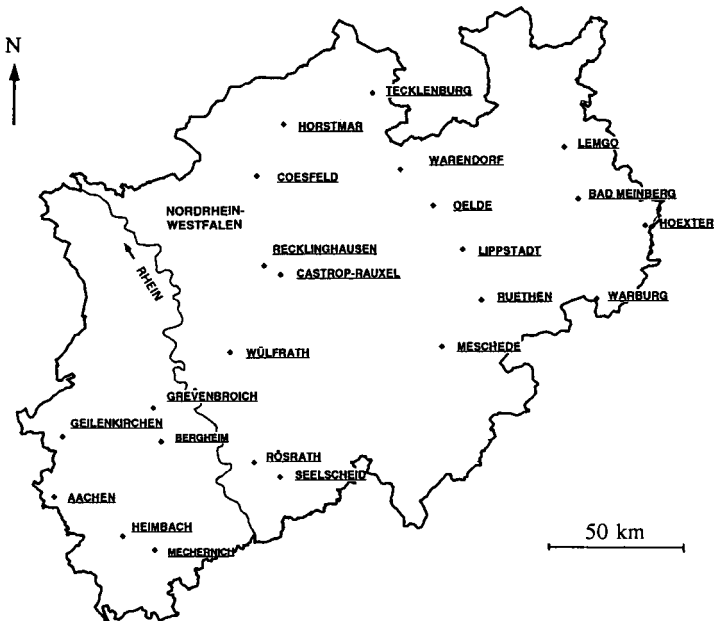


Abb. 1: Lage der Versuchsstandorte in Nordrhein-Westfalen (Maßstab ca. 1: 2 000 000)

* Institut für Bodenkunde der Universität, Nußallee 13, D-53115 Bonn

Wasser, die wiederum die Belastung anderer Ökosysteme durch "off-site-Schäden" zur Folge hat. Besonders im regenreichen letzten Winterhalbjahr, aber auch im Jahr zuvor, konnten im gesamten Landesgebiet, z.B. Eifel, Bergischem Land, Haarstrang und Weserbergland, zahlreiche Boden-erosionsschäden unter verschiedenen Ackerkulturen beobachtet werden.

Die Vermeidung von Bodenerosion in diesem Land ist als eine der vorrangigen Aufgaben des Bodenschutzes anzusehen und erfordert Untersuchungen zur spezifischen Erodibilität der Ackerböden. Mit Hilfe von Regensimulationsversuchen im Felde soll an 25 im Land verteilten Standorten (s. Abb. 1) die Bodenerodierbarkeit in ihrer Vielfalt überprüft werden.

2. Wahl der Ackerstandorte

Bei der Standortsuche für die Bodenerosionsmessungen wird einem breiten Spektrum aggregatstabilitätsbeeinflussender Bodeneigenschaften besonderer Wert beigemessen und daher vor allem Bodenart, Humusgehalt und Ausgangssubstrat der Bodenbildung beachtet.

Zur Beurteilung der flächenhaften Verbreitung und Bedeutung einzelner Bodenarten in Nordrhein-Westfalen eignet sich die vom Geologischen Landesamt NRW erstellte Bodenkarte im Maßstab 1: 50 000. Für das Landesgebiet sind 68 von insgesamt 72 Kartenblättern erschienen, 63 Karten liegen in digitalisierter Form vor und ermöglichen die Bestimmung der prozentualen Flächenanteile von acht Hauptbodenartengruppen. Jede Bodenartengruppe wird entsprechend ihrem Gewicht in die Versuchsreihe einbezogen, folglich werden die lehmig-schluffigen bis schluffig-lehmigen Böden der Gruppe (3) mit genau 50 % Flächenanteil besonders berücksichtigt (vgl. Tab. 1). Bei den leichten sandigen Böden der Bodenartengruppen (7) und (8), die weitere 30 % der Landesfläche einnehmen, sollen in erster Linie die Böden der Gruppe (7) an den Beregnungsexperimenten beteiligt sein, da sie im Gegensatz zur Bodenart "Sand" der Gruppe (8) pflanzenbaulich genutzt werden.

Tab. 1: Flächen (in km²) und Flächenanteile (in %) der acht Hauptbodenartengruppen (1 = schwere tonige Böden, 8 = leichte sandige Böden) im Land Nordrhein-Westfalen

	Bodenartenhauptgruppen mit zugehörigen Bodenarten								Summe
	1	2	3	4	5	6	7	8	
	T,IT,sT	tL,utL,stL	uL,lU,slU	sL	sL,ls,tS	sU,uS	lS,u'S,t'S	S	
km ²	131,37	2720,04	15159,20	975,30	1594,37	701,81	3310,14	5725,63	30317,86
%	0,43	8,97	50,00	3,22	5,26	2,32	10,92	18,88	100,00

3. Durchführung der Feldberegnungen und Standorteigenschaften

Die Bodenerosionsmessungen wurden mit Hilfe des Bonner Regensimulators nach KROMER & VÖHRINGER (1988) mit einer Niederschlagsintensität von 40 mm/h und einer Beregnungsdauer von 90 min durchgeführt. Die kinetische Energie des künstlichen Niederschlages beträgt 20 J/(m² x mm) und liegt damit bei ca. 80-85 % der eines natürlichen Starkregens. Je Standort wurden zwei in Hangrichtung relativ fein bearbeitete und von Blechen eingefasste 1,5 m x 10 m große Schwarzbracheparzellen nach weitestgehender Abtrocknung beregnet. Zur Überprüfung der Saatbettbedingungen wurde vor und nach jedem Regenlauf die Bodenoberflächenrauigkeit mit

einem Mikroprofilmeßgerät ermittelt sowie die Bodenfeuchte bis 50 cm Tiefe in Dezimeterabständen gravimetrisch bestimmt.

In der nachstehenden Tabelle sind wichtige chemische und physikalische Bodeneigenschaften der Ap-Horizonte von vier, hier näher vorgestellten Beregnungsstandorten aufgeführt.

Tab. 2: Pflughorizontkennwerte der Standorte Lippstadt, Bad Meinberg, Seelscheid und Warburg

Standort	Bodentyp	Hangn. (%)	pH (CaCl ₂)	C _{org} (%)	Korngrößenverteilung (%)			Bodenart
					S	U	T	
Lippstadt	Gley-Braunerde	9,5	6,3	1,1	33,7	53,9	12,4	slU (3)
Bad Meinberg	Pseudovergl. Braunerde	10,5	6,1	n.b.	7,3	75,1	17,6	lU (3)
Seelscheid	Pseudogley	10,0	6,3	1,5	26,2	52,8	21,0	uL (3)
Warburg	Braunerde	10,0	6,7	n.b.	8,7	55,6	35,7	utL (2)

4. Ergebnisse

Während der künstlichen Beregnungen wurde auftretender Oberflächenabfluß jede Minute aufgefangen und ausgelitert. In zweiminütigen Intervallen wurden Abflußproben zur Bestimmung des Sedimentgehaltes und zur Berechnung des Bodenabtrages genommen.

Aus den auf der folgenden Seite für vier verschiedene Standorte abgebildeten Abfluß-, Sedimentkonzentrations- und Abtragskurven, die aus je zwei Wiederholungen gemittelt sind, wird deutlich, daß

- sich der schluffig-lehmige Pseudogley in Seelscheid im Vergleich zu den anderen Standorten mit einem niedrigen Abfluß- und Abtragsniveau als am wenigsten erosionsanfällig erweist.
- der Lößstandort Bad Meinberg mit 75 % Schluffanteil sich aufgrund seiner hohen Sedimentfracht im nur langsam und stetig ansteigenden Oberflächenabfluß erosionslabil verhält.
- der tonreiche Boden in Warburg sich trotz einer geringen Oberflächenverschlämmung durch ein unerwartet hohes Abflußereignis auszeichnet, was mit der Aufsättigung des Bodenprofiles und dadurch am unteren Parzellenende austretendem Interflow (durch 90minütigen Nachfluß nahezu klaren Wassers belegt) zu erklären ist.
- die Niederschlags- und Abflußenergie in Warburg aber nicht ausreicht, den Zerfall der durch den hohen Tongehalt stabilisierten Bodenaggregate in höherem Maße auszulösen.
- ein wie in Lippstadt hauptsächlich aus Sand und Schluff bestehendes Körnungsgemisch unbedingt hinsichtlich einer Bodenerosionsgefährdung beachtet werden muß.

Literatur

- BOTSCHKE, J., J. GRUNERT & A. SKOWRONEK (1994): Bodenerosion in Nordrhein-Westfalen - Voraussetzungen, Prozesse und Schutzmaßnahmen - Ber. z. dt. Landeskunde 68, 33-56
- KROMER, K.-H. & R. VÖHRINGER (1988): Konstruktion und Bau einer Bewässerungseinrichtung. Simulation von natürlichem Regen. - Forschungsendbericht GS 1132 im Rahmen des Forschungsschwerpunktes "Umweltverträgliche und standortgerechte Landwirtschaft" an der Univ. Bonn, Institut für Landtechnik, 66 S.
- LANDESAMT FÜR DATENVERARBEITUNG UND STATISTIK (1993): Bodenflächen in Nordrhein-Westfalen 1993 nach Nutzungsarten der Vermessungsverwaltung. Ergebnisse der Flächenerhebung 1993. - Statistische Berichte, Düsseldorf, 64 S.

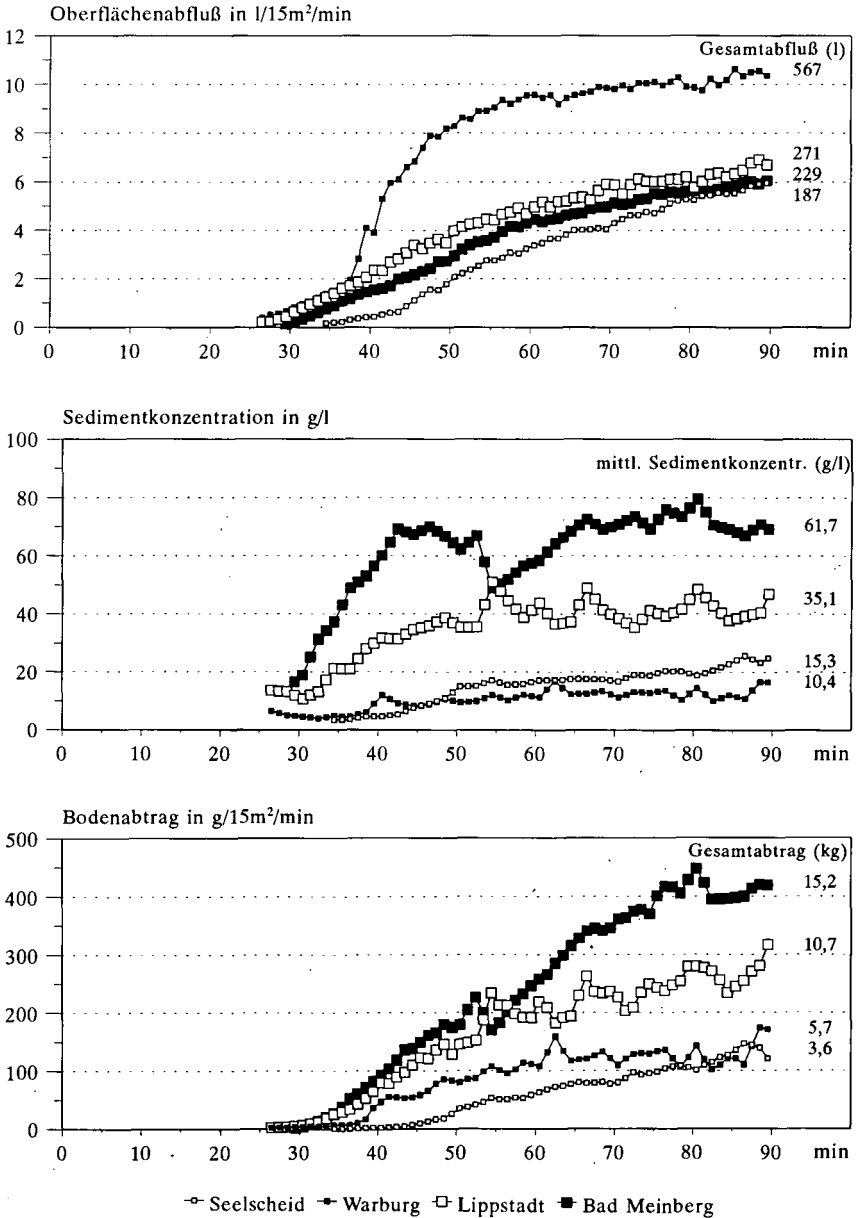


Abb. 2: Dynamik von Oberflächenabfluß, Sedimentkonzentration und Bodenabtrag der vier verschiedenen Versuchsstandorte Seelscheid, Warburg, Lippstadt und Bad Meinberg im Verlauf eines 90minütigen Starkregens mit 40 mm/h Intensität

Auswirkung der Bodenart und Bodenfeuchte im oberflächennahen Bereich auf die Bodenablösungsdynamik von drei Modellböden

von

Fohrer, N.⁺, A. Rudolph⁺⁺ und C.H. Roth⁺

1. Einleitung

Der auf die Bodenoberfläche auftreffende Wassertropfen wird schon früh in der Literatur als erosionsauslösender Faktor angesprochen (Ellison, 1944). Der Aufprall und die nachfolgende Bewegung von Wasser üben eine Scherspannung auf die Bodenoberfläche aus und führen dazu, daß Bodenaggregate zerstört und Partikel aus dem Oberflächenverband abgelöst werden. Die freigesetzten Bodenpartikel werden durch Plansch und Abfluß transportiert. Die vorliegende Untersuchung beschränkt sich auf diese Prozesse der Regentropfenerosion und Flächenspülung. Zielsetzung ist es, den Einfluß von Bodenart und Bodenfeuchte auf die Bodenablösungsdynamik darzustellen. Aggregatzerfall, Plansch und Abtrag werden getrennt betrachtet und das dabei jeweils transportierte Material wird zur Charakterisierung dessen auf seine Größenverteilung hin analysiert.

2. Material und Methoden

Die drei Versuchsböden (Tab. 1) wurden in gleicher Mikroreliefausformung (<25 mm) und Hangneigung (5%) mittels eines Laborkapillarregners zwei Stunden lang mit einer Intensität von 30 mm/h beregnet. Dabei wurden Abfluß, Plansch und Abtrag in 12 min. Intervallen gemessen. Zum Einstellen und Kontrollieren der gewünschten Anfangsfeuchten (Tab. 2) wurden in die Beregnungskästen keramische Platten, die über eine Unterdrucksteuerung regelbar waren, eingebaut und die Kästen mit 10 Tensiometern und 3 TDR-Sonden in verschiedenen Tiefen bestückt. Bei den lufttrockenen Varianten wurde die Verdunstung durch Ventilatoren beschleunigt. Die feuchten Varianten wurden über die Keramiken durch Anlegen eines definierten Unterdruckes auf den vorgegebenen Wassergehalt eingestellt. Jede Variante wurde in drei Wiederholungen beregnet. Die Beregnungsstabilität der Aggregate wurde in getrennten Beregnungen mit gleicher Intensität, aber nur 20 min. Dauer ermittelt. Es wurde die Stabilität der Fraktionen 2-4 / 4-6,3 / 6,3-8 und 8-10 mm für jeden Boden in zwei Feuchtestufen in je 25 Wiederholungen bestimmt.

+) Institut für Ökologie, FG Bodenkunde, Salzufer 11-12, 10587 Berlin

++) Institut. für. Landschaftsbau, Wasserbau und Kulturtechnik, Albrecht-Thaer-Weg 2, 14195 Berlin

Tab. 1: Charakterisierung der Versuchsböden

Bodenart	T %	U %	S %	Humus %	pH (CaCl ₂)
s L	18,9	30,4	50,7	2,58	6,5
tU	16,7	81,0	2,2	2,14	7,3
u L	29,5	63,3	7,2	3,88	5,6

Tab. 2: Versuchsrandbedingungen (kleingedruckte Zahlen = Standardabweichung s)

Bodenart	mittlere Feuchte zu Beginn, 0-1 cm Tiefe Gew. %		mittlere Tension zu Beginn, 0-3 cm Tiefe hPa	
	trocken	feucht	trocken	feucht
s L	2,18	13,98	374	82
	0,53	0,41	89	18
tU	2,57	21,13	224	95
	0,57	1,01	130	24
u L	3,80	20,90	391	98
	0,63	0,92	156	11

2. Ergebnisse und Diskussion

Die Beregnungsstabilität der Aggregate von 2-10 mm stehen in signifikanter Beziehung zur Aggregatfeuchte vor Beregnungsbeginn (Abb. 1). Vorbefeuchtete Aggregate unterliegen in geringerem Maße der Luftsprennung und weisen daher höhere Stabilitätswerte auf. Bei den Bodenarten ergibt sich entsprechend des Ton- und Humusgehaltes bei gleicher Feuchtestufe die Reihung uL > sL > tU. Analog verhält sich die Beziehung von Gesamtplansch und Anfangsfeuchte. Je stabiler die Aggregate sind, desto weniger Feinmaterial wird freigesetzt und desto geringer ist die Gesamtplanschmenge (Abb. 2). In Abb. 3 und 4 sind Planschrate und Abtragskonzentration im Beregnungsverlauf dargestellt. Die feuchten Varianten weisen geringe, konstante Planschraten und Abtragskonzentrationen auf. Bei trockener Ausgangssituation verdeutlicht sich der Einfluß der Bodenart. Beim Löß (tU) steigen Plansch- und Abtragsmengen zunächst stark an und fallen mit zunehmendem Verschlämmungsgrad bis zu einem Gleichgewichtszustand wieder ab, während bei den anderen Bodenarten Sättigungskurven vorliegen. Planschpartikel sind deutlich gröber als Abtragspartikel (Tab. 3). Bei den trockenen Varianten sind die Planschpartikel kleiner als bei feuchter Ausgangssituation, da eine intensive Zerkleinerung durch Luftsprennung erfolgt, was die Beobachtungen von Auerswald (1993) bestätigt. Da bei den trockenen Parzellen eine stärkere Einebnung stattfindet (Rudolph et al., 1994) werden höhere Abflugeschwindigkeiten erreicht und die transportierbaren Abtragspartikel sind gröber als bei den rauheren, feuchten Varianten. Aufgrund von stabiler Mikroaggregation weist der schluffige Lehm die größten Planschpartikel auf. Die Partikel des sandigen Lehms sind durch die Bodenart bedingt gröber als die des tonigen Schluffs. Bei den Abtragspartikeln

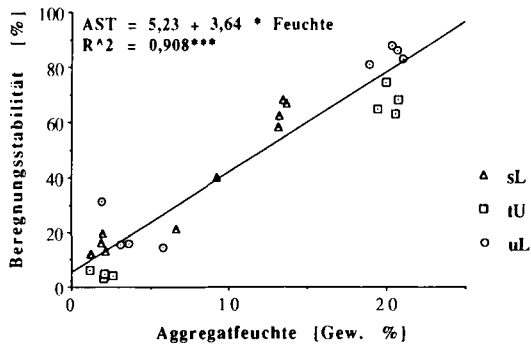


Abb. 1: Berechnungsstabilität der Aggregate von 2-10 mm in Abhängigkeit von der Aggregatfeuchte

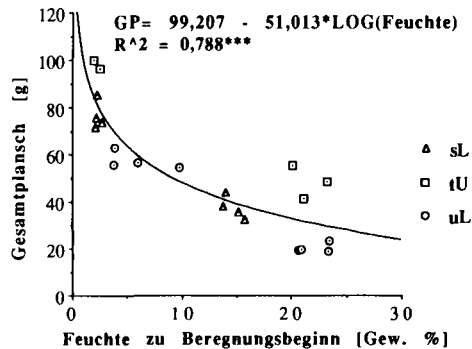


Abb. 2: Gesamtplansch in Abhängigkeit der Feuchte zu Beregnungsbeginn

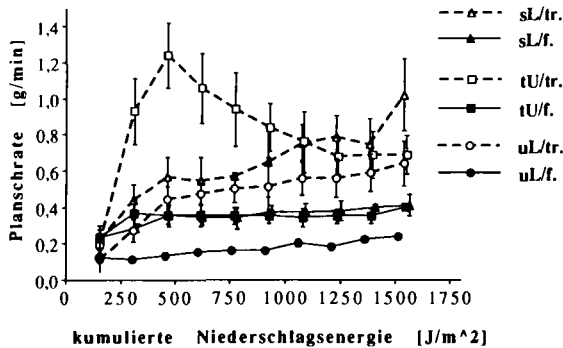


Abb. 3: Planschrate im Beregnungsverlauf

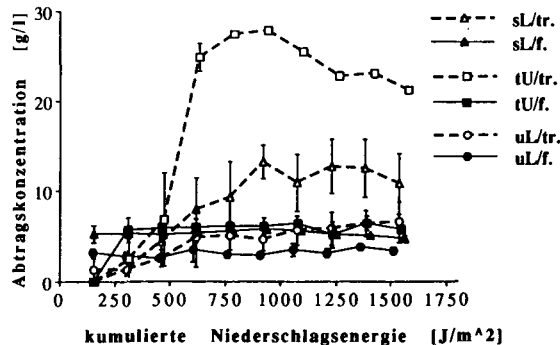


Abb. 4: Abtragskonzentration im Beregnungsverlauf

Tab. 3: Charakterisierung der Plansch- und Abtragspartikel (kleingedruckte Zahlen = Standardabweichung s)

Bodenart	Partikeltyp	gewichteter mittlerer Durchmesser mm		Anteil an Feinstanz % < 63 µm	
		trocken	feucht	trocken	feucht
s L	Plansch	0,352 0,026	0,329 0,014	15,99 2,03	17,88 4,54
	Abtrag	0,223 0,020	0,137 0,014	50,09 2,03	73,22 2,07
t U	Plansch	0,147 0,010	0,233 0,009	65,16 3,83	55,60 3,12
	Abtrag	0,077 0,008	0,078 0,007	75,53 2,10	81,36 0,85
u L	Plansch	0,389 0,035	0,493 0,013	31,83 6,50	25,66 3,69
	Abtrag	0,175 0,018	0,075 0,019	75,37 6,12	88,68 5,17

ergibt sich durch Unterschiede in den Abflüßmengen eine andere Reihung der Böden. Partikelgröße, Feuchteeinfluß und Abflüßmengen wurden in Tab. 4

Tab. 4: Beziehungen des Gesamtabtrages (GA) durch Flächenspülung zu Anfangsfeuchte, Gesamtabflüßmenge und Planschpartikelgröße

GA(sL)	= 402 - 16,93 * Anfangsfeuchte + 1,74 * F63p1	R ² =0,93**
GA(tU)	= 1088 - 0,123 * Gesamtabflüß + 1,74 * F63p1	R ² =0,998*
GA(uL)	= 186 + 0,013 * Gesamtabflüß - 338 * GMDp1	R ² =0,68
F63p1	= Feinanteil im Plansch, < 63 µm in %	
GMDp1	= gewichteter mittlerer Durchmesser der Planschpartikel in mm	

in Beziehung zur Gesamtabtragsmenge gesetzt. Für den sandigen Lehm ergibt sich eine enge Korrelation zur Anfangsfeuchte und dem Feinanteil im Plansch. Bei dem tonigen Schluff verbessert sich die Regression durch Verwenden des Gesamtabflüßes an Stelle der Anfangsfeuchte. Die Gesamtabtragsmenge des schluffigen Lehms läßt sich durch den Gesamtabflüß und die Planschpartikelgröße nicht vollständig erklären.

Literatur

Auerswald, K., 1993: Bodeneigenschaften und Bodenerosion. Wirkungswege bei unterschiedlichen Betrachtungsmaßstäben. Boden, Relief, Paläoklima, Bd. 8, Berlin, Stuttgart. 208 p.

Ellison, W. D., 1944: Studies of raindrop erosion. Agric. Eng., 25: 131-136; 181-182.

Rudolph, A., N. Fohrer, und K. Helming: Die Bedeutung von Mikrorelief und Bodenfeuchte an der Oberfläche für den Oberflächenabflüß. Mittl. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., in diesem Band.

Untersuchungen zur Prognostizierung der Erosionsneigung von Böden als Grundlage eines Modells für die Gewässerbelastung durch Feststoffeintrag

von

Gerlinger, K.*

1. Einleitung

Das an der Universität Karlsruhe angesiedelte BMFT-Verbundprojekt "Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet (Weiherbachprojekt)" hat zum Ziel, ein Prozeßmodell zur Prognose des Wasser- und Stofftransports im Einzugsgebietmaßstab zu erstellen (Plate 1992). Eine Beeinträchtigung der Oberflächengewässer kann außer durch gelöste Stoffe auch durch Bodenerosion entstehen. Der Modellbaustein und die Parametergrundlagen zur quantitativen Erfassung der Gewässerbelastung durch Bodenabtrag auf landwirtschaftlich genutzten Gebieten für das Gesamt-Prognosemodell wird am Institut für Wasserbau und Kulturtechnik erstellt.

2. Erosionsmodell PEPP

In einer ersten Projektphase wurde nach Untersuchung der Einsatzmöglichkeit existierender Bodenerosionsmodelle ein geeignetes Modell ausgewählt (E2D; Schmidt 1991), an die vorherrschenden Bedingungen (z.B. Rillenerosion) angepaßt und stark modifiziert. Das entwickelte Prozeßorientierte ErosionsPrognoseProgramm (PEPP; Schramm 1994) ermöglicht eine zeitliche und räumliche Differenzierung, um auch Belastungsspitzen und punktuelle Belastungen berücksichtigen zu können, die für den Aspekt der Gewässerbelastung von besonderer Bedeutung sind.

Modellgrundlage ist die Berechnung der an den Bodenpartikeln angreifenden Impulsströme aus Niederschlag und Oberflächenabfluß. Die der Bodenbewegung entgegenwirkenden Kräfte aus Kohäsion, Gewichtskraft und innerer Reibung werden zu einer Kenngröße zusammengefaßt, dem Erosionswiderstand des Bodens. Für die Aufnahme und den Transport des Bodenmaterials ist die Transportkapazität des Oberflächenabflusses entscheidend, die zudem den Akkumulationsprozeß steuert. Durch die Bestimmung der Transportkapazität für einzelne Korngrößenklassen kann die Fraktionierung des abgetragenen Materials im Akkumulationsbereich aufgrund der unterschiedlichen Partikel-schwere ermittelt werden. Die Berechnung des Oberflächenabflusses nach einem vereinfachten Speicheransatz zur Lösung der kinematischen Welle kann für Schicht- und Rillenabfluß erfolgen. Bei Rillenabfluß kann die zeitliche und räumliche Veränderung der Rillenmorphologie in Abhängigkeit von Abfluß und Feststofffracht berechnet werden.

Um für die Parameterbestimmung des Erosionsmodells ausreichend Daten zur Verfügung zu haben, wird eine transportable Beregnungsanlage (12m x 2m) eingesetzt. Als Hauptuntersuchungsgebiet dient das Einzugsgebiet des Weiherbachs, ein 6,3 km² großes ackerbaulich genutztes Gebiet im überwiegend lößbedeckten Hügelland des Kraichgaus, nordwestlich von Karlsruhe.

Das entwickelte Hangmodell zur Bestimmung von Erosions- und Akkumulationsprozessen auf Hängen soll so modifiziert werden, daß es mit vertretbarem Aufwand und ausreichender Genauigkeit auf kleine Einzugsgebiete angewendet werden kann. Dazu erfolgt eine Kopplung des PEPP-Modells an das hydrologische Systemmodell HILLFLOW (Bronstert 1994), welches eine Bestimmung der Oberflächenabflüsse auf Hängen und in Kleineinzugsgebieten erlaubt.

*) Institut für Wasserbau und Kulturtechnik, Kaiserstr. 12, 76128 Karlsruhe

Um das Erosionsmodell auf das Einzugsgebiet ausweiten zu können, ist eine räumliche Prognose der Erosionsneigung der Hänge notwendig. Somit stellt die Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Variabilität der Steuergrößen der Bodenerosion einen Schwerpunkt des Teilprojekts dar. Dabei wird insbesondere der Erosionswiderstand betrachtet, da die genaue Kenntnis dieses Modellparameters für die Zuverlässigkeit des Berechnungsergebnisses entscheidend ist.

3. Zeitliche Variabilität des Erosionswiderstands

Für die Ermittlung der zeitlichen Variabilität des Erosionswiderstands werden mehrere Beregnungsversuche auf Mais- und Zuckerrübenflächen im Laufe der Vegetationsentwicklung durchgeführt. Die jeweiligen Beregnungsversuche werden so lange durchgeführt, bis sich ein konstanter Oberflächenabfluß eingestellt hat. Die bisherigen Ergebnisse aus zwei Vegetationsperioden auf je zwei Hängen zeigen, daß zwar der Anfangsverlauf des Erosionswiderstands während der Beregnungsversuche unterschiedlich ist, jedoch ein relativ einheitlicher Endwert erreicht wird, wenn auch der Oberflächenabfluß konstant verläuft. Beispielfhaft zeigt Abbildung 1 den zeitlichen Verlauf des Erosionswiderstands für mehrere Beregnungsversuche auf einem Zuckerrübenschlach während der Vegetationsperiode.

Die Unterschiede zu Beginn der Beregnungsversuche erklären sich daraus, daß der Wert des Erosionswiderstands variiert in Abhängigkeit von der vorangegangenen Niederschlagscharakteristik (und der damit verbundenen Verschlämmung) und von der erfolgten Bodenbearbeitung (z. B. Hacken bei Zuckerrüben), so daß sich jahreszeitliche Unterschiede ergeben. Da der ermittelte Erosionswiderstand am Ende der Beregnungsversuche bei konstantem Oberflächenabfluß jedoch einem einheitlichen Wert zustrebt, kann angenommen werden, daß der Erosionswiderstand der Meßparzelle zwar schwankt, aber bei einem lang andauernden erosiven Niederschlagsereignis einen konstanten standortspezifischen Wert annimmt.

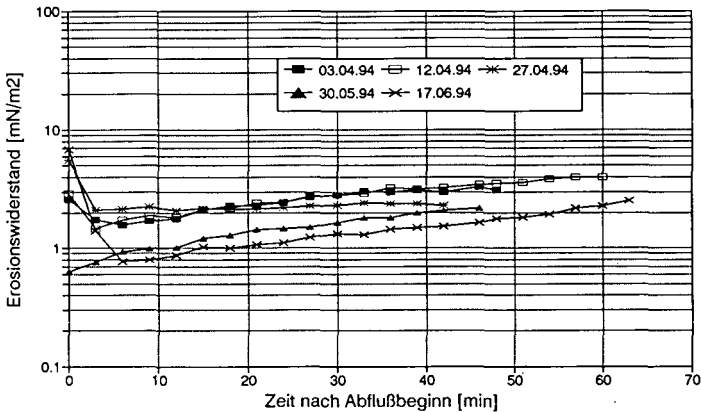


Abb. 1: Zeitlicher Verlauf des Erosionswiderstands bei den Beregnungsversuchen zu unterschiedlichen Zeiten während der Vegetationsentwicklung der Zuckerrüben (Meßhang Leierfaß)

4. Räumliche Variabilität des Erosionswiderstands

Zur Untersuchung der räumlichen Variabilität des Erosionswiderstands werden Beregnungsversuche auf unterschiedlichen Bodentypen durchgeführt. Neben den Versuchen im Weiherbachgebiet (dominierende Bodentypen Para-Rendzina und Kolluvisol) werden Beregnungsversuche in erosionsgefährdeten Gebieten Sachsens auf Böden vorgenommen, die sich aus Lößflächen und aus paläozoischen Grundgebirge gebildet haben. Pro Bodentyp werden unterschiedliche Bearbeitungszustände beregnet.

Diese Versuche werden in Zusammenarbeit mit dem Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie (J. Schmidt, A. Michael) durchgeführt. Dadurch wird die hangbezogene Abschätzung des Erosionswiderstands für unterschiedliche Naturräume ermöglicht und die Modellübertragbarkeit über das Weiherbachgebiet hinaus gewährleistet.

Für die Modellierung der Erosion in einem Einzugsgebiet ist es notwendig, die kleinräumige Variabilität des Erosionswiderstands zu untersuchen, um die erforderlichen Parameter flächendeckend vorliegen zu haben. Dazu wurden im Weiherbachgebiet ausgewählte Hangflächen in Streifen unterteilt und Beregnungsversuche durchgeführt, wobei die Beregnungsanlage auf jedem Streifen von Hangfuß zum Hangtop versetzt wurde. In Abbildung 2 werden beispielhaft die ermittelten Werte für den Erosionswiderstand für den östlichen und westlichen Streifen eines Schlages bei Saatbettbereitung dargestellt. Die Ergebnisse für diesen Schlag zeigen, daß die Werte des Erosionswiderstands am Hangfuß höher sind als am Hangtop und daß West- und Ostteil unterschiedlich hohe Erosionswiderstände aufweisen. Da die Erosionswiderstände einen regelmäßigen Verlauf zeigen, liegt eine deterministische Bestimmung des Erosionswiderstands durch Bodenkennwerte nahe.

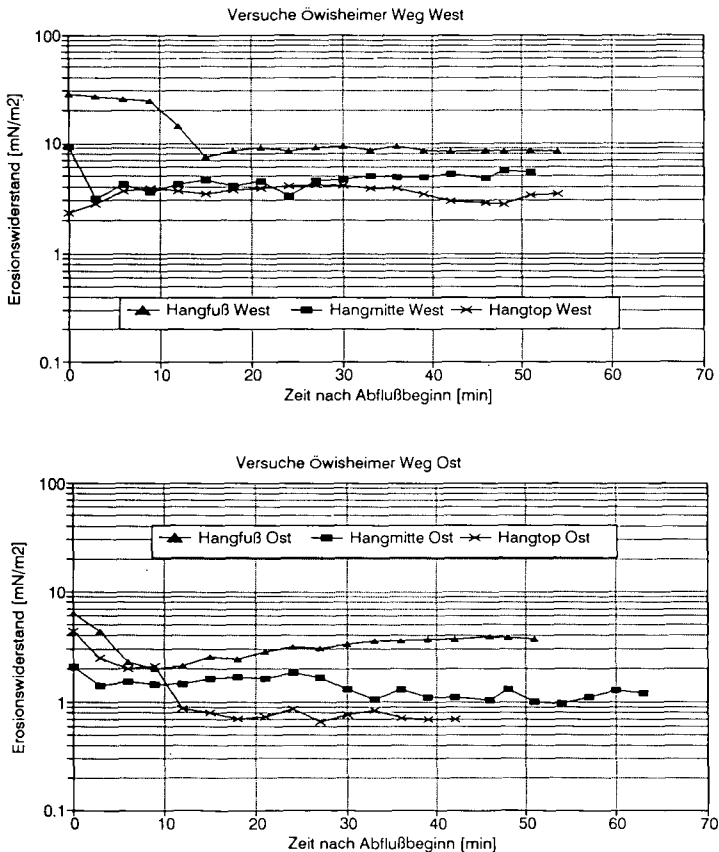


Abb. 2: Zeitlicher Verlauf des Erosionswiderstands bei den Beregnungsversuchen auf der westlichen und der östlichen Seite des Schlages, jeweils Hangfuß, Hangmitte und Hangtop (Meßhang Öwisheimer Weg, 25.08.1993 bis 03.09.1993)

Die Durchführung von Beregnungsversuchen im Gesamt-Einzugsgebiet zur Ermittlung der Erosionswiderstände ist zu aufwendig, so daß charakteristische Bodenkennwerte notwendig sind, die sich einfach im gesamten Einzugsgebiet erheben lassen. Daher werden Untersuchungen der Korn- und Aggregatgrößenverteilung, der Aggregatstabilität (als Perkolationsstabilität und Beregnungsstabilität) und des Scherwiderstands (mit Taschenflügelsonde und Laborflügelsonde) parallel zu den Beregnungsversuchen durchgeführt, um die Eignung dieser Bodenkennwerte zur Herleitung des Erosionswiderstands zu überprüfen.

Die bisherigen Ergebnisse zeigen, daß die Taschenflügelsonde und die Perkolationsstabilität wenig Übereinstimmung mit den Werten des Erosionswiderstands ergeben, wohingegen die anderen Verfahren geeignet sind, zumindest Aussagen über die relativen Unterschiede zwischen den Flächen zu ermöglichen. Die Untersuchung, welche Bodenparameter geeignet sind, eine direkte quantitative Bestimmung des Erosionswiderstands zu ermöglichen, muß noch auf eine breitere Datenbasis gestützt werden. Die vorliegenden Daten lassen den Schluß zu, daß bereits die Analyse der Bodentextur eine gute Möglichkeit zur Bestimmung des Erosionswiderstands bietet.

Durch die Kombination der Ergebnisse der Beregnungsversuche mit Bodentexturbestimmung kann somit der Erosionswiderstand im Einzugsgebiet bestimmt werden. Zur Unterstützung der Bestimmung der Bodentextur werden Luftbilder eingesetzt, die bei Befliegungen mit einem Sportflugzeug aufgenommen werden. Nach einer Entzerrung der Aufnahmen werden die spektralen Unterschiede der Böden klassifiziert und mit den ermittelten Erosionswiderständen aus den Beregnungsversuchen bzw. den vorliegenden Bodentexturbestimmungen verglichen. Dadurch kann eine flächendeckende Abschätzung des Erosionswiderstands im Einzugsgebiet erfolgen. Die Flächen gleicher spektraler Eigenschaften können dann noch durch eine detaillierte Aufnahme der Bodenkennwerte genauer differenziert werden.

Die Untersuchungen der Variabilität des Erosionswiderstands erlauben somit, die Datengrundlage der Parameter zu schaffen, die für eine Modellierung der Bodenerosion auf Einzugsgebietsgröße notwendig sind. In einem weiteren Schritt soll mit verschiedenen Modellen die Erosion im Untersuchungsgebiet bestimmt werden, um die Ergebnisse miteinander zu vergleichen. Allerdings ist das Problem der Validierung der Modelle ungelöst, da die Erosions- und Akkumulationsprozesse im Einzugsgebiet z.B. durch Schwebstoffmessungen im Vorfluter nicht zu bestimmen sind und die Genauigkeit der Modellrechnung nur durch Plausibilitätskontrollen abgeschätzt werden kann.

5. Literatur

- Bronstert, A. (1994): Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. - Mitteilungen Inst. f. Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, Heft 44
- Plate, E.J. (Ed.:1992): Weiherbachprojekt. - Schlußbericht 1. Phase, Mitteilungen Inst. f. Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, Heft 41
- Schmidt, J. (1991): A mathematical model to simulate rainfall erosion. - in: Bork, H.R., De Ploey, J., Schick, A.P. (ed.): Erosion, transport and deposition processes - theorie and models. Catena Supplement 19, S. 101-109
- Schramm, M. (1994): Ein Erosionsmodell mit zeitlich und räumlich veränderlicher Rillengeometrie. - Mitteilungen 188, Inst. f. Wasserbau und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe

Die Untersuchungen werden vom Bundesministerium für Forschung und Technologie gefördert. Für die Unterstützung sei an dieser Stelle gedankt.

Das Mikrorelief von Bodenoberflächen: Einfluß der Meßmethode und der Meßgenauigkeit auf das Meßergebnis

von

Helming, K., D. Deumlich und R. Funkl¹

1. Einführung

Das Mikrorelief von unbedeckten Bodenoberflächen ist eine wichtige Steuergröße für die Entstehung von Wasser- und Winderosion.

Steuerungsfaktoren für die Wassererosion:

- Regen- und Energiedichte pro Fläche.
- Energiewirkung auf die Verschlämmung.
- Speicherkapazität für Wasser in den Mulden auf der Oberfläche.

Steuerungsfaktoren für die Winderosion:

- Wirksame Schubspannung.
- Windgeschützter Oberflächenanteil.
- Intensität von Transportströmen.

Zur Untersuchung der Prozesse von Wasser- und Winderosion ist eine übertragbare Methode zur Messung des Mikroreliefs notwendig, die so einfach wie möglich und skalenabhängig so genau wie nötig ist. Die in den letzten Jahren vielfältig durchgeführten Messungen unterscheiden sich in Bezug auf die Methodik und die Meßgenauigkeit so stark, daß die Vergleichbarkeit der Ergebnisse in Frage steht. Gegenstand der Untersuchungen ist:

- a) der Vergleich von Ergebnissen, die aus drei unterschiedlichen Meßmethoden resultieren, und
- b) eine Prüfung des Einflusses der Meßgenauigkeit auf das Meßergebnis.

2. Methoden

2.1. Vergleich der Meßmethoden

An drei bzw. vier Terminen 1994 wurden in Feldmessungen folgende Methoden verglichen:

Laser 3D: Mit einem Laserreliefmeter wurde eine 0.2 m² große Fläche mit einem Meßpunktabstand von 2 mm (= 50 000 Höhenwerte) abgemessen. Aus den Meßwerten wurde die spezifische Oberfläche als Mikroreliefindex berechnet (Helming, 1992).

Laser 2D: Mit dem Laserreliefmeter wurden einzelne Transekte mit 2 mm Meßpunktabstand (Vergleich mit Laser 3D) bzw. 3 mm Meßpunktabstand (Vergleich mit Kette) abgemessen. Berechnet wurde die spezifische Transektlänge (Summe der Hypothenusen aus Meßpunktabstand und Höhendifferenz). Die lichte Transektlänge relativ zur spezifischen Transektlänge ergibt den Mikroreliefindex.

Kette 2D: Eine Kette mit 3 mm Gliedstärke wurde entlang einzelner Transekte topographiefolgend ausgelegt und die dadurch bedingte Verkürzung der Kette gemessen. Die Kettenverkürzung relativ zur gestreckten Kettenlänge ist der Mikroreliefindex (Auerswald, 1993).

Windprofil: Da das Mikrorelief das vertikale Windprofil beeinflusst (Düwel et al., 1991), muß aus dem Windprofil auch auf das Mikrorelief geschlossen werden können. Gemessen wurde die Windgeschwindigkeit in fünf Höhen von 0.13 m bis 10 m über der Bodenoberfläche. Aus dem Windprofil berechnet sich die aerodynamische Rauigkeitshöhe Z_0 als Mikroreliefindex.

¹ZALF e.V., Institut für Bodenforschung, Eberswalder Str. 84, 15374 Müncheberg

2.2. Einfluß der Meßgenauigkeit auf das Meßergebnis

Mit dem Laserreliefmeter wurden verschiedene Flächen jeweils mit unterschiedlichen Meßauflösungen zwischen 0,3 mm und 100 mm Meßpunktabstand abgemessen. Dies entspricht einer Gittergrundfläche zwischen 0,09 mm² und 10 000 mm². Die Meßwertanzahl betrug zwischen 100 und 10 000 pro Meßfläche. Der Mikoreliefindex ist die aus den Meßwerten berechnete spezifische Oberfläche.

3. Ergebnisse

3.1. Ergebnisse aus dem Vergleich der Meßmethoden

Die Abbildungen 1 bis 3 zeigen die Mikoreliefindices ermittelt mit den Methoden Laser 3D, Laser 2D und Kette 2D für jeweils drei Termine nach einer Saatbettbereitung. Abb. 4 zeigt die aerodynamische Rauigkeitshöhe Z_0 und die spezifische Oberfläche aus Laser 3D-Messungen für vier Termine vor und nach einer Bodenbearbeitung.

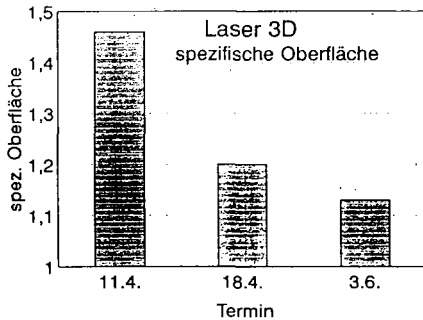


Abb. 1: Lasermessung 3D
2mm Meßpunktabstand,
Spezifische Oberfläche

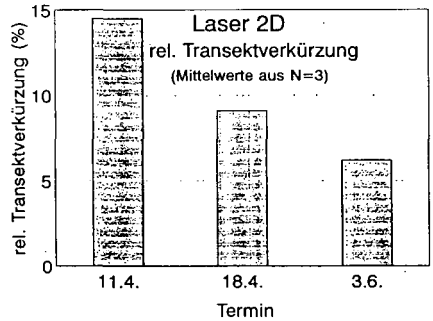


Abb. 2: Lasermessung 2D
3 mm Meßpunktabstand,
relative Transektverkürzung

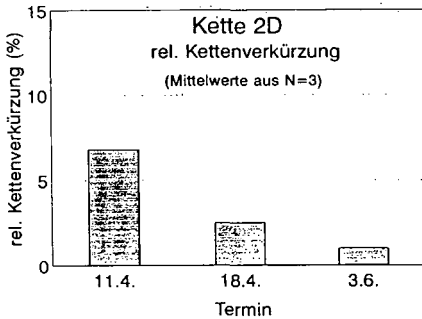


Abb. 3: Kettenmessung 2D
3mm Gliedlänge,
relative Kettenverkürzung

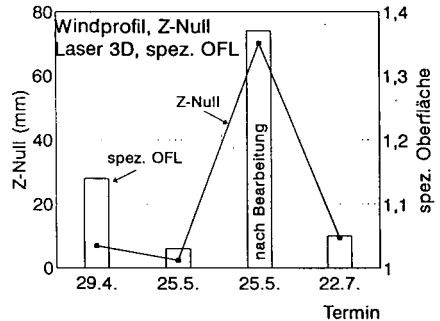


Abb. 4: Windprofil + Laser 3D
Windprofil: Z_0 ,
Laser: spezifische Oberfläche

Alle Abbildungen zeigen eine Veränderung des Mikoreliefindex an den verschiedenen Terminen, welche durch Regen, Wind bzw. Bodenbearbeitung verursacht wurden. Die Methoden sind somit geeignet, um verschiedene Mikoreliefausformungen aufzuzeigen.

Für einen Vergleich der Ergebnisse aus den unterschiedlichen Methoden wurden Regressionen berechnet. Die Ergebnisse sind in den Abbildungen 5 bis 8 dargestellt.

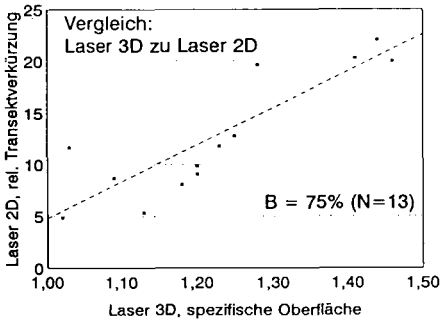


Abb. 5: Vergleich zwischen Laser 3D und Laser 2D

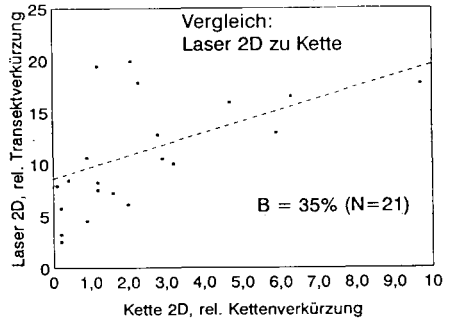


Abb. 6: Vergleich zwischen Laser 2D und Kette 2D

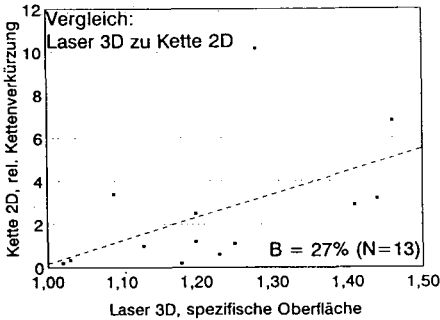


Abb. 7: Vergleich zwischen Laser 3D und Kette 2D

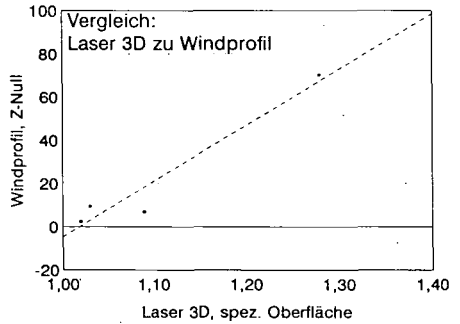


Abb. 8: Vergleich zwischen Laser 3D und Windprofil

Der Vergleich der Laser 3D-Messung mit der Laser 2D-Messung hat ein Bestimmtheitsmaß von nur 75%. Dies kann verursacht sein durch einen Informationsverlust beim Übergang von 3D auf 2D-Messung und auf die hohe Variabilität einzelner Transekte (der 2D-Meßwerte stellt jeweils einen Mittelwert aus drei Transektmessungen dar).

Das geringe Bestimmtheitsmaß von 35% beim Vergleich Laser 2D mit Kette 2D ist erstaunlich, weil jeweils dieselben Transekte abgemessen wurden. Es kann verursacht sein durch die Subjektivität der Kettenmessung und die zu geringe Flexibilität der Kette. Der Vergleich der Laser 3D-Messung mit der Kettenmessung zeigt mit einem Bestimmtheitsmaß von 27%, daß aufgrund der o.g. Faktoren die Ergebnisse aus beiden Methoden nicht vergleichbar sind, obwohl sie jeweils Veränderungen des Mikroreliefs gut wiedergeben. Es wird deshalb nicht ohne weiteres möglich sein, aus Ergebnissen der einfach und schnell einzusetzenden Kettenmethode auf flächenbezogene Aussagen zu schließen, wie sie aus Laser 3D-messungen gewonnen werden. Trotzdem kann die Kettenmessung als preiswerte und leicht einsetzbare Methode dann von Vorteil sein, wenn mit geringem Aufwand viele Flächen verglichen werden sollen. Sie eignet sich umso eher, je größer die Oberflächen sind. Dagegen sollte die Laser 3D-Messung als sehr genaue Methode bei prozessorientierten Grundlagenuntersuchungen angewendet werden. Die Methode eignet sich umso eher, je feiner die Oberflächen sind. Aufgrund der Datenstruktur (3D) können direkt physikalische und geometrische Parameter abgeleitet werden.

Für den Vergleich von Laser 3D mit dem Z_0 -Wert aus dem Windprofil wurde kein Bestimmtheitsmaß berechnet, weil die Datenanzahl zu gering ist. Es deutet sich aber eine Beziehung zwischen den Ergebnissen der beiden Methoden an. Sollten weitere Meßwerte diese lineare Beziehung bestätigen, könnte die Messung des Windprofils zukünftig eine einfache Methode sein, um relative Angaben über die Mikroreliefdynamik zu erhalten. Sie bietet als einzige Methode den Vorteil der kontinuierlichen Registrierung.

3.2. Einfluß der Meßgenauigkeit auf das Meßergebnis

Den Einfluß der Meßgenauigkeit auf das Meßergebnis zeigen die Abbildungen 9 und 10. Dabei ist die Meßauflösung bzw. Gittergrundfläche auf der Abszisse logarithmisch aufgetragen.

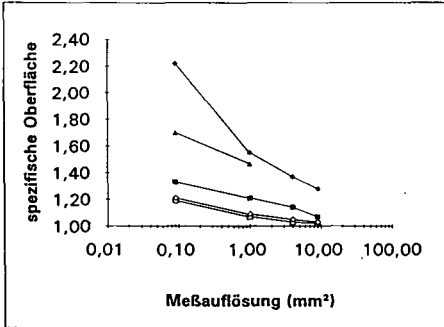


Abb. 9: Spezifische Oberfläche in Abhängigkeit von der Meßauflösung (log)

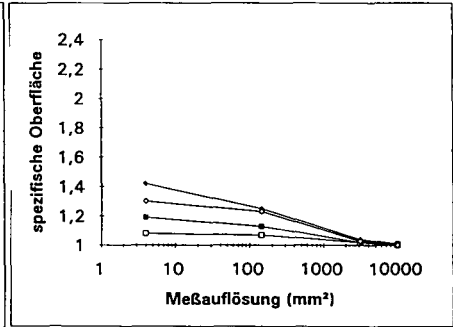


Abb. 10: Spezifische Oberfläche in Abhängigkeit von der Meßauflösung (log)

Erwartungsgemäß steigt die spezifische Oberfläche stark mit zunehmender Meßauflösung an. Im Bereich hoher Meßauflösungen ist der Anstieg der Kurven besonders stark, in diesem Bereich sind deshalb die Unterschiede zwischen den abgemessenen Flächen besonders deutlich. Im Bereich geringer Meßauflösungen über 100 mm² Gittergrundfläche werden die Unterschiede zwischen den Oberflächen nivelliert. Aus dem unterschiedlichen Anstieg der Kurven mit zunehmender Meßauflösung resultiert, daß aus einem mit definierter Meßauflösung gewonnenen Ergebnis nicht auf das Ergebnis für eine andere Meßauflösung geschlossen werden kann. Vielmehr ist die Abhängigkeit der spezifischen Oberfläche von der Meßauflösung selbst flächenspezifisch. Der Vergleich von Meßergebnissen unterschiedlicher Flächen ist nur möglich, wenn die Meßauflösung einheitlich ist. Für Mikroreliefmessungen sollte sich die Wahl der einzusetzenden Meßauflösung nach der Fragestellung richten. Sie entscheidet über den Maßstab, in dem die Topographie von Bedeutung ist.

Literatur

- Auerswald, K. 1993: Bodeneigenschaften und Bodenerosion. Relief Boden Paläoklima, Band 8, Gebrüder Bornträger Berlin Stuttgart. 208 S.
- Düwel, O., W. Schäfer und H. Kuntze 1991: Aggregatstabilität, Krustenbildung, Oberflächenrauigkeit und die Bedeutung für den Bodenabtrag durch Wind. Mitt. d. Dt. Bodenkundl. Gesellschaft, 65: 15-18
- Helming, K. 1992: Die Bedeutung des Mikroreliefs für die Regentropfenerosion. Bodenökologie und Bodengene, Heft 7; Schriftenreihe der TU Berlin, 155 S.

Danksagung:

Für die Bereitstellung des Laserreliefmeters bedanken wir uns bei der TU Berlin, Fachgebiet Wasserhaushalt und Kulturtechnik, Prof. Dr. H. Diestel.

Quantifizierung linearer Bodenabträge aus Luftbildern

von

Kainz, M.*, K. Auerswald**, S. Weigand**, B. Felbermeier**
und H. Mitasova***

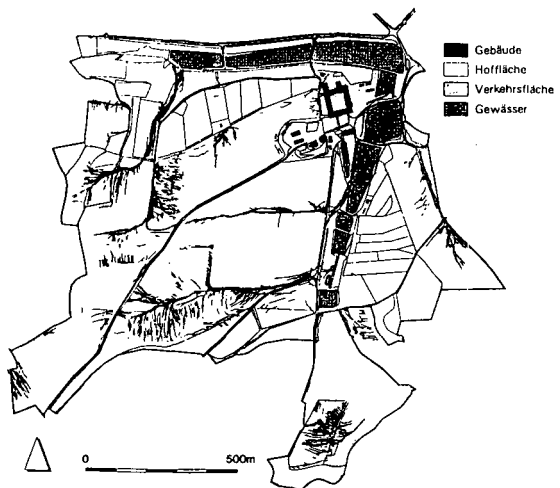
Einleitung:

Luftbildinterpretation wird häufig als einfache Methode zur Identifizierung von Erosionschäden, insbesondere von linearen Erosionsformen angesehen. Es liegen aber kaum Informationen darüber vor, welche Aussageschärfe mit diesem Verfahren erreicht werden kann.

Material und Methoden:

In einem 81 ha großen, repräsentativen Ausschnitt des Tertiärhügellandes löste ein 250-jährlicher Regen ($R = 150 \text{ N/h}$) starke flächenhafte und lineare Erosion (Rinnen, Thalweg-Erosion mit bis zu 8 m Breite) aus.

- 700 der linearen Erosionsformen wurden an eingemessenen Transekten vermessen (Breite, Tiefe, Trockenraumdichte des ausgeräumten Bodens), ebenso die Kolluvien.
- Mit 6x6cm-Luftbildern (1:20000) wurde ihre flächenhafte Verbreitung erfaßt und in ARC/INFO übertragen.
- Die Abträge durch Rillen- (Breite < 10 cm) und Flächenerosion wurden mit der ABAG abgeschätzt.



* Forschungsverbund Agrarökosysteme München, Prielhof 1, 85298 Scheyern

** Lehrstuhl für Bodenkunde, TU München, 85350 Freising

*** Construction Engineering Research Laboratories, Champaign, USA

Ergebnisse:

1. Ausmaß des Abtrags

Trotz der spektakulären linearen Erosion trug die Flächen- und Rillenerosion am meisten zum Abtrag bei. Bei einem mittleren Abtrag von 170 t/ha ist dieser Regen wegen der langen Wiederkehr jedoch nur mit 0,7 t/ha am langjährigen Mittel beteiligt. Nur 3 % wurden in Kolluvien wieder abgelagert.

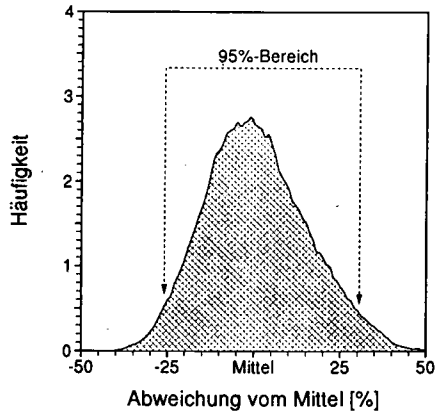
Erosionstyp	Abtrag		Anteil am Gesamtfehler [%]
	[t]	[%]	
Thalweg			
mit Felddaten	1100	7	4
nur Luftbild	600	4	4
Luftbildsichtbare Rinnen			
mit Felddaten	500	4	3
nur Luftbild	1900	13	19
Nicht-luftbildsichtbare Rinnen	4400	31	47
Rillen- und Flächen-erosion	5700	40	23

2. Güte der Abtragsschätzung

Eine Monte-Carlo-Simulation zeigte, daß auf Grund der sehr differenzierten Erfassung einzelner Erosionsformen, trotz der relativ hohen Unsicherheit einzelner Parameter, der Abtrag auf +/- 25% Prozent bestimmt werden kann.

3. Bewertung der Luftbildauswertung

- In den Luftbildern konnten bestenfalls **Rinnen** von mindestens 40 cm Breite erkannt werden. Kleinere machten aber 31% des Abtrags und erhöhten daher den Fehler um 47%.
- Ausgeräumte **Kartoffelfurchen** wurden nicht erkannt.
- Das **Muster der Rillenbildung**, das oft Bearbeitungsspuren nachzeichnete, war häufig nicht erkennbar.
- Die Unterscheidung zwischen Abtrags- und Auftragsbereichen war unsicher. **Kolluvien** wurden um den Faktor 2 überschätzt.



Damit sind Luftbilder sowohl zur Abtragsquantifizierung als auch zur Aufklärung der Erosionsursachen nur zusammen mit detaillierten Felddaten geeignet.

4. Verbreitung der Erosionsformen

In Geländemulden kam es zu ausgeprägter Thalweg-Erosion. Ihr Auftreten konnte ohne Vorkennntnis durch Berechnung der Unit-Stream-Power vorhergesagt werden. Dazu waren nur geomorphologische Parameter notwendig (Hangneigung, Einzugsgebietsgröße). Wegen der einfachen Handhabung ergänzt dieses deterministische Modell gut die Vorhersage quasi-flächenhafter Abträge mit der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung.

Danksagung: Die Untersuchungen des *Forschungsverbundes Agrarökosysteme München* werden durch den *Bundesminister für Forschung und Technologie* und das *Bayerische Staatsministerium für Erziehung, Kultur, Wissenschaft und Kunst* gefördert.

Entwicklung und Prüfung der DVWK-Kartieranleitung
zur Aufnahme der On-site- und Off-site-
Erscheinungen der Bodenerosion durch Wasser

von

Kastell, S. und O. Stüdemann⁺

Grundsätzlich unterschieden wird die Bodenerosionsgefährdung von der Bodenerosion. Während der erste Begriff einen möglichen Bodenabtrag auf einer landwirtschaftlich genutzten Fläche angibt, bezeichnet der zweite einen tatsächlich stattfindenden Vorgang oder einen abgeschlossenen Prozeß des Wasser- und Stoff-Transportes. Der Nachweis der durch diesen Prozeß verursachten Erscheinungen und Wirkungen in einer Landschaft kann im Gelände und an Boden-, Wasser- und Pflanzenproben erbracht werden. Im FA "Bodenerosion" des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK) wird gegenwärtig eine diesbezügliche Kartieranleitung erarbeitet.

Punkt 1 des Posters: Die Entwicklung der Kartieranleitung basiert auf den theoretischen Grundlagen des landschaftsökologischen Ansatzes und der Forschungsmethoden der geographischen Dimensionen (NEEF 1967), (HERZ 1973), (NEUMEISTER 1987), (HAASE u.a. 1988), (STÜDEMANN 1986) und (LESER 1991).

Durch KASTELL (1994) wurde die Relevanz dieser theoretischen Grundlagen an folgenden Inhaltskomplexen durch Geländearbeit sowie mittels quantitativer bodenchemischer und bodenphysikalischer Methoden bestätigt.

Die landschaftsökologische Bedeutung von Bodenerosionssystemen wird an dem Grad der Stärke der Konzentration des Oberflächenabflusses in den Tiefenlinien und der Ausprägung verzweigter Dellensysteme (Betrachtung von Reliefelementen bis zu Reliefformenkombinationen), der Größe ihrer Niederschlagseinzugsgebiete sowie ihrer Erosionsprädisposition abgeleitet. Die Bedeutung der Erosionsprädisposition ist für die Entstehung von Erosionsgräben hoch. Sie ist eine Funktion der Reliefformenkombination, der Mächtigkeit postglazialer und/oder rezenter Kolluvien (KASTELL 1994) und wird durch die Posterkarte 5 "On-site- und Off-site-Erscheinungen und -Wirkungen der Bodenerosion durch Wasser im Untersuchungsgebiet 4" (flachwellige Grundmoräne mit Zertalungsbereichen des Norddeutschen Tieflandes) inhaltlich dargestellt.

Die qualitative Kennzeichnung der landschaftsökologischen Wirkung von Bodenerosionssystemen (vorwiegend lokal bzw. vorwiegend regional) wurde anhand der Vorflutsituation (offene Vorflut, Dränung) der lokalen Erosionsbasis (geschlossene oder halboffene Hohlform), dem Grundwasserflurabstand der lokalen Erosionsbasis sowie der Wirksamkeit des Puffers vorgenommen (KASTELL 1994).

+) Univ. Rostock, Fachbereich Landeskultur und Umweltschutz,
Justus-v.-Liebig-Weg 6 18051 Rostock, Tel. 0381/4405521

Tab. 1: Sedimentklassierung als Indikator des Stoffpfades
- Stoffaustrag - Horizontale Korngrößenabfolge in einem
Sedimentfächer (in %)

Position	T	U	fS	mS	gS	Skel.
Wurzel	2,9	2,5	30,1	48,7	14,4	7,7
Rücken	3,8	9,5	50,0	35,2	2,1	0,3
Fuß	19,7	59,5	15,6	5,0	1,0	0,5

Tab. 2: Sedimentklassierung als Indikator des Stoffpfades
- Stoffeintrag bei Versickerung - Vertikale Korngrößen-
abfolge in einer abflußlosen Reliefverflachung (in %)

Tiefe	T	U	fS	mS	gS	Skel.
3 mm	27,7	60,8	9,0	2,5	0,3	0,0
10 mm	21,4	54,6	13,7	8,5	1,1	0,0

Tab. 3: Stoffpfade bei unterschiedlichen Reliefformenkombinationen (KASTELL 1990)
- Stoffeintrag (Phosphor, in rel. %)

Morphosequenz mit geschlossener Hohlform als Erosionsbais					
	Kuppe	Oberhang	Mittelhang	Unterhang	geschlossene Hohlform
Phosphor	100	51	38	38	155

Tab. 4: Stoffpfade bei unterschiedlichen Reliefformenkombinationen (KASTELL 1990)
- Stoffaustrag (Phosphor, in rel. %)

Morphosequenz mit halboffener Hohlform als Erosionsbais					
	Kuppe	Oberhang	Mittelhang	Unterhang	halboffene Hohlform
Phosphor	100	78	65	73	50

Weiterhin wurden Schwermetallanalysen am Kolluvium in einem Soll als Indikator für den Stoffpfad des Bodenerosionssystems im Untersuchungsgebiet 6 durchgeführt (KASTELL 1994) und wurden durch den Inhalt der Posterkarte 5 dokumentiert.

Die Stoffpfade von Bodenerosionssystemen wurden ebenfalls anhand von Indikatorpflanzen nachgewiesen (KASTELL 1994), die als Kartiermerkmal in die Kartieranleitung aufgenommen wurden. Der Inhalt wurde durch die Posterkarte 5 dokumentiert.

Das regelhafte wiederholte Auftreten von Bodenerosionssystemen konnte durch Geländearbeit und Luftbildinterpretation in einem 10-jährigen Zeitraum von 1984 bis 1994 belegt werden (KASTELL 1994). Die Ergebnisse sind auf den Posterkarten 5 und 6 dargestellt.

Während die Arbeitsweisen der Topologie und der Chorologie zum Erkennen und zur Nachweisung der Erosionssysteme dienen, werden für die Darstellung bzw. für die Felddokumentation verschiedene kartographische Maßstäbe genutzt. Bei der Kartierung ist der Zusammenhang zwischen der zu kartierenden Gebiets- bzw. Raumgröße, der zielabhängigen Intensität der Analyse und Synthese zu berücksichtigen. Es wurden deshalb für die Kartierung drei Intensitätsstufen unterschieden:

- Intensitätsstufe I = Maßstab > 1:5 000
- Intensitätsstufe II = Maßstab 1:5 000 bis 1:10 000
- Intensitätsstufe III = Maßstab < 1:10 000

Daraus abgeleitet werden die Kartiererergebnisse für eine zielgerichtete Auswertung nach Datenblöcken mit folgenden Inhalten geordnet (These 4 des Posters):

- Datenblock I = Titeldaten
- Datenblock II = landschaftsökologisch relevante Daten
- Datenblock III = bodenschutzrelevante Daten
- Datenblock IV = landschaftsbaurelevante Daten

Die im Gelände erkennbaren Erscheinungen der Bodenerosionssysteme wurden in 12 Merkmalskomplexe gegliedert. Diese Merkmale werden mit Symbolen belegt und mit Hilfe Geographischer Informationssysteme dargestellt.

Auf diese Weise können Stoffpfade der Bodenerosionssysteme dargestellt und dokumentiert werden (KASTELL 1994).

Der Inhalt der Kartieranleitung und die Legende sind inhaltlich so ausgerichtet, daß der Detailliertheitsgrad und der Arbeitsaufwand der Kartierarbeit entsprechend der Zielstellung variiert werden kann.

Unter Beachtung dieser Feststellung ergaben sich bei der Prüfung auf Anwendbarkeit der Kartieranleitung mit Studenten der Universität Rostock (Dr. Kastell, Prof. Stüdemann), Universität Kiel (Prof. Stüdemann), München (Dr. Martin), Basel (Dr. Schaub) und dem ZALF in Müncheberg (Prof. Mo. Frielinghaus) unterschiedliche Erfahrungen, die sich vor allem in einem unterschiedlichen Genauigkeitsgrad bei der Ermittlung der Bodenabtragungsmengen und -auftragungsmengen widerspiegeln. Durch Vergleich der Meßergebnisse verschiedener Kartiergruppen konnten Abweichungen bei Längen- und Volumenmessungen, ausgedrückt durch den Variationskoeffizienten $v = 35 \%$, festgestellt werden. Die Erfassung der Erosionssysteme und ihrer Stoffpfade bereitete dagegen keine Schwierigkeiten (vgl. Posterbeitrag "Kartierung und Schätzung aktueller Erosionserscheinungen" von dieser Tagung). Die Anwendbarkeit der Kartieranleitung wurde im vom BMFT geförderten Verbundprojekt zur "Erarbeitung eines ökologisch begründeten Sanierungskonzeptes für das Wassereinzugsgebiet der Warnow" auf der Weligen Grundmoräne des Norddeutschen Tieflandes, Zertalungsbereich der Warnow erfolgreich erprobt (KASTELL, STÜDEMANN 1993). Die Auswertungsmöglichkeiten der Kartiererergebnisse wurden durch den Inhalt der vier Posterkarten dokumentiert.

Literatur

- HAASE, G. u.a. (1988): Naturraumerkundung und Landnutzung - Geochorologische Verfahren zur Analyse, Kartierung und Bewertung von Naturräumen. Beiträge zur Geographie, Bd. 34, Berlin
- HERZ, K. (1973): Beitrag zur Theorie der landschaftsanalytischen Maßstabbereiche. In: Peterm. Geogr. Mitt. 117, H. 2
- KASTELL, S. (1990): Untersuchungen zu abtragsbedingten Bodenunterschieden im Rostocker Raum als Grundlage für standortdifferenzierten produktionsintegrierten Bodenschutz. Diplomarb., Univ. Rostock
- KASTELL, STÜDEMANN (1993): On-site- und off-site-Erscheinungen und -Wirkungen der Bodenerosion - eine Zielfunktion der landschaftsökologischen Komplexanalyse.: Ökologische Untersuchungen im Warnow-Einzugsgebiet. In: Schriftenreihe des LAUN Mecklenburg-Vorpommern, H. 1, Gülzow-Güstrow
- KASTELL, S. (1994): Zur Relevanz der geographischen Dimensionen und des landschaftsökologischen Ansatzes bei der Kartierung der on-site- und off-site-Erscheinungen und -Wirkungen der Bodenerosion durch Wasser. Diss., Univ. Rostock, FB Landeskultur und Umweltschutz
- LESER, H. (1991): Landschaftsökologie. Ansätze, Modelle, Methoden, Anwendung. 3. neubearb. Aufl., Stuttgart: Ulmer
- NEEF, E. (1967): Die theoretischen Grundlagen der Landschaftslehre. Geographisch-Kartographische Anstalt, Gotha/Leipzig: Herrmann Haack
- NEUMEISTER, H. u.a. (1987): Geoökologie - geowissenschaftliche Aspekte der Ökologie. Jena
- STÜDEMANN, O. (1986): Eine Klimacharakteristik des Tieflandes der DDR für die landwirtschaftliche Standortkartierung. Tag.-Ber., Akad. Landwirtsch.-Wiss. DDR, Berlin

**Erosionsgefährdete Böden in Nordrhein-Westfalen -
II. Laboruntersuchungen**

von

Kehl, M., C. Everding, J. Botschek und A. Skowronek*

1. Zielsetzung

Innerhalb des Forschungsvorhabens "Erosionsgefährdete Böden in Nordrhein-Westfalen" werden 25 repräsentative Ackerböden durch Leitprofile charakterisiert und in Feldberechnungen auf ihre Erosionsanfälligkeit untersucht (s. EVERDING et al. in diesem Band). Darüber hinaus wird Krümmenmaterial entnommen, um im Labor Beregnungsexperimente zur Verschlämmungsneigung und Flächenerosion sowie Messungen zur Aggregatstabilität durchzuführen. Die zusätzlichen Laboruntersuchungen haben folgende Zielsetzungen:

- Die mit Hilfe der Feldberechnungen ermittelte Erosionsgefährdung der Ackerböden soll unter kontrollierten Laborbedingungen überprüft werden.
- Der Vergleich der Ergebnisse aus Feld- und Laborberechnungen gibt Hinweise auf die Bedeutung der Rillen- und der Interill-Erosion als Teilprozesse der flächenhaften Abspülung.
- Durch die Beregnung eines lufttrockenen und eines vorbefeuchteten Saatbettes sowie einer Verschlämmungskruste wird der Einfluß der Oberflächenbeschaffenheit auf die Flächenerosion über ein breites Bodenartenspektrum untersucht.
- Messungen zur Aggregatstabilität sollen den Strukturzustand des Krümmenmaterials zum Zeitpunkt der Probenahme und unter den gewählten Versuchsbedingungen charakterisieren.

2. Methoden und erste Ergebnisse

2.1 Regensimulation

Die Eigenschaften der simulierten Starkregen entsprechen den in den Feldversuchen gewählten Bedingungen (Intensität: 40 mm/h, Beregnungsdauer: 90 min). Erste Laborberegnungen wurden mit dem auch in den Feldexperimenten eingesetzten Bonner Regensimulator durchgeführt. Für die weiteren Experimente ist ein neuer Regner im Bau, welcher über eine oszillierende Düsenbewegung Starkregen simuliert. Die Niederschlagsintensität kann über die Länge der Beregnungspausen gesteuert werden und ist frei programmierbar.

*Institut für Bodenkunde der Universität, Nußallee 13, D-53115 Bonn

2.2 Messungen zu Regentropfenerosion, Oberflächenabfluß und Bodenabtrag

Das Krumenmaterial wird in vier Bodenkästen der Größe 50x98x30 cm (Parzellengröße 0,49 m²) gefüllt und auf eine Lagerungsdichte von 1,3 bis 1,5 g/cm³ verdichtet. Auf den verdichteten Bodenkörper werden lufttrockene Aggregate durch ein Sieb der Maschenweite 2,5 cm aufgetragen, um ein mittleres bis feines Saatbett zu erhalten. Zur Verringerung von seitlichen Plansch- und Spritzwasserausträgen werden die vier Bodenkästen nebeneinandergestellt und als Wiederholungen bei einer Neigung von 9 % gleichzeitig beregnet. Bei einigen Ackerböden wird zusätzlich die Hangneigung des Feldversuches eingestellt.

Messungen der Regentropfenerosion erfolgen über vier, an den Rändern der Bodenoberflächen angebrachte "Splashboards" der Größe 30x50 cm. Oberflächenabfluß und Bodenabtrag werden über Abflußrinnen aufgefangen und gravimetrisch ermittelt. Für alle Parameter beträgt das Meßzeitintervall 5 min.

Vor bzw. nach den Beregnungsversuchen werden folgende weitere Einflußgrößen erfaßt: Aggregatgrößenverteilung im Saatbett, Bodenrauigkeit (Mikroprofilmeßgerät und "Kettchenmethode"), Bodenfeuchte in 0-1 cm Tiefe (gravimetrisch), Bodenwasserspannung in 10 und 17 cm Bodentiefe (mit Einstichtensometern), Sickerwassermenge.

2.3 Die Beregnungsvarianten

Aufgrund der Vielzahl der zu untersuchenden Standorte können nur zwei Varianten mit unterschiedlicher Bodenfeuchte und eine Variante mit Vorverkrustung untersucht werden. Auf die Beregnung eines lufttrockenen Saatbettes (Variante "lufttrocken") schließt sich nach Trocknung der Bodenoberfläche die Beregnung der entstandenen Verschlammungskruste an (Variante "lufttrockenverschlämmt"). Nach Entfernen der hieraus resultierenden Kruste und Auftragen neuer Aggregate wird das Saatbett kapillar aufgesättigt und erneut beregnet (Variante "vorbefeuchtet").

Beispielhaft werden die Ergebnisse der Beregnungsversuche zum Standort **Lippstadt** (Bodentyp: Gley-Braunerde; Bodenart sIU: 33,7 % Sand, 53,9 % Schluff, 12,4 % Ton; pH(CaCl₂): 6,2; C_{org}: 1,14 %) in der Abbildung 1 wiedergegeben.

- Die Variante **lufttrocken** zeigt einen starken Anstieg der Regentropfenerosion, der durch ein schnelles Zerfallen der Aggregate infolge raschen Befeuchtens hervorgerufen wird. Das anschließende Abflachen des Kurvenverlaufs weist auf eine beginnende Verfestigung der sich bildenden Verschlammungsschicht hin. Oberflächenabfluß und Bodenabtrag steigen parallel an und münden in ein sich andeutendes Plateau, welches das Erreichen der Endinfiltrationsrate und eines Gleichgewichtszustandes der Sedimentfracht anzeigt. Dies spiegelt sich auch im Kurvenverlauf der Sedimentkonzentration wider. Im Variantenvergleich sind die Gesamtmengen der Regentropfenerosion hoch (75,6 g), der Gesamtabfluß erreicht die geringsten Werte (13,4 l), liefert aber bei einer mittleren Sedimentkonzentration von 38,9 g/l einen Gesamtabtrag von 538 g.

- Die Variante **lufttrocken verschlämmt** weist gleichbleibend hohe Werte der Regentropfenerosion auf (Gesamtablösung 77,5 g), einen früh einsetzenden Oberflächenabfluß (Gesamtabfluß 35 l) mit der höchsten mittleren Sedimentkonzentration von 49,5 g/l und folglich den höchsten Bodenabtrag von insgesamt 1756 g. Der Rückgang von Sedimentkonzentration und Bodenabtrag wird durch die Verfestigung der verschlammten Bodenoberfläche verursacht. Die maximalen Abflußraten der Krustenvariante erreichen ein deutlich höheres Niveau als die der trockenen aggregierten

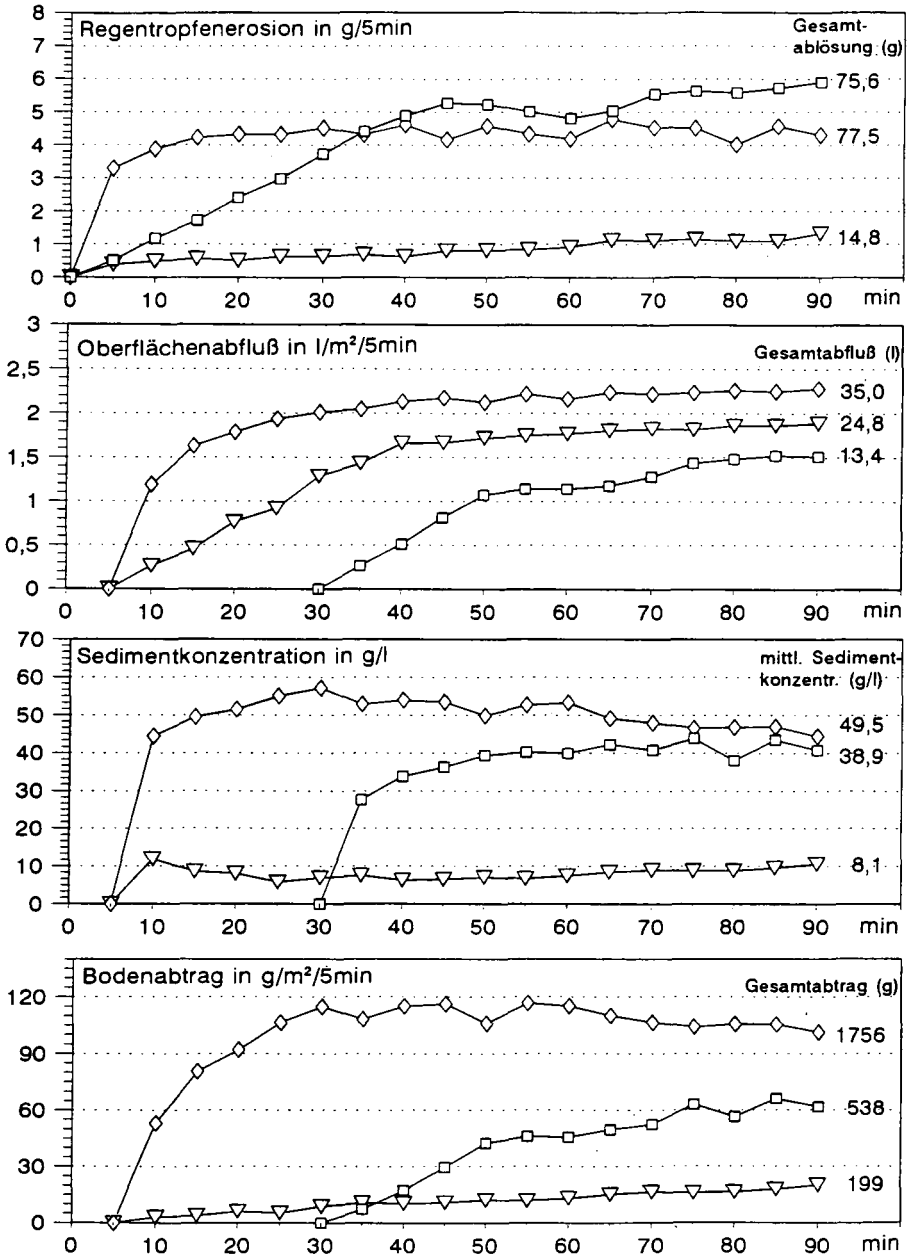


Abb. 1: Erosionsdynamik der lufttrockenen (□), der lufttrocken-verschlämmten (◇) und der vorbefeuchteten (▽) Variante des Standortes Lippstadt bei 90 min Beregnungsdauer (Int.: 40mm/h)

Bodenoberfläche. Die somit geringeren Endinfiltrationsraten werden vermutlich durch ein erneutes Verstopfen von Poren infolge Einregelung von Feinpartikeln verursacht.

Die hohen Ablösungs- und Abtragsbeträge der trockenen Varianten sind auf einen durch schnelles Befeuchten ausgelösten starken Aggregatzerfall bzw. auf das verstärkte Absprengen von Bodenteilchen aus der Kruste zurückzuführen, welche vor allem durch den Prozeß der Luftsprennung hervorgerufen werden (POTRATZ 1993).

- Bei der Variante **vorbefeuchtet** setzt frühzeitig Oberflächenabfluß ein, welcher wegen eines geringen hydraulischen Gradienten zum Unterboden mit 24,8 l eine, im Vergleich zur lufttrockenen aggregierten Variante, wesentlich höhere Summe erreicht. Aufgrund sehr niedriger Ablösung durch Regentropfenerosion werden aber nur geringe Mengen an transportierbaren Bodenpartikeln für den Oberflächenabfluß bereitgestellt. Die folglich geringe mittlere Sedimentkonzentration (8,1 g/l) erzielt mit einem Gesamtabtrag von 199 g nur ca. 1/9 des Bodenabtrages der Variante "trocken verschlämmt". Feuchte Aggregate erweisen sich somit als widerstandsfähiger gegenüber aggregatzerstörenden Kräften, wie schon mehrmals berichtet wurde (HENK 1989, ROTH 1992, AUERSWALD 1993).

2.4 Messungen zur Aggregatstabilität

Als Methoden werden der Perkulationsabfall, die Beregnungsstabilität trockener und vorbefeuchteter Aggregate und die Stabilität in Ethanol-Wasser-Gemischen ausgewählt, da sich die Analysenwerte gut mit Ergebnissen aus Beregnungsexperimenten korrelieren ließen (KAINZ & WEISS 1988).

In den bisher durchgeführten Untersuchungen mit neun Ackerböden konnte jedoch noch kein klarer Zusammenhang zwischen den Messungen der Aggregatstabilität und den in den Laborberegnungen erfaßten Parametern festgestellt werden. Dies ist auf die geringe Probenanzahl zurückzuführen, außerdem liegen große Substratunterschiede vor. Eine umfassende Diskussion kann erst nach Bearbeiten eines größeren Probenkollektivs erfolgen.

3. Danksagung

Wir danken dem Minister für Umwelt, Raumordnung und Landwirtschaft des Landes Nordrhein-Westfalen verbindlichst für die großzügige Finanzierung der Feld- und Laboruntersuchungen.

Literatur

- AUERSWALD, K. (1993): Bodeneigenschaften und Bodenerosion - Wirkungswege bei unterschiedlichen Betrachtungsmaßstäben. - Relief, Boden, Paläoklima 8, 208 S.
- HENK, U. (1989): Untersuchungen zur Regentropfenerosion und Stabilität von Bodenaggregaten. - Landschaftsgenese u. Landschaftsökologie 15, 198 S.
- KAINZ, M. & M. WEISS (1988): Eignung verschiedener Aggregatstabilitätsmethoden zur Charakterisierung der Erosionsanfälligkeit. - Mitteilgn. Deutsch. Bodenkundl. Gesellsch. 56, 81-84
- POTRATZ, K. (1993): Bedeutung von Feuchte und Struktur der Bodenoberfläche für die Bodenerosion. - Bonner Bodenkundl. Abh. 11, 74 S.
- ROTH, C. (1992): Die Bedeutung der Oberflächenverschlämmung für die Auslösung von Abfluß und Abtrag. - Bodenökologie u. Bodengenese 6, 179 S.

**Untersuchungen zur vertikalen P-Verlagerung
erodierter und kolluvialer Ackerböden**

von

Lademann, H. und R. Pöthig⁺

Die Untersuchungen der letzten Jahre haben gezeigt, daß in Abhängigkeit von der Beschaffenheit und der Landnutzung von Gewässereinzugsgebieten im Lockergesteinsbereich 25 bis 80% der gesamten P-Belastung der Gewässer aus diffusen Einträgen resultieren (Erosion, P-Auswaschung). In der Uckermark sind die diluvialen landwirtschaftlich genutzten Böden der kuppigen Endmoränenlandschaft aufgrund von Reliefdifferenzierung stark erodiert. Im Laufe der Jahre haben sich unter den Hängen kolluviale Teppiche gebildet. Auf den Kuppen sind dagegen die ersten Bodenhorizonte stark abgetragen. Wie bekannt, gelangt das erodierte Bodenmaterial in die V-fluter, damit wird der Phosphor neben anderen Stoffen in die Oberflächengewässer transportiert. Unberücksichtigt in den bisherigen Untersuchungen blieben dagegen die Fragen der vertikalen P-Verlagerung in den erodierten und kolluvialen Böden und ihres Anteils an den diffusen P-Einträgen in die Gewässer des Lockergesteinsbereiches. Erste Aufschlüsse darüber sollen durch Untersuchungen des in den Bodenhorizonten akkumulierten Phosphors und der P-Sorptionsfähigkeit der erodierten und kolluvialen Böden erzielt werden.

Die Untersuchungen erfolgten auf landwirtschaftlich genutzten Flächen mit Wintergetreide und Futterrüben im Einzugsgebiet des Seelücker Sees am Beispiel zweier Hangprofile (Abb.1). Die Erosionsgefährdungsstufe der untersuchten Hänge liegt nach FRIELINGHAUS & RATZKE (1992) bei 4. Das sind durch Erosion sehr stark gefährdete Ackerböden.

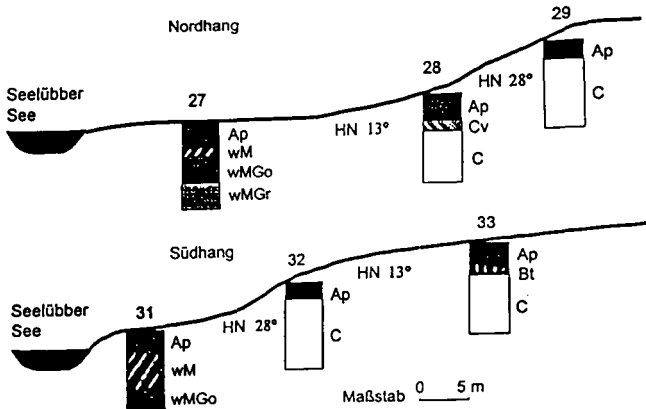


Abb. 1: Schematische Darstellung untersuchter Bodenprofile

⁺ Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei im Forschungsverbund Berlin e.V., Müggelseedamm 260, D-12587 Berlin

Die Bodentypen und die ermittelten chemischen und physikalischen Parameter der Proben beider Hangprofile sind in Tabelle 1 zusammengefaßt.

Tabelle 1: Ermittelte Bodenparameter untersuchter Bodenprofile

Bodenschurf Nr. und Bodentyp	Tiefe, cm	Bodenhorizonte	pH-Wert	Ges.-P-Gehalt,	Ges.-Fe-Gehalt,	Ca/Mg-Gehalt,	Glühverlust,	Feinbodenanteil,
				mg/kg	mg/kg	%		
29 Para- rend- zina	0-30	Ap	7,6	448	14055	4,7	3,1	17,8
	30-75	C	7,8	346	14754	5,7	2	17,9
28 Para- rend- zina	0-30	Ap	7,4	521	12262	3,3	5,2	16,5
	30-40	Cv	7,5	444	13939	3,4	3,6	16,9
	40-75	C	7,4	295	14384	1,7	4,3	23,4
27 Gley- Kollu- vium	0-30	Ap	7,4	664	11553	1,5	4,2	14,4
	30-40	wM	7,5	358	9743	1,8	3,1	14,3
	40-80	wMGo	7,4	297	8135	1,4	2,4	11,4
	80-100	wMGr	7,4	243	6213	1,1	2	12,4
33 Para- braunerde	0-30	Ap	7,3	492	13155	0,6	5,6	19,3
	30-45	Bt	7,6	393	12795	3,7	6,3	23,2
	45-90	C	7,8	369	12247	6,8	6,3	19,5
32 Para- rend- zina	0-30	Ap	7,5	610	13212	4,6	3,6	19,7
	30-80	C	7,8	339	14578	6,5	2	21,7
31 Gley- Kollu- vium	0-30	Ap	7,4	643	12460	2,2	4	19
	30-70	wM	7,5	501	12709	2	3,2	19,4
	70-100	wMGo	7,6	445	11671	1,9	2,9	13,9

^{*)}M. Frielinghaus (1994), persönliche Mitteilung

Diskussion der Ergebnisse : Die fehlenden Bt-Horizonte in den oberen und mittleren Hangteilen sowie die horizontale P-Verteilung in den Humushorizonten der Hangprofile weisen auf einen durch Erosion bedingten Boden- und Nährstoffabtrag hin (Tab. 1).

Die Verteilung des Gesamt-P-Gehaltes mit steigender Bodentiefe (Abb.2) zeigt, daß insbesondere am Südhang eine vertikale P-Verlagerung der erodierten Ackerböden in die tieferen Bodenschichten erfolgt ist (siehe auch LADEMANN & PÖTHIG, 1994). In den C-Horizonten wurden Gesamt-P-Gehalte zwischen 300 und 370 mg/kg nachgewiesen.

Im kolluvialen Bereich des Südhanges sind die unteren Bodenschichten stärker mit Phosphor angereichert (445 mg/kg).

Der wasserlösliche P-Anteil in den Bodenhorizonten (Abb.2) nimmt im allgemeinen mit steigendem Gesamt-P-Gehalt zu. In den C-Horizonten wurden P-Werte zwischen 2,5 und 7 mg/l, in den Ap-Horizonten zwischen 7 und 19 mg/l ermittelt.

Abb.3 und 4 zeigen die P-Sorptionsisothermen der einzelnen Bodenhorizonte des Nord- und des Südhanges. Sowohl die durch Erosion gestörten Bodenhorizonte am Hang als auch die kolluvialen Bereiche am Hangfuß besitzen eine relativ geringe P-Sorptionsfähigkeiten zwischen 50 und 100 mg/kg Boden. Dabei weist die Probe mit der höchsten Wasserlöslichkeit (33,Ap-19 mg/l) auch die niedrigste P-Sorptionsfähigkeit auf. Insgesamt sind die P-Sorptionsfähigkeiten der Bodenhorizonte des Südhanges etwas geringer als die des Nordhanges. Dieses Resultat stimmt mit den am Südhang ermittelten höheren Wasserlöslichkeiten und den in den C-Horizonten akkumulierten höheren Gesamt-P-Gehalten überein.

Die Verteilung der Gesamt-P- und der wasserlöslichen P-Anteile im Kolluvium sowie die niedrige P-Sorptionsfähigkeit weisen auf ein P-Auswaschungsvermögen hin.

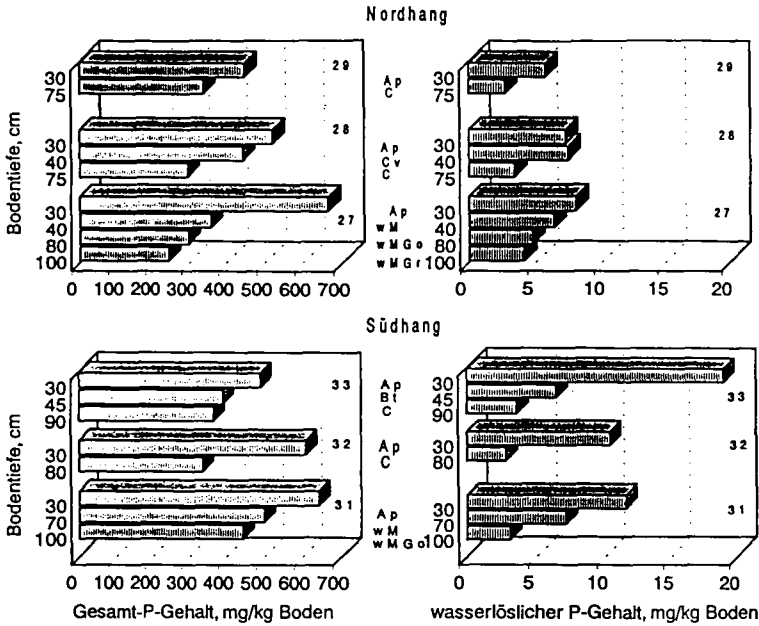


Abb. 2: Vergleich der Gesamt- und wasserlöslichen P-Gehalte erodierter und kolluvialer Ackerböden in den verschiedenen Bodenhorizonten

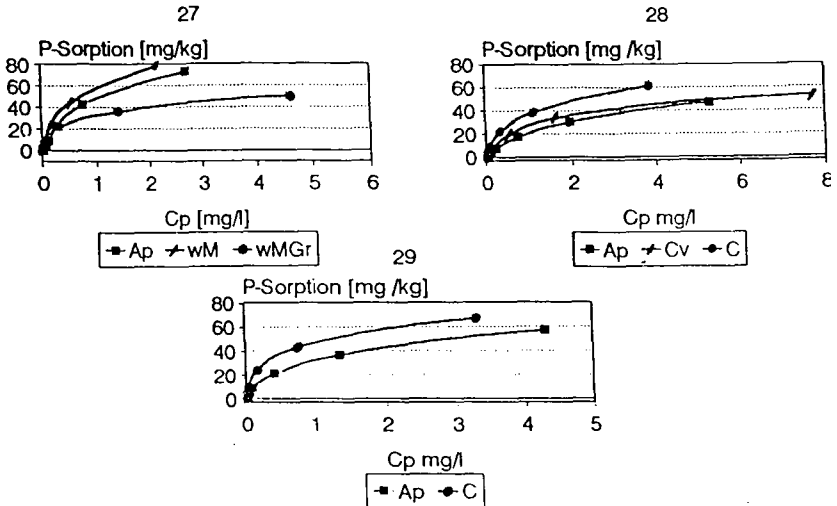


Abb. 3: Phosphor-Sorptionsfähigkeit erodierter und kolluvialer Ackerböden am Nordhang

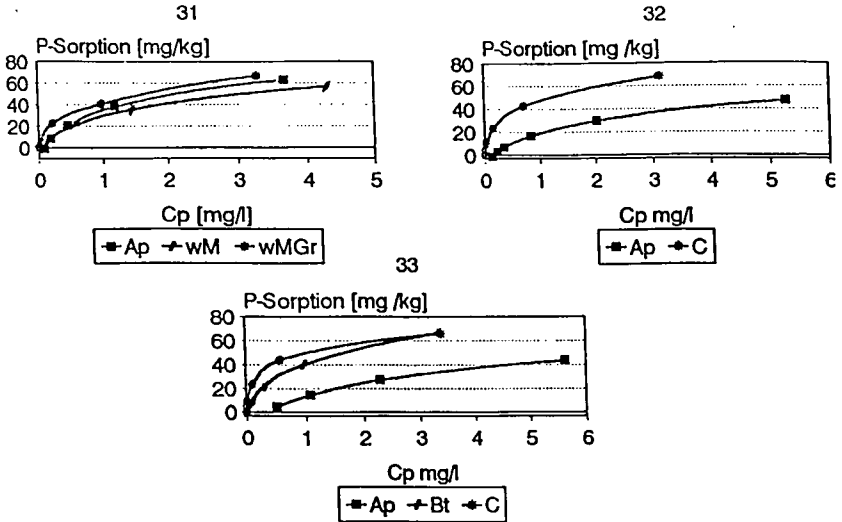


Abb. 4: Phosphor-Sorptionsfähigkeit erodierter und kolluvialer Ackerböden am Südhang

Schlußfolgerungen: In den gestörten erodierten und kolluvialen Ackerböden des Lockergesteinsbereichs verlaufen aufgrund der geringen P-Sorptionsfähigkeit vertikale P-Verlagerungsprozesse neben den erosiven Prozessen.

Die Erosionsprozesse führen zu einer horizontalen Nährstoffverteilung in der Landschaft. Die kolluvialen Ackerböden können dabei als eine Nährstoffsene angesehen werden, deren hohe P-Gehalte aus erosiver Verlagerung und Düngung resultieren. Sie weisen eine niedrige P-Sorptionsfähigkeit und sind bei grundwassernahen bzw. dränierten Standorten eine der Quellen diffuser Stoffeinträge in die Gewässer.

Sowohl die Erosion als auch der vertikale P-Austrag tragen neben anderen Quellen mit dazu bei, daß im Wasser des Seelübbber Sees z.Z. der Untersuchung mit 0,33 mg/l eine sehr hohe P-Konzentration gemessen wurde.

Für die Reduzierung diffuser Stoffeinträge in Gewässer ist es notwendig, neben der Einführung von Erosionsschutzmaßnahmen auch die vertikale P-Verlagerung weiter zu erforschen und Konzepte zu ihrer Verminderung insbesondere im kolluvialen Bereich zu erarbeiten.

Danksagung: Unser besonderer Dank gilt Frau Prof. M. Frielinghaus für die Bereitstellung von Datenmaterial zur Beschreibung der Hangprofile. Für die Durchführung der chemischen Analysen danken wir Frau B. Finck, Frau M. Leu und Frau H. Winkler.

Literatur

Frielinghaus, M. und U. Ratzke, 1992: Kartierung erosionsgefährdeter und -geschädigter Ackerflächen im Einzugsgebiet des Uckersees. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. 65, 72-78.

Lademann, H. und R. Pöthig, 1994: Untersuchungen zur Phosphorbelastung, Phosphorverlagerung und Phosphorsorptionsfähigkeit dräniert Agrarflächen als Beitrag zum Gewässerschutz. Vom Wasser, 82, 323-334.

Abschätzung der Gewässerbelastung durch Erosion im Kanton Bern (Schweiz)

von

Prasuhn, V. und M. Braun*

1. Einleitung

Für 20 hydrologische Einzugsgebiete im Kanton Bern (Schweiz) wurden mit Hilfe eines Stoffflussmodells die Phosphor- und Stickstoffverluste aus diffusen Quellen in die Gewässer abgeschätzt und den Stofffrachten aus punktuellen Quellen gegenübergestellt (PRASUHN & BRAUN 1994). Dazu wurden in jedem Gebiet die Wasserflüsse (Oberflächenabfluss, Drainagenabfluss, Grundwasserabfluss) und die Stoffverluste (Abschwemmung, Erosion, Auswaschung, Drainagenverluste und 'Diverse diffuse Direkteinträge') gemeinde-weise für verschiedene Landnutzungen auf der Grundlage arealstatistischer Daten berechnet. Die Einzugsgebiete lassen sich vier geographischen Regionen (Alpine Region, Voralpine Region, Mittelland, Jura) zuordnen. Entsprechend liegen bezüglich Klima, Böden, Landnutzung etc. sehr unterschiedliche Verhältnisse vor (Tab. 1). Die Einzugsgebietsgrößen schwanken zwischen 40 ha und 1100 ha. Im folgenden werden speziell die für die Erosion getroffenen Annahmen und Ergebnisse der Gesamt-Phosphorverluste dargestellt.

Region	Wald (%)	Grasland (%)	Ackerland (%)	Unproduktiv (%)	Siedlung (%)	Niederschlag (mm)
Alpine Region	25	32	<1	40	2	1900
Voralpine Region	38	46	7	4	5	1471
Mittelland	31	31	25	1	12	1213
Jura	49	34	10	1	6	1459

Tab. 1: Durchschnittliche Landnutzungsverhältnisse und mittlere Jahresniederschläge in den vier Regionen.

2. Methodik

Es wurde zwischen der durch den Menschen verursachten, nutzungsbedingten Bodenerosion auf Ackerland und einer mehr oder weniger 'Natürlichen Erosion' (fluviale Erosion, Verwitterungsprozesse, Rutschungen, Erosion unter Wald und Grasland sowie auf Skipisten und Wanderwegen etc.) unterschieden.

Die Abschätzung der Materialumlagerung durch **Bodenerosion auf Ackerland** stützt sich auf Literaturdaten, die aus mehrjährigen Feldmessungen (Erosionsschadenskartierungen, Feldkastenmessungen) in der Schweiz resultieren (z.B. MOSIMANN et al. 1991, PRASUHN 1991). Mittels Analogieschlüssen wurden die dort gemessenen, mittleren Jahresabträge auf die Einzugsgebiete übertragen, wobei die Verteilung des Ackerlandes auf Hangneigungsstufen, die Erosivität der Niederschläge und die Erodibilität der Böden als Beurteilungskriterien herangezogen wurden. Auf Ackerflächen in Ebenen (0-3%) wurden $0 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{y}^{-1}$, in mittleren Hanglagen (3-16%) $1.0 - 1.5 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{y}^{-1}$ und in starken Hanglagen (>16%) $1.3 - 1.9 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{y}^{-1}$ als mittlere Bodenumlagerungsmengen für die verschiedenen Einzugsgebiete angenommen. Aufgrund der Erosionsschadenskartierungen wurde der Anteil an Erosionsmaterial, der direkt oder indirekt über die Strassenkanalisation in ein Gewässer gelangt, für alle Gebiete mit 20% angenommen. Der Phosphorgehalt des Oberbodens des Ackerlandes wurde aus dem Gehalt an pflanzenverfügbarem Phosphor (CO_2 -gesättigtes Wasser), für den umfangreiche Laboranalysen vorlagen, berechnet. Werte zwischen $500 \text{ mg P} \cdot \text{kg}^{-1}$ und $1100 \text{ mg P} \cdot \text{kg}^{-1}$ ergaben sich in Abhängigkeit von Bodenart und Intensität landwirtschaftlicher Nutzung (Düngung) für die Ackerböden der verschiedenen Einzugsgebiete. Die Phosphoranreicherung im Erosionsmaterial wurde nach der Formel: Anreicherung = $(2.53 \times \text{mittlerer Abtrag}^{-0.21}) \times 0.75$ berechnet.

* Eidg. Forschungsanstalt f. Agrikulturchemie u. Umwelthygiene (FAC), Gewässerschutz, CH-3097 Liebfeld-Bern

	Bodenerosion auf Ackerland					Natürliche Erosion			
	Materialum- lagerung auf Ackerland [t·y ⁻¹]	Materialum- lagerung auf Ackerland [t·ha ⁻¹ ·y ⁻¹]	Materialertrag ins Gewässer vom Ackerland [t·y ⁻¹]	P-Eintrag ins Gewässer vom Ackerland [kg·y ⁻¹]	P-Eintrag ins Gewässer vom Ackerland [kg·ha ⁻¹ ·y ⁻¹]	Materialeintrag ins Gewässer vom Gesamtgebiet [t·y ⁻¹]	P-Eintrag ins Gewässer vom Gesamtgebiet [kg·y ⁻¹]	P-Eintrag ins Gewässer vom Gesamtgebiet [kg·ha ⁻¹ ·y ⁻¹]	
Alpine Region									
Aare Oberhasli	31	0.8	6	9	0.24	244678	97871	1.80	
Lütschine	12	0.6	2	4	0.21	157469	62987	1.60	
Kander/Simme	142	1.0	28	39	0.27	431838	172735	1.60	
Brienz./Thun. See	186	0.9	37	53	0.24	62587	25035	0.80	
Voralpine Region									
Zulg	312	1.0	62	112	0.37	8875	3550	0.40	
Rotache	529	1.2	106	185	0.41	2035	814	0.20	
Chise	1388	1.3	278	474	0.44	2060	824	0.12	
Gürbe	2203	1.0	441	795	0.36	5860	2344	0.19	
Sense	3149	1.0	630	1131	0.37	17377	6951	0.20	
oberes Emmental	1118	1.1	224	309	0.30	25791	10316	0.24	
Mittelland									
Aare Thun - Bern	3752	1.1	750	1319	0.39	2951	1181	0.08	
Worbte	2148	1.5	430	752	0.51	1266	506	0.08	
Aare Bern - Hagneck	7743	1.2	1549	3100	0.49	4393	1757	0.08	
unteres Emmental	12595	1.1	2519	5154	0.45	11991	4797	0.10	
Oenz	2795	1.3	559	840	0.38	1822	729	0.08	
Langete	3493	1.2	699	1061	0.36	5818	2327	0.16	
Aare Biel -Murg.	16655	0.9	3331	5116	0.29	16368	6547	0.11	
Jura									
Bieler See	3246	1.0	649	942	0.29	3478	1043	0.07	
Schüss	1145	1.0	229	216	0.19	5404	1621	0.07	
Birs	1169	1.2	234	213	0.19	4945	1483	0.07	
Gesamt	63804	1.07	12761	21824	0.37	1017006	405418	0.68	

Tab. 2: Ergebnisse der Abschätzung der Phosphoreinträge durch Erosion in die Gewässer der verschiedenen Einzugsgebiete.

Diffuse Gesamt-Phosphorverluste (%)

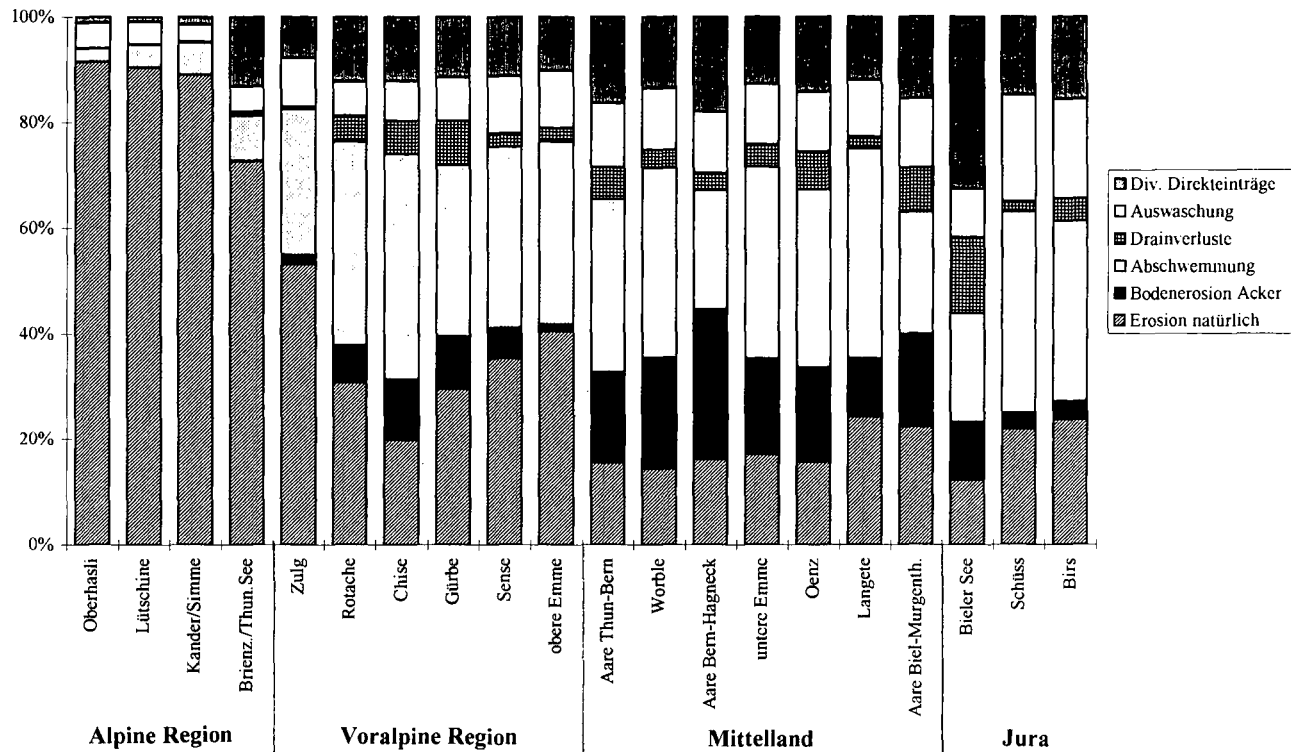


Abb. 1: Prozentuale Anteile der Phosphorverluste durch Erosion an den gesamten diffusen Phosphorverlusten.

Für die Abschätzung der 'Natürlichen Erosion' lagen keine Literaturdaten aus Feldmessungen vor. Die Verluste in die Gewässer wurden aus der Schwebstofffracht in den Gewässern (nach Abzug des Materialeintrags durch Bodenerosion von Ackerland) geschätzt. Die Werte schwanken zwischen $4.5 \text{ t ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ (Alpine Region) und $0.2 \text{ t ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ (Mittelland), bezogen auf die Gesamteinzugsgebietsfläche. Die angenommenen Phosphorgehalte des Materials von 300 bis 400 mg P kg^{-1} orientieren sich an Literaturdaten von Schwebstoffgehalten alpiner Flüsse und den Phosphorgehalten der Ausgangsgesteine. Die getroffenen Annahmen für die 'Natürliche Erosion' sind mit grossen Unsicherheiten behaftet.

3. Ergebnisse

Die Materialumlagerung durch Bodenerosion auf Ackerland beträgt im Mittel knapp über $1 \text{ t ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ (Tab.2). Dies ergibt bei insgesamt ca. 60 000 ha Ackerland für die 20 Einzugsgebiete ca. $64\,000 \text{ t y}^{-1}$. Ca. $13\,000 \text{ t y}^{-1}$ gelangen davon in die Gewässer; der grösste Teil im ackerbaulich am intensivsten genutzten Mittelland. Der Phosphoreintrag in die Gewässer liegt - bezogen auf die Ackerfläche - im Mittel bei ca. $0.4 \text{ kg P ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ (zwischen rund $0.2 \text{ kg P ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ im Jura und $0.5 \text{ kg P ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ im Mittelland).

Die 'Natürliche Erosion' erreicht - bezogen auf die Gesamtfläche - im Mittel $0.7 \text{ kg P ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$, wobei in der Alpen Region mit bis zu $1.8 \text{ kg P ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ extrem hohe Werte auftreten. Über alle 20 Einzugsgebiete gesehen beträgt der Anteil der 'Natürlichen Erosion' ca. 95% am gesamten Phosphoreintrag in die Gewässer durch Erosion. Hierbei handelt es sich allerdings überwiegend um mineralischen, nicht eutrophierungswirksamen Phosphor, der zur natürlichen Hintergrundlast zu rechnen ist. Nur in einigen Mittellandgebieten ist der Phosphoreintrag durch Bodenerosion von Ackerland höher als derjenige durch 'Natürliche Erosion'.

In Abb. 1 werden die prozentualen Anteile der Gesamt-Phosphorverluste durch Erosion an den gesamten diffusen Gesamt-Phosphorverlusten dargestellt. In der **Alpinen Region** stellt die 'Natürliche Erosion' mit über 90% den dominanten diffusen Eintragungspfad in die Gewässer für Gesamt-Phosphor dar. Bodenerosion von Ackerland tritt aufgrund minimaler Ackerflächen kaum auf (<1%). In der **Voralpinen Region** sind die 'Natürliche Erosion' mit ca. 40% und die Abschwemmung (vor allem Gülleabschwemmung von Grasland) mit ca. 35% die grössten Belastungsquellen. Die Bodenerosion von Ackerflächen trägt nur mit 1% bis 11% zur diffusen Gesamt-Phosphorbelastung bei. Im **Mittelland** überwiegt die Abschwemmung mit ca. 30%. Die 'Natürliche Erosion' erreicht hier rund 20%, die Bodenerosion von Ackerflächen einen Anteil zwischen 11% und 29% der diffusen Gesamt-Phosphorverluste. Im **Jura** überwiegt die Abschwemmung mit 33%. Die 'Natürliche Erosion' erreicht rund 20%. Die Bodenerosion von Ackerflächen trägt nur mit 3% bis 11% zur diffusen Gesamt-Phosphorbelastung bei.

Eine Überprüfung der berechneten diffusen Gesamt-Phosphorverluste erfolgte über einen Vergleich mit den am jeweiligen Einzugsbebietsausgang gemessenen, mittleren jährlichen Gesamt-Phosphorfrachten (unter Berücksichtigung der punktuellen Gesamt-Phosphorfrachten).

4. Fazit

Die Abschätzung der Phosphorverluste aus diffusen Quellen in die Gewässer im Kanton Bern hat ergeben, dass eine Gewässerbelastung durch Bodenerosion von Ackerflächen nur im Mittelland eine Rolle spielt. Die Gülleabschwemmung von Grasland ist aber auch hier, wie in allen anderen Gebieten, der grösste diffuse anthropogene Eintragungspfad. Die natürliche Hintergrundlast (überwiegender Eintragungspfad ist die 'Natürliche Erosion') ist vor allem in der Alpen und Voralpinen Region sehr gross. Auf der Grundlage dieser Ergebnisse werden in einem Folgeprojekt gezielte, regional angepasste Verminderungsstrategien zur Verringerung der diffusen Phosphorverluste konzipiert und Vorschläge zu deren Umsetzung unterbreitet.

Literatur

- MOSIMANN, T. et al. (1991): Erosionsbekämpfung in Ackerbaugebieten. - Themenbericht d. Nationalen Forschungsprogrammes 'Nutzung des Bodens in der Schweiz', Liebefeld-Bern, 187 S.
- PRASUHN, V. (1991): Bodenerosionsformen und -prozesse auf tonreichen Böden des Basler Tafeljura (Raum Anwil, BL) und ihre Auswirkungen auf den Landschaftshaushalt. - Physiographica 16, Basel, 372 S.
- PRASUHN, V. & M. BRAUN (1994): Abschätzung der Phosphor- und Stickstoffverluste aus diffusen Quellen in die Gewässer des Kantons Bern. - FAC-Schriftenreihe 17, Liebefeld-Bern, 113 S. + Anhang 100 S.

Die Bedeutung von Mikrorelief und Bodenfeuchte an der Oberfläche für den Oberflächenabfluß

von

Rudolph, A.¹, N. Fohrer² und K. Helming³

1. Einleitung und Ziele

Das Mikrorelief eines brachliegenden Bodens hat im Hinblick auf die Flächenerosion durch Wasser einen großen Einfluß auf die Infiltration-Abfluß-Beziehung. Die verschlammungsbedingte Abnahme der Infiltration wird umso länger verzögert, je größer die Aggregate an der Bodenoberfläche, d.h. je größer das Mikrorelief ist (FRIELINGHAUS 1988). Dieser Zusammenhang hat umso mehr Bedeutung, je stabiler das Mikrorelief gegenüber dem Niederschlag ist.

Ziele des vorgestellten Projektes sind die Quantifizierung der Mikroreliefveränderungen durch den Niederschlag sowie die Quantifizierung des Mikroreliefeinflusses auf den Oberflächenabfluß bei Böden unterschiedlicher Strukturstabilität mit verschiedenen Mikroreliefausformungen sowie Bodenfeuchten an der Oberfläche.

2. Material und Methoden

Es wurden Beregnungsversuche im Labor mit einem Kapillarregner durchgeführt.

Die Beregnungskästen wurden über Siebe mit Material aus dem Ap-Horizont aufgefüllt. Es wurden die Mikroreliefstufen *fein* (größte Aggregatfraktion 15 mm), *mittel* (größte Aggregatfraktion 25 mm) und *grob* (größte Aggregatfraktion 50 mm) bei den Anfangsfeuchten *trocken* (2 - 4 Gew. % H₂O in den oberen 0 - 2 cm) und *feucht* (14 - 20 Gew. % H₂O in den oberen 0 - 2 cm) über 2 h mit einer Niederschlagsintensität von 30 mm/h beregnet. Alle Varianten hatten eine Hangneigung von 5 %. Es wurden drei Wiederholungen durchgeführt. Der Abfluß wurde aus einem 0,2 m² großen Innenbereich (40 x 50 cm) gemessen. Die Ausformung des Innenbereichs wurde jeweils vor und nach der Beregnung mit einem Laserreliefmeter mit einem Meßpunktabstand von 2 mm abgescannt. In Tab. 1 sind die Kennwerte der untersuchten Böden dargestellt.

Tab. 1: Kennwerte der untersuchten Böden

Bodentyp/ Ausgangsmaterial	Boden- art	S (%)	U (%)	T (%)	C-org. (% C)	Carbonat (%CaCO ₃)	pH-Wert (in CaCl ₂)
Braunerde-Kolluvium/ Geschiebemergel	sL	51,7	28,7	19,6	1,30	n.n.	6,50
Pseudogley / Löß	uL	7,2	63,3	29,5	2,25	0,32	5,60
Parabraunerde / Löß	tU	2,3	81,0	16,7	1,24	0,40	7,30

¹ Inst. f. Landschaftsbau, FG Wasserhaushalt und Kulturtechnik, TU-Berlin, Albrecht-Thaer Weg 2, 14195 Berlin

² Inst. f. Ökologie, FG Bodenkunde, TU-Berlin, Salzufer 11-12, 10587 Berlin

³ Inst. f. Bodenforschung, Zentrum f. Agrarlandschafts- u. Landnutzungsforschung, Eberswalder-Str. 84, 15374 Müncheberg

3. Auswertung der Mikroreliefdaten

Zur Quantifizierung der Mikroreliefveränderungen durch den Niederschlag wurden die Mikroreliefindizes spezifische Oberfläche (Quotient Oberfläche/Grundfläche) und Random Roughness Coefficient (RRC) nach CURRENCE & LOVELY (1970) berechnet. Der RRC stellt die Standardabweichung der geglätteten Höhenwerte dar.

Zur Quantifizierung des Mikroreliefeinflusses auf den Oberflächenabfluß wurde die effektive Niederschlagsenergie ermittelt. Sie stellt den Anteil an der kinetischen Niederschlagsenergie dar, der beim Tropfenaufprall der Normalkomponente der Aufprallkraft - bezogen auf die Oberfläche - entspricht (HELMING 1992).

4. Ergebnisse

4.1 Mikroreliefveränderungen

Die Abb. 1 verdeutlicht, daß eine Zunahme der Vergrößerung des Mikroreliefs durch große Aggregate an der Bodenoberfläche bei allen Böden zu einer Abnahme der Einebnung durch den Niederschlag führt. Es kommt zu keinem Angleich der unterschiedlichen Mikroreliefausformungen. Nach dem Niederschlag ist das Oberflächenverhältnis der groben Mikroreliefstufe immer noch größer als das der mittleren Stufe, und dies liegt über dem der feinen Ausformung. Die Mikroreliefveränderungen bezogen auf die Bodenart zeigen folgende Reihenfolge: $sL > uL > tU$.

Mit Vergrößerung des Mikroreliefs nimmt die Oberfläche zu, dadurch sinkt die Regentropfenfrequenz, also die Anzahl der Tropfen / Fläche und Zeit und es kann weniger Bodenmaterial pro Flächeneinheit gelöst werden. Das Verhältnis zwischen Aggregatgröße und abgesprengten Teilchen wird größer.

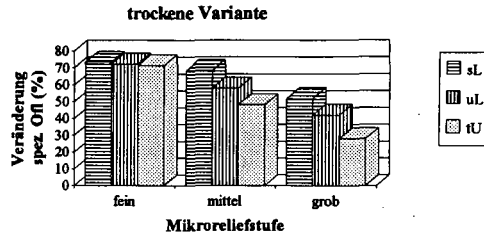


Abb. 1: Relative Veränderung des Mikroreliefindex spezifische Oberfläche (Of; 100 % = vollständige Einebnung) durch Niederschlag exemplarisch für die trockene Variante der untersuchten Böden und Mikroreliefstufen

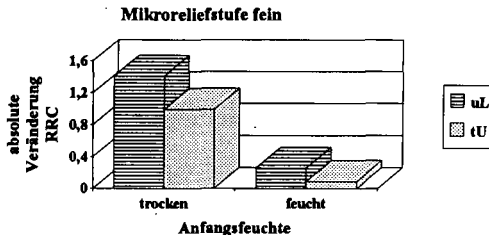


Abb. 2: Absolute Veränderung des Mikroreliefindex RRC durch Niederschlag ($RRC_{vor} - RRC_{nach}$) exemplarisch für die Mikroreliefstufe fein der Böden aus uL und tU

Abb. 2 zeigt am Beispiel des Mikroreliefindex RRC, daß die Mikroreliefveränderungen mit Zunahme der Anfangsfeuchte an der Oberfläche abnehmen. Der Boden aus tU weist auch hier wieder die geringsten Veränderungen auf und zwar bei beiden Anfangsfeuchten.

Bei feuchten Bodenansfangsverhältnissen werden die Aggregate weniger durch Luftverdrängung (Luftsprennung) und Quelldruck beansprucht (HENK 1989). Der initiale Aggregatzerfall wird verzögert. Dadurch bleibt die Oberflächenstruktur länger erhalten, das Mikorelief wird weniger stark eingeebnet.

Aufgrund der Messungen zur Beregnungsstabilität (vgl. FOHRER et al. 1994), die eine deutlich höhere Aggregatstabilität bei dem Boden aus uL zeigen, war davon auszugehen, daß dieser Boden und nicht der Boden aus tU die geringsten Mikoreliefveränderungen aufweisen würde. Dieses unerwartete Ergebnis könnte folgende Ursachen haben: Bei dem Boden aus uL wird das von den Aggregatkuppen abgelöste Material wahrscheinlich nur zu einem geringen Anteil aus der Fläche heraus transportiert, da die Bruchstücke zu groß und schwer sind, um vom Abfluß erfaßt zu werden. Sie verbleiben auf der Bodenoberfläche und füllen die Mulden und Unebenheiten aus, wodurch sich eine Verringerung der spezifischen Oberfläche ergibt. Bei dem Boden aus tU hingegen wird fast das gesamte von den Aggregatkuppen gelöste Material aus der Fläche transportiert, somit ist die Sedimentation in den Mulden und Unebenheiten untergeordnet, und die Verringerung der spezifischen Oberfläche weniger stark ausgeprägt.

Die Abspülungswerte bestätigen diese Hypothese. Sie sind bei dem Boden aus tU deutlich höher als bei dem Boden aus uL (tU Abspülung = $85 \text{ g/m}^2 \text{ OfI} \times \text{Zeit}$, uL Abspülung = $50 \text{ g/m}^2 \text{ OfI} \times \text{Zeit}$; OfI = Oberfläche). Weiterhin ist der GMD (Gewichtete Mittlere Durchmesser) der in der Abspülung enthaltenen Partikel bei dem Boden aus tU signifikant kleiner als bei dem Boden aus uL (tU GMD = 0,09, uL GMD = 0,13). Somit ist die Mikoreliefenebnung nicht so sehr abhängig von der Höhe des Oberflächenabflusses und Sedimentaustrages, sondern die Dynamik der Bodenabspülung durch die Regentropfen spielt eine große Rolle.

4.2 Mikoreliefeinfluß auf den Oberflächenabfluß

Der Einfluß des Mikoreliefs auf den Oberflächenabfluß ist in der Abb. 3 exemplarisch für den Boden aus uL dargestellt.

Der Gesamtabfluß ist umso höher, je feiner das Mikorelief ausgeformt ist, da die feinere Oberfläche schneller eingeebnet wird. Bei gröber werdendem Mikorelief sinkt die Regentropfenfrequenz, es wird weniger Bodenmaterial pro Oberflächeneinheit gelöst, wodurch die Verschlämmung verringert und die Infiltrationsrate weniger stark gesenkt wird. Große Aggregate an der Oberfläche stellen Hindernisse für das abfließende Wasser dar, die Abflußgeschwindigkeit wird reduziert, das Wasser bleibt länger auf der Fläche und kann infiltrieren (LUK 1983).

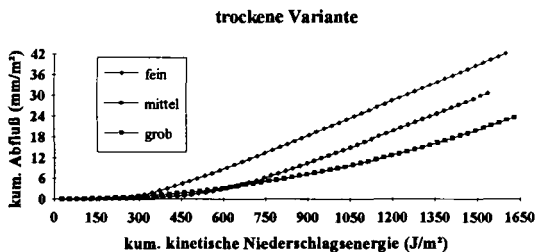


Abb. 3: Abflußsummenkurven der trockenen Variante des Bodens aus uL bezogen auf die kumulierte kinetische Niederschlagsenergie

Die Abb. 4 und 5 zeigen exemplarisch die Abflußsummenkurven des Bodens aus uL bezogen auf die kumulierte effektive Niederschlagsenergie.

Bei trockenen Anfangsfeuchten (Abb. 4) verlaufen die Abflußkurven der verschiedenen Mikoreliefausformungen weitgehend deckungsgleich. Die Unterschiede im Abflußverhalten sind also in erster Linie auf divergierende Oberflächenausformungen zurückzuführen. HELMING (1992) hat diese Überlagerung bereits für einen Boden aus IU nachgewiesen.

Bei feuchten Anfangsverhältnissen verlaufen die Abflußkurven nicht deckungsgleich. Es kommt nur zu einer Annäherung der Abflußkurven, nicht jedoch zu einem Angleich. In diesem Fall ist die Bildung und der Verlauf des Abflusses nicht nur von den Verhältnissen an der Bodenoberfläche, sondern auch von der geringeren Infiltrationskapazität im Boden abhängig. Aus diesem Grund können die Abflußunterschiede nicht wie bei den trockenen Varianten nur auf unterschiedliche Mikroreliefausformungen zurückgeführt werden.

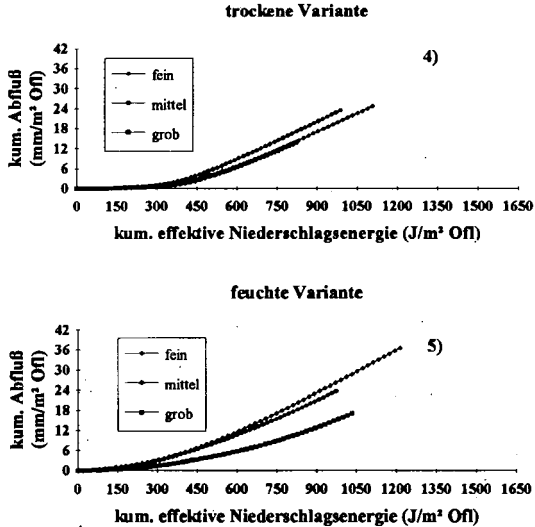


Abb. 4 u. 5: Abflußsummenkurven der trockenen (Abb. 4) und feuchten (Abb. 5) Variante des Bodens aus uL bezogen auf die kumulierte effektive Niederschlagsenergie

5. Zusammenfassung

- Die Mikroreliefveränderungen durch den Niederschlag nehmen mit Vergrößerung des Mikroreliefs und mit Zunahme der Bodenanfängsfeuchte ab;
- Die Böden aus uL und tU weisen geringere Mikroreliefveränderungen auf als der Boden aus sL;
- Der Oberflächenabfluß nimmt mit Vergrößerung des Mikroreliefs ab;
- Die Berücksichtigung der effektiven Niederschlagsenergie führt bei unterschiedlichen Böden und trockenen Anfangsverhältnissen zu einem Angleich der Oberflächenabflüsse, bei feuchten Anfangsverhältnissen jedoch nur zu einer Annäherung der Oberflächenabflüsse.

6. Literatur

- CURRENCE, H.D.; LOVELY, W.G. (1970): The analysis of soil surface roughness, Trans ASAE 13, 710-714
- FOHRER, N.; RUDOLPH, A.; ROTH, C.H. (1994): Auswirkung der Bodenart und Bodenfeuchte im oberflächennahen Bereich auf die Bodenablösungsdynamik von drei Modellböden, Mitt. Deutsch. Bodenkundl. Gesellsch., im selben Bd.
- FRIELINGHAUS, M. (1988): Charakterisierung der Erosionsdisposition durch physikalische Strukturparameter, Tag.-Ber., Akad. Landwirtsch.-Wiss. (DDR), 269, 517-526
- HELMING, K. (1992): Die Bedeutung des Mikroreliefs für die Regentropfenerosion, Bodenökologie und Bodengese, TU Berlin, Heft 7, 150 S.
- HENK, U. (1989): Untersuchungen zur Regentropfenerosion und Stabilität von Bodenaggregaten, Landschaftsgese und Landschaftsökologie, TU Braunschweig, Heft 15, 198 S.
- LUK, S.H. (1983): Effect of aggregate size and microtopography on rainwash and rainsplash erosion, Z. Geomorph. 27, 283-295

Kartierung und Schätzung aktueller Erosionserscheinungen. Die Anleitung des Fachausschuss "Bodenerosion" des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK)

von

Schaub, D.¹

1. Zweck der Erosionsschadenskartierung

Oberflächenabfluss und Bodenerosion von landwirtschaftlich genutzten Flächen stellen bedeutende Quellen für die Belastung von Oberflächengewässern dar (AUERSWALD & HAIDER 1992). Insbesondere linienhafte Erosionsformen verursachen nicht nur Schäden auf den Nutzflächen selber ("on-site Effekt"), sie überwinden durch die Konzentration des Abflusses auch längere Strecken bis zum nächsten Oberflächengewässer und können dadurch zum Eintrag erheblicher Stofffrachten führen ("off-site Effekt"). Dabei sind Formen des Georeliefs (Hangmulden, Tiefenlinien, Talwege), aber auch Flurstruktur (Schlaggrößen, Bearbeitungsrichtung) und linienförmige Flurelemente (Wege, Gräben, Ackervorgewende) für Richtung, Intensität und Länge der Fließstrecke von Oberflächenabfluss und Bodenabtrag von Bedeutung. Andererseits können vorhandene Pufferflächen (bewachsene Böschungen, Uferstreifen usw.) den Eintrag von Oberflächenabfluss und Erosionsmaterial unter bestimmten Voraussetzungen abbremsen.

Bereits vor Jahrzehnten wurde erkannt, dass das Auftreten von Bodenerosion ein flächenhaft-verbreitetes Phänomen ist, das nur durch Kartiertechniken erfasst werden kann. Die Kartieranleitung soll ermöglichen, Erosionsformen im Gelände zu erfassen und zu quantifizieren, Herkunft und Fließwege des Erosionsmaterials und dessen Eintrittspunkte in Oberflächengewässer zu lokalisieren und dies zusammen mit den mitwirkenden Landschaftselementen und Nutzungssituationen kartographisch darzustellen. Schadenskartierung muss klar von der Gefährdungskartierung unterschieden werden, die mittels Modellansätzen (z.B. der Allgemeinen Bodenabtragsgleichung ABAG) versucht, den potentiellen Abtrag unter bestimmten Standort- und Nutzungsbedingungen zu prognostizieren. Die Schadenskartierung dient dagegen im Sinne einer Ursachenanalyse der nachträglichen Erklärung eines konkreten, aktuell stattgefundenen Erosionsfalles. Beide Verfahren ergänzen sich als Instrumente für die Konzeption von Erosionsschutzmassnahmen in der Landschaft.

¹ Geographisches Institut Universität Basel, Abt. Physiogeographie und Landschaftsökologie, Spalenring 145, CH-4055 Basel, Schweiz

2. Das Verfahren

Der Fachausschuss 4.5 "Bodenerosion" des DVWK befasst sich seit 1992 mit der Erarbeitung einer Anleitung zur Kartierung und Schätzung aktueller Bodenerosionsereignisse. Diese Anleitung beruht auf einem am Geographischen Institut der Universität Basel entwickelten Verfahren (LESER & SCHMIDT 1980, ROHR et al. 1990), widmet sich aber mit dem Blick auf den Schutz von Oberflächengewässern und anderer empfindlicher Teile der Landschaft in direkter Masse den off-site Schäden. Kartiersymbole und aufzunehmende Informationen wurden so gewählt, dass die Ergebnisse in Geographische Informationssysteme (GIS) umsetzbar sind. Der vorliegende Entwurf der Kartieranleitung wird derzeit von Wissenschaftlern und Praktikern in unterschiedlichen Landschaftstypen Mitteleuropas erprobt. Daraus sollen Erkenntnisse über Anwendbarkeit und geeignete Darstellungsweisen, aber auch über Fehler oder Lücken des Verfahrens gewonnen werden.

3. Der Ablauf einer Schadenskartierung

Ein möglicher Ablauf einer Schadenskartierung ist schematisch in Abb. 1 dargestellt. Anwendungszweck und Detaillierungsgrad einer Schadensaufnahme sind masstabsabhängig. Zur Darstellung konkreter Abtragsysteme vor Ort hat sich der Masstab 1 : 5 000 oder grösser bewährt. Im Mittelpunkt der Schadenskartierung steht die Standardisierung der Ansprache der unterschiedlichen Erosions- und Akkumulationsformen. Die dabei zu erfassenden linearen, flächenhaft-linearen und flächenhaften Erosionsformen werden vor allem nach ihren Abmessungen (Länge, Breite, Tiefe) noch weiter differenziert. Unterschieden wird aber auch nach speziellen Erscheinungsformen (z.B. lineare Bodenerosion in Talwegen) oder nach der Anzahl der nebeneinander auftretenden Rillen. Akkumulationen werden vor allem hinsichtlich Fläche und Mächtigkeit gekennzeichnet. Formen des Massenversatzes finden nur insofern Aufnahme, als es sich um entsprechende Formen in landwirtschaftlich genutzten Arealen in hügeligen oder bergigen Lagen oder speziell an Böschungen handelt. Ein Beispiel einer grossmasstäblichen Schadenskartierung zeigt Abb. 2.

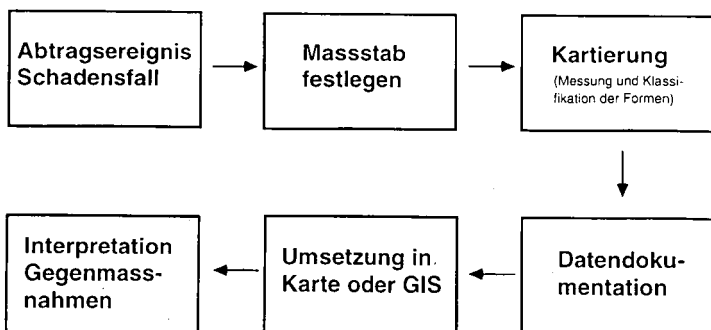


Abb. 1: Schematischer Ablauf einer Schadenskartierung

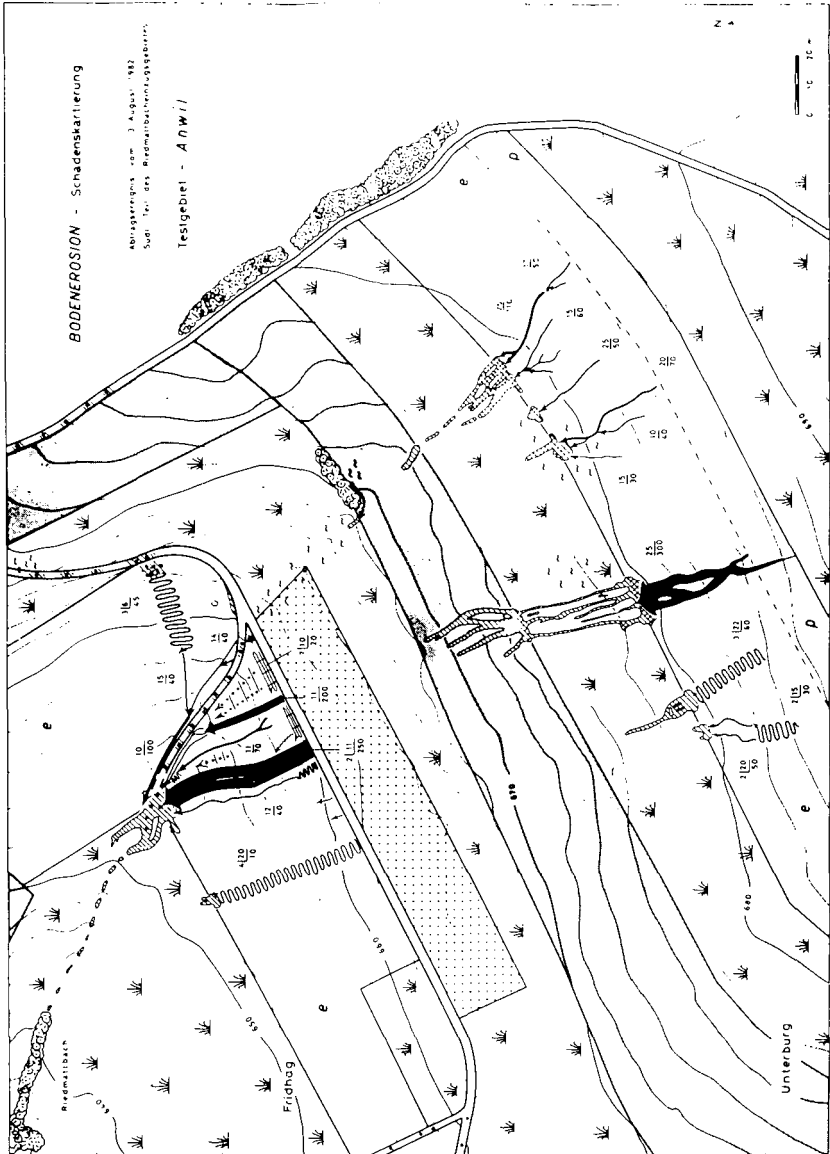


Abb. 2: Beispiel einer Schadenskartierung (nach der Originallegende von LESER & SCHMIDT 1980) aus dem schweizerischen Tafeljura: Durch die Konzentration des Oberflächenabflusses in langgestreckten Hangmulden entstehen Erosionsrillen, die über Schlaggrenzen hinweg das Gewässernetz (Riedmattbach) erreichen (aus: JENNE & STAUSS 1988).

Neben der Legende zur Aufnahme der Erosionsschäden enthält die Anleitung auch Hinweise für die Vorbereitung der Kartierung, beispielsweise eine Checkliste der benötigten Arbeitsunterlagen und -geräte oder Angaben über die Auswirkungen möglicher Fehler bei der Formenansprache im Feld zur Überprüfung und Optimierung des Vorgehens je nach gewünschtem bzw. notwendigem Genauigkeitsgrad. Im weiteren wird anhand konkreter Fallbeispiele die effizienteste Aufnahme von komplexen Erosionssystemen erläutert. Ebenso enthält die Kartieranleitung Hilfsmittel wie Nomogramme zur einfachen Bestimmung des erodierten Bodenvolumens durch Rillenerosion oder Abbildungen zur Abschätzung und Kennzeichnung wichtiger Randbedingungen (Bodenbedeckungsgrad, Oberflächenrauigkeit, phänologische Entwicklungsstadien der Kulturpflanzen etc.).

Wie einleitend erwähnt wird Bodenerosion als Prozess im Landschaftsökosystem betrachtet. Zur Erfassung und Auswertung der relevanten landschaftsökologischen Randbedingungen dienen Dokumentationsformulare mit verschiedenen Datenblöcken, die gleichzeitig mit der Kartierung ausgefüllt werden. Die Schadensdokumentation enthält Angaben, die auf der Karte nicht sinnvoll wiedergegeben werden können oder zur einer Überlastung des Kartenbildes führen würden und sie dient - quasi als Gedächtnisstütze - einer vergleichbaren und vollständigen Aufnahme der erosionssteuernden Faktoren.

4. Literatur

AUERSWALD, K. & J. HAIDER (1992): Eintrag von Agrochemikalien in Oberflächengewässer durch Bodenerosion. - Z. f. Kulturtechnik u. Landentwicklung, 33, 222-229.

JENNE, T. & T. STAUSS (1988): 8 Jahre Bodenerosionsforschung in einem Kleineinzugsgebiet des Basler Tafeljuras (Anwil/BL): Extremereignisse, Bodenerosionsgefährdung, Gegenmassnahmen. - Regio Basiliensis, 24, 29-41.

LESER, H. & R.-G. SCHMIDT (1980): Probleme der grossmassstäblichen Bodenerosionskartierung. - Z. f. Kulturtechnik u. Flurbereinigung, 21, 357-366.

ROHR, W., T. MOSIMANN, R. BONO, M. RÜTTIMANN & V. PRASUHN (1990): Kartieranleitung zur Aufnahme von Bodenerosionsformen und -schäden auf Ackerflächen. = Materialien z. Physiogeographie, H.14, Basel.

Mitglieder des Fachausschusses "Bodenerosion" des DYWK

K. Mollenhauer (Giessen, Obmann), Mo. Frielinghaus (Müncheberg, Stellvertreterin Obmann), H.-R. Bork (Müncheberg), W. Martin (München), W. Schäfer (Bremen), D. Schaub (Basel), O. Schwarz (Freiburg), O. Stüdemann (Rostock)

Erosionsmessung mit Radiotracern in Scheyern

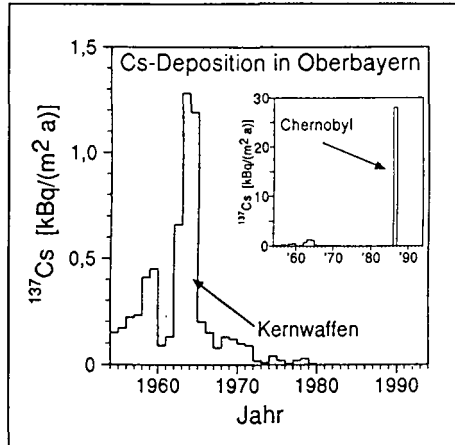
von

Schimmack, W.* und K. Auerswald**

Einleitung

Als Folge der oberirdischen Kernwaffenversuche der Fünfziger und Sechziger Jahre wurden langlebige Radionuklide auf der Bodenoberfläche deponiert. Die im Boden wenig mobilen Elemente ^{239/240}Pu und ¹³⁷Cs erlauben, retrospektiv Bodenverlagerungen zu quantifizieren.

Nuklid	Halbwertszeit [Jahre]	Aktivität 1994 [Bq/m ²]
⁹⁰ Sr	30	3000
¹³⁷ Cs	30	2000
^{239/240} Pu	24000	50



Material und Methoden

In einem 50x50-m-Raster eines 80 ha großen, repräsentativen Ausschnitts des Tertiärhügellandes wurden ¹³⁷Cs und ¹³⁴Cs gemessen und die Aktivität von ¹³⁷Cs an Hand der Aktivität von ¹³⁴Cs in Kernwaffen- (KW) und Chernobyl-Anteile (CH) aufgetrennt. Zusätzlich wurde in einem Teilgebiet ^{239/240}Pu nach radiochemischer Abtrennung bestimmt. Referenzflächen (Grünland/ebene Hochflächen) erlauben Aussagen über Gewinne und Verluste seit der Deponierung.

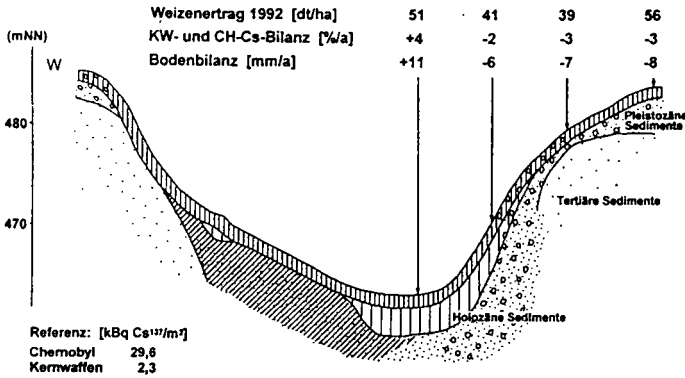
Ergebnisse

1. Sowohl KW- wie CH-Cs zeigen eine starke räumliche Heterogenität, die auf erhebliche Bodenumlagerungen hinweisen:
2. Bis über 3% Cs ging jährlich verloren (im Mittel aus KW- und CH-Cs von je drei Punkten gleicher Hangposition), was Bodenverlusten von 8 mm/a entspricht. Dies kann

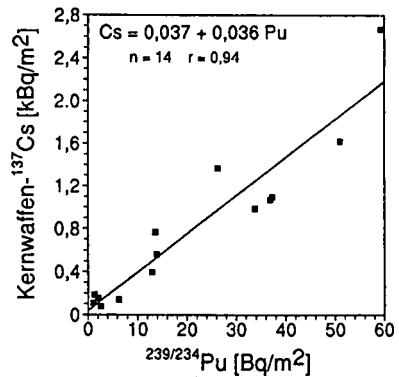
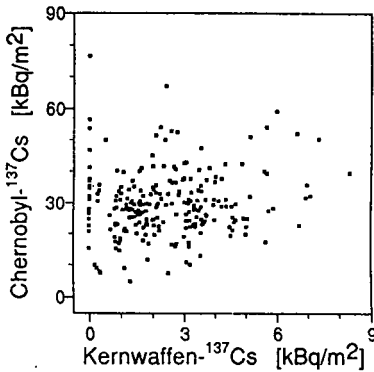
* GSF, Institut für Strahlenschutz, Postf. 1129, 85758 Oberschleißheim

** Lehrstuhl für Bodenkunde, TU München, 85350 Freising-Weihenstephan

nicht allein durch Wassererosion erklärt werden, sondern deutet auf Umlagerungen durch die Bodenbearbeitung hin.



3. Betrachtet man das Gesamtgebiet, so stimmen die Muster des KW- und des CH-Cs nicht überein, da CH-Cs heterogen deponiert wurde. Dies erschwert die Interpretation. Problematisch ist, daß das heterogen deponierte CH-Cs überwiegt und sein Anteil an Hand des kurzlebigen (2 a) Isotopes ¹³⁴Cs bestimmt werden muß. Dies hat gegenwärtig nur noch eine Aktivität von 2 kBq/m².



4. Als Alternative bietet sich ^{239/240}Pu an, das zu 99% aus Kernwaffen stammt und sehr genau nachgewiesen werden kann (Nachweisgrenze 0,1 mBq). Als Alphastrahler muß es jedoch vor der Messung mit langwierigen radiochemischen Methoden vom Boden abgetrennt werden.

Danksagung:

Die vorliegenden Untersuchungen auf dem FAM-Versuchsgut wurden durch den *Bundesminister für Forschung und Technologie*, durch das *Bayerische Staatsministerium für Erziehung, Kultur, Wissenschaft und Kunst* und aus Eigenmitteln der *GSF* gefördert.

Bodenerosion in geschlossenen Hohlformen - Versuch einer Bilanzierung

von

Schmidt, R.* und M. Frielinghaus**

Problemstellung

Die in der norddeutschen Jungmoränenlandschaft auftretenden Binnenentwässerungsgebiete sind gut geeignet, um bodenerosive Vorgänge zu quantifizieren. Da Stoffverlagerung durch Oberflächenabfluß nach außen ausgeschlossen werden kann, lassen sich aus der Massenbilanz des intern verlagerten Bodenmaterials Schlüsse auf das bodenerosive Geschehen ziehen.

Die Bilanzierung des verlagerten Bodenmaterials erfolgt in einem 14,6 ha großen Binnenentwässerungsgebiet im Bereich der mächtigen Grundmoräne (2 - 10 m) des Pommerschen Stadiums der Weichsel-Vereisung nahe dem Parsteiner See in NO-Brandenburg. Das Untersuchungsgebiet ist Teil eines spätglazialen Rinnensystems mit Hangneigungen zwischen 4 und 18%. Nach Geologie und Oberflächengestalt ist es repräsentativ für die mittel bis stark durch Wassererosion gefährdeten Bereiche nördlich der Pommerschen Randlage (FLEGEL 1958).

Ausgangsmaterialien und Bearbeitungsschritte:

- . Bodenformenkartierung im Maßstab 1:3000 auf der Grundlage von 65 analysierten Bodenprofilen im Gesamtgebiet von 60 ha und Ausgrenzung der Pedotope nach Bodenschätzung, Oberflächenform und Luftbild.
- . Bestimmung des präerosiven Reliefs auf der Grundlage boden- und landschaftsgenetischer Untersuchungen als Voraussetzung für die Bestimmung von Abtragsraten
- . Klassifizierung des Einzugsgebietes nach Erosionsbodenformen, Norm- und Akkumulationsbodenformen mit Bestimmung der erosionsrelevanten Bodendaten
- . Berechnung der Flächenanteile sowie der Bodenabtrags- und der Bodenauftragsmengen
- . Vergleich der Ergebnisse mit Schätzverfahren zur Ermittlung des Bodenabtrags (ABAG) und gemessenen Abtragswerten im Jungmoränengebiet

Ergebnisse

1.) Die **Kartierung der Böden** stellt die Grundlage für die Bilanzierung der Bodenverlagerung dar. Im Untersuchungsgebiet war es verhältnismäßig sicher möglich, sowohl die Profilverkürzung durch Bodenabtrag als auch die Mächtigkeit des Bodenauftrags zu bestimmen und flächenmäßig auszugrenzen. Als Kriterien wurden herangezogen: (1.) die Entkalkungstiefe, (2.) die Al-Bt-Grenze, (3.) die Durchmischung des Ap-Horizontes mit Unterbodenmaterial, (4.) die Mächtigkeit des kolluvialen Auftrags, (5.) die Tiefe des begrabenen Ah-Horizontes. Der Flächenanteil erodierter Böden beträgt 50 %, der Flächenanteil kolluvialer Böden 32 %; Nur 18 % der Böden des Untersuchungsgebietes sind durch Bodenerosion nicht oder sehr wenig beeinflusst.

2.) Die **Bilanzierung der Bodenverlagerung** auf der Grundlage der Berechnung der Abtrags- und Auftragsmengen unter Nutzung horizontbezogener Messungen der Lagerungsdichte ergibt relativ ausgeglichene Verhältnisse: Dem berechneten Gesamtabtrag von 60.721 Tonnen steht ein Gesamtauftrag von 61.318 Tonnen gegenüber (Tab. 1, 2).

* R. Schmidt, Fachhochschule Eberswalde, Fachbereich Landschaftsnutzung und Naturschutz, A.-Möller-Str. 1, 16225 Eberswalde

** Mo. Frielinghaus, Zentrum für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung (ZALF) e.V., Eberswalder Straße 84, 15374 Müncheberg

Eine Kalkulation der jährlichen Abtragsraten ergibt - bei Zugrundelegung einer ca. 600-jährigen Nutzungszeit - eine Größenordnung von 14-16 t/ha · a. Diese Abtragsrate entspricht etwa den bei FRIELINGHAUS et al. 1992 angegebenen Höchstwerten, die in Parzellenversuchen der reliefierten lehmigen Grundmoräne ermittelt worden sind. Die Berechnung der potentiellen Erosionsgefährdung für 2 typische Querschnitte des Untersuchungsgebietes (Steil-, Flachcatena) nach der Allgemeinen Bodenabtragsgleichung ABAG (SCHWERTMANN et al. 1990) ergibt mit 46,1 bzw. 28,2 t/ha · a deutlich höhere Werte. Bei grober Schätzung einer mittleren Bodenbedeckung mit dem C-Faktor 0,2 ergeben sich geringere Abträge von jeweils 9,2 bzw. 5,6 t/ha · a (Tab. 3).

(3.) Im **überregionalen Vergleich mit Angaben zu Bodenabtragsraten** ergibt sich: Im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins wurden in einem Untersuchungsgebiet mit geringerer Reliefenergie (Bornhöveder Seengebiet) auf eine Fläche von 53 ha 25.750 Tonnen verlagertes Bodenmaterial ermittelt (SCHLEUSS 1992). Bezogen auf die erodierten Böden und eine geschätzte Nutzungsdauer von 500 - 800 Jahren ergeben sich Abtragsraten zwischen 9,2 und 5,8 t/ha · a. Bilanzierungen aus Lößgebieten ergeben wiederum relativ hohe Abträge. So ergaben die Untersuchungen von BORK (1988) für das Eichsfeld und das südwestliche Harzvorland eine Größenordnung des mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenabtrags von ca. 48 t/ha · a.

4.) Der **Gesamtcharakter des Untersuchungsgebietes** mit dem hohen Flächenanteil erosiv veränderter Böden sowie die verlagerten Bodenmengen weisen das Arbeitsgebiet als stark durch Bodenerosion überprägte Landschaft aus. Der relativ hohe Flächenanteil mit Bodenabtrag weist deutliche Bodendegradationen auf. Die z.T. mächtigen Kolluvien sind hoch eutrophiert, so daß die gespeicherten Nährstoffmengen nicht mehr umgesetzt werden können. Das Bodenmosaik ist durch Bodenerosion stark verändert. Der tolerierbare Bodenabtrag sollte deshalb deutlich unter der ermittelten mittleren Abtragsrate liegen und mit ca. 2-5 t/ha · a angesetzt werden.

Tab. 3: Vergleichswerte des Bodenabtrags

Catenatyp und Bodenabfolge	Faktoren der Allgemeinen Bodenabtragsgleichung ABAG				Bodenabtrag t/ha · a		
	R	K	LS	CP	ABAG	Höchstwerte FRIELINGHAUS et al., 1992	Bilanzierung Bodenverlagerung
Steilcatena (max. 20 % HN)	40	0,36	3,2	1,0	46,1	12	14 - 16
Pararendzina (Z1, Z2) · Parabraunerde (L1) · Parabraunerde-Pseudogley (L-S) · Kolluvium (K-SK) · Gley-Kolluvium (G-K)				0,2	9,2		
Flachcatena (max. 7 % HN)	40	0,44	1,6	1,0	28,2	17	14 - 16
Parabraunerde (L1, L2) · Pseudogley-Parabraunerde (S-L) · Kolluvium (K, K-SK) · Gley-Kolluvium (G-K)				0,2	5,6		

Literatur

- BORK, H.R. (1988): Bodenerosion und Umwelt. Landschaftsgenese und Landschaftsökologie H. 13, Technische Universität Braunschweig, 249 S.
- FLEGEL, R. (1958): Die Verbreitung der Bodenerosion in der Deutschen Demokratischen Republik. Bodkunde und Bodenkultur H. 6, Bibliographisches Institut Leipzig, 104 S. Anl.
- FRIELINGHAUS, Mo.; H. PETELKAU und R. SCHMIDT (1992): Wassererosion im norddeutschen Jungmoränengebiet. Z. f. Kulturtechnik und Landentwicklung 33, S. 22-33
- SCHLEUSS, U. (1992): Böden und Bodenschaften einer Norddeutschen Moränenlandschaft. Eco Sys Beiträge zur Ökosystemforschung Suppl. Bd. 2, Christian-Albrechts-Univ. Kiel, 185 S.

Tab. 1: Erosionsbodenformen - Bodenprofildaten und Bodenabtrag

Bodentyp (KA 3) Bodenform (TGL)	Bodenprofildaten								Bodenabtrag			
	aktuell				rekonstruiert				Boden- profil- abtrag m	Boden- abtra- gung t/ha	Fläche ha	Boden- abtrag gesamt t
	Horizont KA 3	Boden- art KA 3	Mächtig- keit m	Lager- dichte g/cm3	Horizont KA 3	Boden- art KA 3	Mächtig- keit m	Lager- dichte g/cm3				
Pararendzina (Z1) Sandleh-Para- rendzina (pC)	Acp Cc	SI 4	0,25	1,60	Ah/AI	SI 4	0,20	1,45*	1,0	2900	1,66	28519
		SI 4	> 0,20	1,80	Bt Cc	Ls 3 SI 4	0,60 0,20	1,78 1,80		10680 3600		
Pararendzina (Z2) Lehm-Pararend- zina (IC)	Ap Cc	Ls 3	0,25	1,60	Ah/AI	SI 4	0,30	1,45*	0,8	4350	0,21	2783
		SI 4	> 0,25	1,80	Bt Cc	Ls 3 SI 4	0,70 0,20	1,78 1,80		8900		
Parabraunerde (L1) Lehm-Parabraun- erde (IP)	Ap Bt Cc	SI 4	0,25	1,67	Ah	SI 4	0,15	1,45*	0,6	2175	0,93	7668
		Ls 3	0,25	1,78	AI	SI 4	0,20	1,70*		3400		
Parabraunerde (L2) Sandleh-Para- braunerde (pP)	Ap Bt Cc	SI 4	0,30	1,67	Ah	SI 4	0,15	1,45*	0,4	2175	1,03	6618
		SI 4	0,50	1,78	Bv/AI	SI 4	0,30	1,70*		4250		
Pseudogley-Para- braunerde (S-L) Sandleh-Braun- staugley (pU)	Ap S/Bt S/Cc	SI 4	0,30	1,74	Ah	SI 4	0,15	1,45*	0,3	2175	2,09	9248
		SI 4	0,85	1,82	Bv/AI	SI 4	0,30	1,70*		2250		
Parabraunerde- Pseudogley (L-S) Lehm-Braunstau- gley (IU)	Ap Bt/Sd S/Cc	SI 4	0,25	1,74	Ah	SI 4	0,15	1,45*	0,3	2175	1,33	5885
		Lts	0,70	1,82	Sw/AI	SI 4	0,30	1,70*		2250		
		Ls 3	> 0,95	1,80	Bt/Sd S/Cc	Lts Ls 3	0,80 1,80	1,82 1,80		4425		

Tab. 2: Akkumulationsbodenformen - Bodenprofilaten und Bodenauftrag

Bodentyp (KA3) Bodenform (TGL)	Bodenprofilaten				Bodenauftrag			
	Bodenprofil auftrag m	Bodenart KA 3	Mächtigkeit m	Lagerungs- dichte g/cm3	Bodenpro- filauftrag m	Bodenauf- trag t/ha	Fläche ha	Bodenauf- trag, gesamt t
Kolluvium (K), geringmächtig (bis 0,4 m) kolluvialüberdeckte Tieflehm-Fahlerde/- Braun- staugley (e'm/IF - U)	Ap M fAh S/Bt	SI 4 SI 4 Ls 3 Ls 3	0,25 0,15 0,15 > 0,55	1,67 1,71 n.b. 1,82	0,4	4.175 2.565 6.740	2,21	14.895
Kolluvium (K - SK) mittelmächtig (0,3 - 0,9 m) Kolluvialsandtieflehm- Braunstaugley/-Braungley (em/IU - L)	Ap Sw/M S/Bt	SI 4 SI 4 SI 4	0,25 0,45 > 0,70	1,67 1,77 1,82	0,7	4.175 7.965 12.140	1,13	13.718
Gley - Kolluvium (G -K) mächtig (über 0,9 m) Kolluvialsandlehm (ep), Kolluvialsand (ed), hydromorph	Ap M/Go fAh1 MGo fAh2 Gro	SI 4 SI 4 SI 3 SI 3 Ls 3 SI 4	0,25 0,50 0,15 0,30 0,10 > 1,30	1,67 1,77 1,71 1,77 n.b. n.b.	1,2	4.175 8.850 2.565 5.310 20.900	0,42	8.778
Sollsediment	Ah Goh	Lt 3 Lt 3	0,10 > 1,50	1,71* 1,82*	1,5	1.710 25480 27190	0,88	23.927

* geschätzte Werte

R-Faktoren Österreichs und Bayerns - Ein Vergleich

von

Strauß, P. und W.E.H. Blum[†]

1. Einleitung

Die von Wischmeier und Smith (1978) entwickelte Universal Soil Loss Equation (USLE) stellt noch immer eines der am meisten verwendeten Erosionsmodelle dar. Für Fragen im Zusammenhang mit Bodenabtragsschätzungen bei Flurbereinigungsverfahren wird es auch in Österreich eingesetzt (Ehgartner, 1988). Da das Modell empirisch gewonnen wurde, müssen seine Eingangsparameter bei Verwendung außerhalb seines Entwicklungsgebietes (USA) überprüft und den geänderten Umgebungsbedingungen angepasst werden. Der R-Faktor der USLE ist jener Parameter, der den Einfluß des Niederschlags und Oberflächenabflusses auf den Bodenabtrag charakterisiert. Ziel der vorliegenden Arbeit war es, die R-Faktoren ausgesuchter österreichischer Regenschreiberstationen sowie ihre jährliche Verteilung zu ermitteln, ihre Beziehung zu Jahresniederschlag und Sommerniederschlag zu überprüfen und einen Vergleich mit bayrischen Ergebnissen (Rogler und Schwertmann, 1981) anzustellen.

2. Material und Methodik

Ausgewertet wurden die Schreiberstreifen von 15, mit Tagesschreibern ausgestatteten österreichischen Regenschreiberstationen (Grossauer 1988, Mischek 1993). Details des Auswerteverfahrens und der Fehlerbehandlung finden sich bei Strauß et al. (1994).

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1. Beziehung R-Faktoren -Niederschlagsparameter

Tabelle 1 stellt die ausgewerteten Stationen mit ihren R-Faktoren und den zugehörigen 95%-igen Vertrauensbereichen, sowie die Niederschlagssummenparameter Jahresniederschlag und Sommerniederschlag des Untersuchungszeitraumes dar. Betrachtet man die Beziehung zwischen dem R-Faktor und den jeweiligen Niederschlagsparametern grafisch (nicht dargestellt), so zeigt sich, daß zwischen den dargestellten Parametern eine jeweils lineare Beziehung besteht. Die beiden Stationen Graz und Weiz, weisen jedoch einen deutlich erhöhten R-Faktor im Verhältnis zu ihren jeweiligen Niederschlagssummen auf. Beide Stationen liegen im südöstlichen Teil des Bundeslandes Steiermark (klimatisch bereits mediterran beeinflusst) und

[†] Institut für Bodenforschung und Baugeologie, Universität für Bodenkultur, Gregor-Mendelstraße 33, A-1180 Wien

Tabelle 1: R-Faktoren (N/h) und ihre 95 %-igen Vertrauensbereiche, sowie mittlere Jahres- (N_{Jahr}) und Sommerniederschläge (N_{Sommer}) der untersuchten Stationen.

Station	R-Faktor	Vertrauensbereich	N_{Jahr} (mm)	N_{Sommer} (mm)
Neusiedl	52	33-67	602	340
Aflenz	88	64-108	891	561
Graz	116	76-151	838	574
Rohrmoos	75	57-89	1145	680
Lienz	78	57-94	922	560
Baden	47	35-53	601	342
St.Pölten	61	44-74	655	407
Schwarzenau	56	40-68	611	385
St.Wolfgang	116	81-147	1485	851
Steyr	68	51-81	848	511
Schlägl	68	55-76	908	497
Kufstein	117	84-146	1297	778
Liebenau	81	65-97	869	495
Weiz	138	107-169	780	543
Retz	55	39-71	399	259

weisen R-Faktoren auf, die, auch absolut betrachtet, zu den höchsten Österreichs zählen. Da auch die kinetische Energie und die maximale 30-minütige Intensität dieser beiden Stationen, bezogen auf ihre Einzelniederschläge, weit höher als die der restlichen Stationen waren, wurden Graz und Weiz aus dem Untersuchungskollektiv genommen. Für die verbleibenden 13 Stationen wurde eine Regressionsanalyse zwischen R-Faktor und Jahres- bzw. Sommerniederschlag des Auswertungszeitraumes durchgeführt, deren Ergebnis in den Gleichungen (1) bzw. (2) dargestellt ist.

$$\begin{aligned} \text{R-Faktor} &= 14.7 + 0.067 * \text{Jahresniederschlag} & (1) \\ r &= 0.89, n = 13, CI_b = 0.067 \pm 0.022 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{R-Faktor} &= 11.9 + 0.117 * \text{Sommerniederschlag} & (2) \\ r &= 0.91, n = 13, CI_b = 0.117 \pm 0.033 \end{aligned}$$

Da die Regressionskoeffizienten dieser Gleichungen statistisch nicht von den bayrischen Ergebnissen (Rogler und Schwertmann, 1981) zu unterscheiden sind, wurde der österreichische und bayrische Datensatz einer nochmaligen gemeinsamen Auswertung unterzogen. Die für diesen Datensatz berechnete Regressionsbeziehung lautet

$$\text{R-Faktor} = 4.3 + 0.078 \times \text{Jahresniederschlag} \quad (3)$$

$$r = 0.92, n = 31, CI_b = 0.078 \pm 0.012$$

$$\text{R-Faktor} = 3.1 + 0.133 \times \text{Sommerniederschlag} \quad (4)$$

$$r = 0.94, n = 31, CI_b = 0.133 \pm 0.018$$

Das Achsenintervall der Gleichungen (3) und (4) kann nicht von Null unterschieden werden. Das Konfidenzintervall des Regressionskoeffizienten beider Gleichungen ist enger als das, der von Rogler und Schwertmann (1981) für Bayern aufgestellten, als auch der von Deumlich (1993) für den gesamten bundesdeutschen Raum vorgeschlagenen Gleichungen. Eine Prüfung der Übertragbarkeit dieser Ergebnisse auf langjährige Niederschlagsreihen ergab keinen signifikanten Unterschied der Ergebnisse. Damit ist es erstmalig möglich, den R-Faktor österreichischer Stationen innerhalb des Auswertungsgebietes zu ermitteln. Außerdem können die R-Faktoren der bayrischen Stationen mit einer höheren Sicherheit als bisher bestimmt werden, wenngleich die daraus resultierenden Änderungen für Bayern gering sind. Für die mediterran beeinflussten Gebiete der Südoststeiermark (illyrischer Klimaraum) sind diese Gleichungen aufgrund unterschiedlicher Stationscharakteristika nicht anwendbar.

3.2. Monatliche R-Faktoranteile

Die Verteilung der R-Faktoren (siehe Abbildung 1) zeigt eine deutliche Betonung des R-Faktormaximums im Monat Juli, das bei 10 der insgesamt 15 Stationen vorlag.

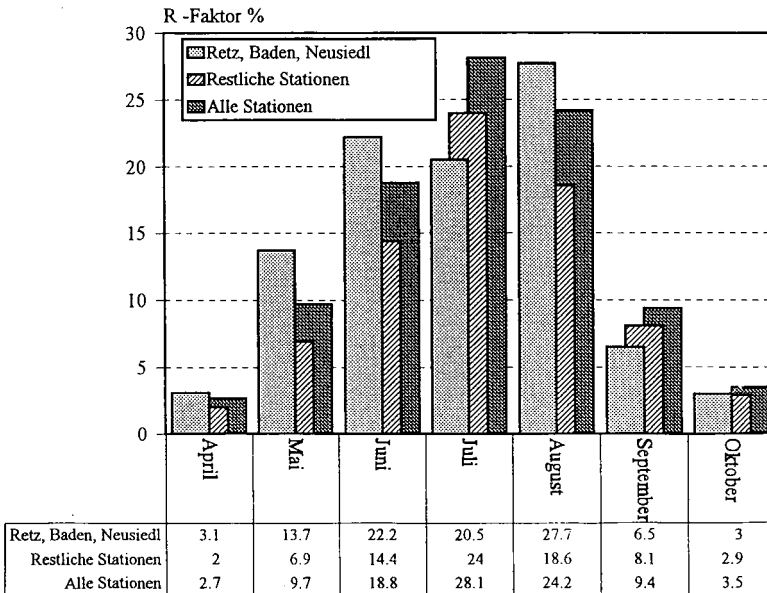


Abbildung 1: Monatliche Verteilung der relativen R-Faktoranteile (in % des R-Faktors) österreichischer Stationen für die Monate April bis Oktober.

Die im Nordosten Österreichs und damit bereits eindeutig unter kontinentalem Einfluß stehenden Stationen Retz, Neusiedl (für Mai) und Baden, Retz (für Juni), wiesen in den Frühlingsmonaten höhere R-Faktoranteile gegenüber den Stationen des übrigen Bundesgebietes auf. Um diesen tendenziell höheren R-Faktoranteilen für die Frühlingsmonate zu entsprechen, wurde für die Stationen Baden, Neusiedl und Retz eine gesonderte R-Faktorverteilung berechnet, die aufgrund der großen Streuungen der monatlichen R-Faktoren allerdings statistisch nicht abgesichert werden konnte. Insgesamt unterscheiden sich diese Ergebnisse doch deutlich von den in Bayern erzielten Resultaten, bei denen das relative R-Faktormaximum überwiegend im Juni festgestellt wurde. Bei der derzeit zur Verfügung stehenden Anzahl ausgewerteter Stationen können hierbei zunächst nur Tendenzen aufgezeigt werden. Letzendlich kann nur die zusätzliche Auswertung zahlreicher weiterer Stationen Klarheit über die kleinräumliche Verteilung der monatlichen R-Faktoren bringen. Hilfreich dabei könnte die sowohl für bayrische als auch österreichische Stationen gefundene gute Übereinstimmung zwischen maximalen Monatsniederschlägen und relativen R-Faktoranteilen sein.

4. Literatur

- Deumlich D. (1993): Beitrag zur Erarbeitung einer Isoerodentkarte Deutschlands. Arch. Acker- Pfl. Bodenk., 37, 17 - 24.
- Ehgartner M., R. Kalliany and A. Stechauner (1988): Bodenerosionsgefährdungskarten als Planungsgrundlage in der Flurbereinigung. Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik, 1, 3 - 7.
- Grossauer R. (1988): Die Bestimmung des R- und K-Faktors in der Allgemeinen Bodenabtragsgleichung nach Wischmeier für das Weinviertel. Diplomarbeit, Universität für Bodenkultur, Wien.
- Mischek R. (1993): Die Erosivität von Niederschlägen in Österreich - Bedeutung der Höhe und Intensität erosiver Niederschläge und Berechnung eines modifizierten R-Faktors. Diplomarbeit, Universität für Bodenkultur, Wien.
- Rogler H. und Schwertmann U. (1981): Erosivität der Niederschläge und Isoerodentkarte von Bayern. Z.f.Kulturtechn.u. Flurber., 22, 99-112.
- Strauß P., W.E.H. Blum, K. Auerswald und E. Klaghofer (1994): Erosivität von Niederschlägen: Ein Vergleich Österreich - Bayern. Z.f.Kulturtechnik u. Landentwicklung, eingereicht.
- Wischmeier W.H. and Smith D.D. (1978): Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook No. 537.

Hydromorphieverhältnisse in Böden - vom Horizontmerkmal zur Gebietscharakterisierung und Übersichtskarte

von

Thiere, J. und M. Zeidler*

1. Zielstellung

Methodisches Ziel ist die Darstellung eines Vorgehens, nach dem ausgehend von horizontbezogenen erfaßten hydromorphen Merkmalen die Hydromorphie von Böden, Bodengesellschaften und Bodengebieten vergleichbar charakterisiert wird.

Nach diesem Vorgehen sollen die Hydromorphieverhältnisse in den landwirtschaftlich genutzten Böden der Länder Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Sachsen-Anhalt beurteilt, kartographisch abgebildet und bezogen auf unterschiedliche Bezugseinheiten flächenmäßig nachgewiesen werden.

2. Übersicht zum methodischen Vorgehen

- 0 **Bodenprozesse** zur Entstehung von Indikator-Merkmalen für Hydromorphieausprägungen
 - Akkumulation organischer Substanz
 - Verbraunung
 - Stauvergleyung/Marmorierung
 - Grundvergleyung
- 1 Auswahl von **Merkmalselementen** zur Bildung von Kriterien für Hydromorphiegrade
 - Braunmatrix
 - Graumatrix
 - nichtkonkretionäre Eisenanreicherungen
 - Eisenkonkretionen
- 2 Bestimmung der Kriterien für horizontbezogene **Hydromorphiegrade** (0, 1 ... 5) nach Vorhandensein, Verteilung und Ausprägung der Merkmalselemente
- 3 Bildung von **Hydromorphiegrad-Abfolgen** für
 - anhydromorphe
 - halbhydromorphe
 - vollhydromorphe Böden und für deren Ausprägungsvarianten

* Institut für Bodenforschung im Zentrum für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung (ZALF) e.V. Müncheberg, Eberswalder Straße 84, 15374 Müncheberg

- 4 Gruppierung von **Toposequenzen** nach der Hydromorphie und reliefabhängigen Verteilung der Böden
 - durchgehend hydromorphe Sequenzen
 - abgeschwächt hydromorphe Sequenzen
 - teilhydromorphe Sequenzen
 - durchgehend anhydromorphe Sequenzen

- 5 Auswahl von Merkmalselementen und Bildung von Kriterien für **Hydromorphieflächentypen (HFT)**
 - Sickerwasserregime (N)
 - Stauwasserregime (S)
 - halbhydromorph (Sa)
 - vollhydromorph (Sb)
 - Grundwasserregime (G)
 - halbhydromorph (Ga)
 - vollhydromorph (Gb)

- 6 Kennzeichnung chorischer **Kartierungseinheiten** (Standortregionaltypen der MMK) nach Hydromorphieflächentypen

- 7 Charakterisierung der Hydromorphieverhältnisse in **Nutzflächeneinheiten** (Schläge, Fruchtfolgebereiche, Betriebe), **administrativen Einheiten** (Gemeinden, Kreise, Länder) und **Gebietseinheiten** nach Art und Flächenanteil von Hydromorphieflächentypen

- 8 Bildung von Kriterien für Legendeneinheiten zur Abbildung der Hydromorphieverhältnisse in **Übersichtskarten** auf der Grundlage gemeindebezogener Kartierungsergebnisse der Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung (MMK)

3. Ergebnisübersicht

Nutzbare Ergebnisse liegen in Form von landbezogenen Übersichtskarten, als Karten für Beispielsgebiete und als gebietsbezogene Flächennachweise vor.

Übersichtskarten

- Gemeindebezogene Hydromorphieverhältnisse auf der LN von Mecklenburg-Vorpommern
- Gemeindebezogene Hydromorphieverhältnisse auf der LN Brandenburgs
- Gemeindebezogene Hydromorphieverhältnisse auf der LN von Sachsen-Anhalt
- Gemeindebezogene Hydromorphieverhältnisse im Gebiet der NO-Studie
- Schlagbezogene Hydromorphieverhältnisse im Agrar-Kleingebiet Crussow, Kreis Uckermark
- Gemeindebezogene Hydromorphiegruppen auf der LN von Mecklenburg-Vorpommern
- Gemeindebezogene Hydromorphiegruppen auf der LN Brandenburgs

- Gemeindebezogene Hydromorphiegruppen auf der LN von Sachsen-Anhalt
- Gemeindebezogene Hydromorphieverhältnisse / Index und Kontrast - Land Mecklenburg-Vorpommern
- Gemeindebezogene Hydromorphieverhältnisse / Index und Kontrast - Land Brandenburg
- Gemeindebezogene Hydromorphieverhältnisse / Index und Kontrast - Land Sachsen-Anhalt
- Hydromorphieverhältnisse in Naturräumlichen Haupteinheiten / Index - Land Mecklenburg-Vorpommern
- Hydromorphieverhältnisse in Naturräumlichen Haupteinheiten / Index - Land Brandenburg
- Hydromorphieverhältnisse in Naturräumlichen Haupteinheiten / Index - Land Sachsen-Anhalt

Tabellen

- Absolute und relative Häufigkeit gemeindebezogener Legendeneinheiten der Übersichtskarten bezogen auf
 - Kreise, Großkreise, Länder
 - Wasserhauptbezugsgebiete, Naturräumliche Haupteinheiten
- Absolute und relative Flächenanteile von Hydromorphieflächentypen (HFT) und Hydromorphiegruppen bezogen auf administrative Einheiten, Gebietseinheiten und die geologische Herkunft von Bodensubstraten

Die Ergebnisse sind nutzbar für die standortdifferenzierte Kennzeichnung und Beurteilung des Bodenwasserregimes und Flächenwasserhaushaltes. Eine Schlüsselstellung für flächenbezogene Standortbeurteilungen nehmen als aggregierte Größen die Hydromorphieflächentypen ein. Sie sind neben den Komponenten Substrat, Hangneigung, Steinigkeit und Klima eine wichtige Eingangsgröße für Beurteilungsalgorithmen und standortbezogene Modellrechnungen.

Als relativ stabile Bodeneigenschaften sind die Hydromorphie Merkmale im Vergleich mit dem aktuellen Bodenwasserregime ein wichtiges Indiz für die Boden- und Landschaftsgenese.

4. Literatur

- LIEBEROTH, I.; ADLER, G.; SCHMIDT, I.: Die Nutzung der Gemeindedatei des Datenspeichers Boden in der Landwirtschaft. Arch. Acker- u. Pflanzenbau u. Bodenk., Berlin 21 (1977) 9, S. 687-697
- MEYNEN, E.; SCHMITHÜSEN, J. et. al.: Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands Band II. Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung, Selbstverlag Bad Godesberg, 1962
- MORGENSTERN, H.; THIÈRE, J.: Gliederung und Kennzeichnung von Böden mit Stau-nässemerkmalen. Diss. B, AdL der DDR, Institut für Bodenkunde Eberswalde, 1970
- SCHMIDT, R.; DIEMANN, R.: Erläuterungen zur Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung, AdL der DDR, Forschungszentrum für Bodenfruchtbarkeit Müncheberg, Bereich Bodenkunde/Fernerkundung Eberswalde, 1981
- THIÈRE, J.: Ergebnisse geländebodenkundlicher Untersuchungen an Staugley-Topo-sequenzen im Jungmoränengebiet der DDR. Thaer-Archiv 14 (1970), S. 701 - 712
- THIÈRE, J.; ALTERMANN, M.; LIEBEROTH, I.; RAU, D.: Zur Beurteilung der landwirtschaftlichen Nutzflächen nach technologisch wirksamen Standortbedingungen. Arch. Acker- u. Pflanzenbau u. Bodenk., Berlin 35 (1991), S. 171 - 183
- THIÈRE, J.; MORGENSTERN, H.: Zur Typisierung der Hydromorphiemerkmale stauver-näßter Böden. Arch. Acker- u. Pflanzenbau u. Bodenk., Berlin 14 (1970), S. 413 - 423
- THIÈRE, J.; SCHMIDT, R.: Kriterien von Flächentypen bei der Mittelmaßstäbigen Land-wirtschaftlichen Standortkartierung (MMK). Arch. Acker- u. Pflanzenbau u. Bodenk., 23 (1979), S. 529 - 537
- THIÈRE, J.; WIANGKE, T.; MORGENSTERN, H.; SUCCOW, M.: Richtlinie zur stand-ortkundlichen Kennzeichnung von Acker- und Graslandschlägen. AdL der DDR, Forschungszentrum für Bodenfruchtbarkeit Müncheberg, Bereich Bodenkunde/ Fernerkundung Eberswalde, 1983

**Landschaftsnutzung und Erosion in Tropischen
Bergländen: Cerbatana de Puriscal in Costa Rica,
Zentralamerika**

von

Vahrson, W.-G.

Einleitung

Die Situation in der Bergregion von Puriscal, Costa Rica, ist in vielerlei Hinsicht repräsentativ für große Bereiche Zentralamerikas: In einer Höhenlage von etwa 1100 m ü. NN erfolgt auf teilweise extremen Hanglagen zwischen 45 % und 100 % der Anbau von Kaffee, Mais/Tabak und eine Nutzung als Weideland. Die Böden sind stark tonig und bestehen aus tiefverwitterten spättertiären - jungquartären Vulkaniten. Bei einer jährlichen Niederschlagsmenge von etwa 2200 - 2400 mm ($R \sim 255$, s. VAHRSON 1990) ist das Klima ist gekennzeichnet durch starke, meist konvektive Niederschläge vorwiegend im Sommerhalbjahr und eine ausgeprägte Trockenzeit im Winterhalbjahr. Die Besitzstruktur ist kleinbäuerlich, und eine arbeitsintensive, nicht mechanisierte Anbauweise bindet noch eine große Bevölkerung im ländlichen Raum.

Der extreme Verfall des Weltmarktpreises für Kaffee führte in den vergangenen Jahren zu einer Ausweitung der Tabakpflanzungen zuungunsten der Flächen für Kaffee. Gleichzeitig bilden aber Kaffeepflanzungen aufgrund ihrer guten Bodenbedeckung einen hervorragenden Erosionsschutz, während Tabak- bzw. Maispflanzungen generell ohne Unterwuchs angelegt sind; Der Bodenabtrag wird auf diese Weise beschleunigt und wirkt sich negativ auf die Nachhaltigkeit der Landwirtschaft aus. Hier besteht der einzige Erosionsschutz aus einem Anbau in Form hangparalleler Konturen (Höhenunterschied zwischen den Furchen und den angehäuften Bereichen: etwa 30 - 35 cm). In den Weidegebieten treten häufig Hanglagen >100% auf, hier erfolgt die Erosion linienhaft auf den von Viehtritt gestörten Bereichen.

Die Messungen im Untersuchungsgebiet wurden 1990 aufgenommen und danach kontinuierlich ausgebaut mit den Zielen, genaue Werte des Bodenabtrages zu erhalten und so die bisher benutzten Schätzwerte der USLE zu überprüfen, Bodenschutzmaßnahmen zu analysieren sowie langjährige Meßreihen zur Überprüfung prozeßorientierter Modelle wie z. B. dem WEPP unter tropischen Randbedingungen zu erhalten. Auch sollten sozioökonomische Auswirkungen der Erosion quantifiziert werden.

Bodenabtrag

Erste Ergebnisse zeigen, daß zumindest auf der für die Messungen ausgewählten Finca die Erosionsraten eher gering sind, wobei eine dort festgestellte hohe Stabilität der Bodenaggregate eine große Rolle spielt. Kaffee erweist sich als guter Erosionsschutz, bei Weiden tritt eine vermehrte Erosion erst im Zusammenhang mit Trittschäden auf, und bei guter Durchführung von Bodenschutzmaßnahmen kann hier auch der Anbau so problematischer Kulturen wie Mais und Tabak unter schwierigen Bedingungen erfolgen. Eine

vermehrte Aufmerksamkeit ist allerdings den sehr heftigen Einzelereignissen bei den Niederschlägen sowie einer kontinuierlichen Bodenbedeckung zu widmen. Die USLE (WISCHMEIER & SMITH 1978) überschätzt wie erwartet (s.a. STOCKING 1987) die tatsächliche gemessene Erosion um Größenordnungen (Tab.1), wobei speziell sehr hohe Werte bei dem Faktor für Hanglänge und Hangwinkel (LS) auftraten (VAHRSON & CERVANTES 1991).

Tab. 1: Bodenabtrag, gemessene Jahressummen (kg/ha) und Schätzwerte (USLE)

Nutzung	Fläche	1990	1991	1992	(USLE)
Kaffee 1	(150 m ²)	1363	3247	390	(55400)
Kaffee 2	(150 m ²)	168	2402	207	(49100)
Weide 1	(150 m ²)	339	435	107	(12300)
Weide 2	(0,55 ha)			>3800	-
Weide 3	(0,13 ha)			(>1500)	-
Tabak 1	(150 m ²)		>10500	7010	(275240)
Tabak 2	(150 m ²)			4061	(132200)
Tabak 3	(0,26 ha)			9958	-

Bei den Flächen von 150 m² handelt es sich um rechteckige Parzellen (~7m*22m), die Hangwinkel liegen zwischen 55% und 60 %. Die abgetragenen Feststoffe werden in Sedimentfallen gesammelt und täglich entnommen. Bei den anderen Flächen handelt es sich um kleine Einzugsgebiete, ausgestattet mit einer Sedimentfalle und einem Meßwehr mit Schreibepegel bzw. Drucknehmer, auch hier erfolgt die Probennahme täglich.

Die Trittschäden sind auf Weide 1 gering, auf Weide 2 stark und auf Weide 3 wieder gering, im letzten Fall sind die dargestellten relativ hohen Erosionswerte bedingt durch Anfangsfehler infolge der Installation der Meßeinrichtungen, im Laufe der Beobachtungen näherte sich Weide 3 an die Werte von Weide 1 an.

Die relativ hohen Erosionsschäden in den Kaffeepflanzungen während des Jahres 1991 waren gebunden an eine durch zeitweise fehlenden Regen bedingte frühzeitige und unregelmäßige Notreife des Kaffees: Als Folge mußten die Kaffeepflücker sehr viel häufiger und zu Zeiten der dann wieder einsetzenden hohen Niederschläge die Kaffeepflanzungen betreten, die Trittschäden auf dem weitestgehend wassergesättigten Boden verursachten den erhöhten Abtrag.

Der Rückgang des Abtrages in der Parzelle Tabak 1 ist auf eine Vertiefung der hangparallelen Konturen von etwa 35 cm auf etwa 50 cm zurückzuführen: Der repräsentative Wert dürfte bei etwa 10 000 kg/ha liegen, der geringere Wert in Tabak 2 ist Ergebnis eines lokalen kolluvialen Bereiches mit deutlich höheren Infiltrationsraten.

Allgemein sind die starken Erosionsschäden an vereinzelte, sehr heftige Gewitterregen gebunden, verbunden mit vorheriger Aufsättigung der Böden. Dabei sind Spitzenintensitäten von bis zu 140 mm/h (I5) bzw. 100 mm/h (I30) zu beobachten, wie in Fig. 1 für den 5. Oktober 1992 für das Meßfeld "Tabak 3" dargestellt. Dieses Ereignis bewirkte bei einer Niederschlagsmenge von 69,1 mm, daß die im Tabak angelegten hangparallelen Konturen zerstört wurden und es so zu einem Run Off von 26,8 mm kam, begleitet von einem Bodenabtrag von etwa 5 000 kg/ha und einem Bodenaustrag von etwa 3200 kg/ha. Diesen Niederschlagsmengen und -intensitäten konnte eine Wiederkehrzeit von nur knapp 2 Jahren zugeordnet werden. Bei mehreren anderen Ereignissen mit geringerer Intensität (I5 ~ 70 mm/h, I30 ~ 40 mm/h) und Niederschlagsmenge (~ 40 mm) traten solcherlei Schäden nicht auf.

CERBATANA, PURISCAL. RAINSTORM 05-10-92
PRECIPITATION, RUN OFF AND INFILTRATION

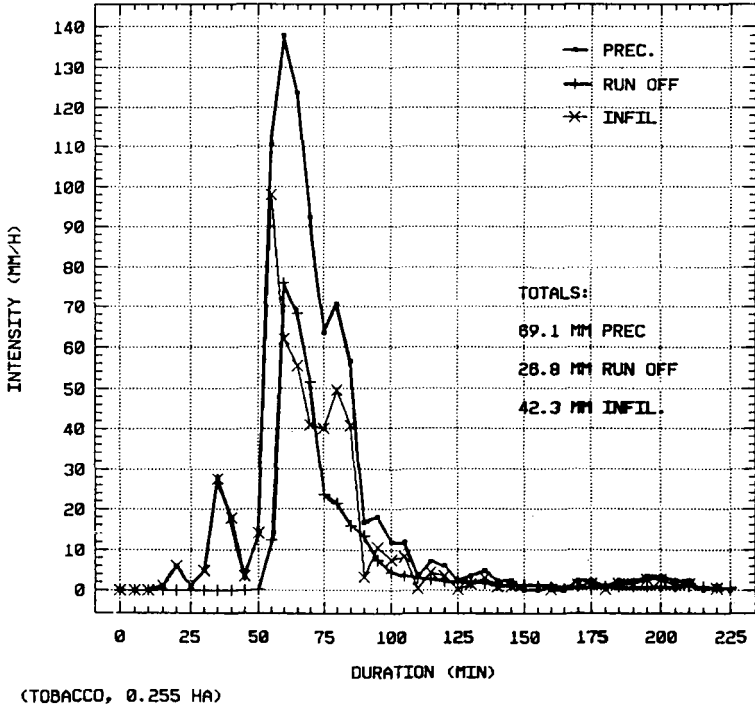


Fig. 1: Niederschlagsintensitäten (I₅), Abfluß und Versickerung am 5. 10. 1992 in der Parzelle Tabak 3 (0,255 ha). Abtrag: ~5 t/ha; Austrag: ~ 3.2 t/ha.

Bodenabtrag und Erträge

Der Einfluß der Bodenerosion auf die Erträge wurde an mehreren Standorten (jeweils 400 m²) mit verschiedenen starken Erosionsschäden untersucht. Hier werden die Ergebnisse von vier Standorten mit Tabakbesatz dargestellt. Dabei weisen die durch Erosion schon stark degradierten Standorte A und B (org.C-haltiger A- Horizont weitestgehend ausgeräumt) einen deutlich geringeren Ertrag aus als die Standorte C und D, in deren Profilen noch weitgehend komplette Horizontabfolgen erhalten sind.

Für den Tabakanbau gibt es in Costa Rica genaue Anbauvorschriften sowie eine Flächenbegrenzung, die von den Abnehmern überprüft werden. Auf der Versuchsfäche betrug die gestattete Anbaufläche für Tabak nur 1,5 ha, tatsächlich wurde mit den dafür vorgegebenen Betriebsmitteln für 1,5 ha eine Fläche von etwa 2,6 ha bestellt. Daraus erklärt sich die Differenz zwischen den theoretischen Listenkosten und den realen Kosten bzw. zwischen theoretischen auf 1,5 ha bezogenen Ertrag sowie dem realen Ertrag. Kosten für die genutzte Fläche (Pacht) wurden nicht angesetzt. Der Tabakanbau bot zum Zeitpunkt der Untersuchung die einzige rentable Einkunft für die Landwirte.

Tab. 2: Ertrags- und Rentabilitätsvergleich zwischen durch Erosion geschädigten und nicht geschädigten Bereichen

Parzellen	erodiert		nicht erodiert	
	A	B	C	D
Ernte (Kg/ha)	1050.00	1175.00	1450.00	1450.00
Einkünfte (C/ha)	457.317	511.760	633.133	630.033
Kosten (Liste, 1,5 ha)	471.747	471.747	471.747	471.747
Reale Kosten (2,6 ha)	272.000	272.000	272.000	272.000
Zusatzkosten	25.000	25.000	0	0
Ertrag (1,5 ha)	-39.430	+ 15.031	161.386	158.286
Realer Ertrag (2,6 ha)	160.317	214.760	361.333	358.033

(1 US \$ = 86 C (Colones, Stand 1992/1993))

Zusammenfassung

Der in Cerbatana de Puriscal, Costa Rica, festgestellte Bodenabtrag ist trotz großer Hangwinkel und häufiger Starkregen infolge einer großen Aggregatstabilität und einer guten Bewirtschaftung sehr gering: Im Weideland tritt ein Bodenabtrag praktisch nur im Zusammenhang mit Trittschäden auf; Kaffeepflanzungen erweisen sich erwartungsgemäß als guter Bodenschutz, in denen es nur infolge von gravierenden Bewirtschaftungsproblemen und -fehlern zu größeren Abtragsbeträgen kommt. Auch die Tabak- und Maispflanzungen zeigen mit Werten von etwa 10 t/ha*a nicht die erwarteten hohen Abträge. Die auch dort völlig außerhalb ihrer Randbedingungen häufig angewandte USLE überschätzt den Abtrag um Größenordnungen. Diese geringen Abtragswerte lassen erwarten, daß von den naturräumlichen Gegebenheiten bei einer vorsichtigen Bewirtschaftungsweise eine Nachhaltigkeit der Landwirtschaft gegeben ist. Diese hängt allerdings in hohem Maße von den Vermarktungsmöglichkeiten und Preisen für die Produkte ab (Weltmarktpreis für Kaffee, Preis für Tabak).

Literatur

- STOCKING, M. 1987: Measuring land degradation. In Land degradation and society. P. Blaikie, H. Brookfield (Eds.) London. Methuen: 296.
- VAHRSON, W.-G. 1990: El potencial erosivo de la lluvia en Costa Rica. Agronomía Costarricense 14(1): 15-24.
- VAHRSON, W.-G. & C. CERVANTES 1991: Tasas de escorrentía superficial y erosión laminar en Puriscal, Costa Rica. Turrialba 41.3: 396 - 403.
- WISCHMEIER, W.H. & D.D. SMITH 1978: Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. USDA Agriculture Handbook 137.

Skalenübergreifende Messung der Stoffverlagerung durch Erosion

von

Weigand, S., A. Kaemmerer und K. Aueršwald*

Einleitung

Bodenerosion wirkt in verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen (z.B. Aggregatzerfall in Sekunden, Bodenabtrag in Jahrzehnten). Dennoch sind skalenübergreifende Messungen auf Landschaftsebene selten.

In einem 100 ha großen, repräsentativen Ausschnitt des Tertiärhügellandes wird über 15 Jahre ein intensives Erosionsmonitoring durchgeführt. Die Aggregation der verschiedenskaligen Meßdaten über Raum und Zeit soll zu einem besseren Prozeßverständnis, sowie zur Bilanzierung und Modellierung der Stoffverlagerung durch Erosion beitragen.

Faktor Relief

Das **Mikrorelief** der Bodenoberfläche bestimmt die Muldenspeicherkapazität, Scherspannung, Fließgeschwindigkeit und -wege. Es unterliegt einer kurzfristigen, witterungs- und nutzungsbedingten Dynamik. [Datengrundlage (D): Laser-Reliefmeter bzw. Kette, 14tägig, an bis zu 50 Rasterpunkten (RP)]

Die Topographie (**Makrorelief**) legt Einzugsgebiete und Fließwege des konzentrierten Abflusses fest, die Hangneigung Ausmaß und Geschwindigkeit der Stoffverlagerung. [D: geodätische Grundlagenvermessung, DGM mit ca. 5000 Höhenpunkten]

Faktor Boden

Witterung und Nutzung bedingen eine **kleinräumige** und **kurzzeitige** Dynamik.

[D: Bodenbedeckung, Lagerungsdichte, Perkolationsstabilität, Aggregatdichte, 14tägig-monatlich, an bis zu 50 RP]

Bodeneigenschaften, z.B. die Erodibilität, können geostatistisch **großflächig** interpoliert werden. [D: Bodeninventur (50x50-m-Raster), ca. 500 Bohrkern (1.2m tief), versch. bodenphysikal. und -chem. Parameter]

* Lehrstuhl für Bodenkunde der TU München, D-85350 Freising-Weihenstephan

Faktor Nutzung

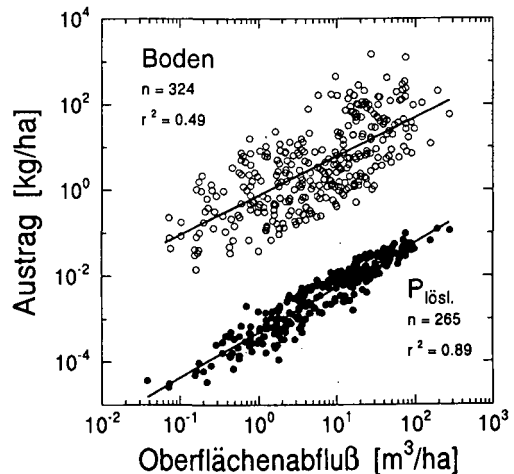
Zeitpunkt und Art von Bodenbearbeitung und Stoffzufuhr (Düngung, PSM) beeinflussen die Erosionsdisposition und das Potential zum Stoffaustag. [D: detaillierter Erfassung aller Stoffflüsse (Schlagkartei), hochauflösende Ertragsmessungen (GPS)]

Faktor Klima

Gewitter besitzen meist eine sehr heterogene Verteilung von Regenmenge und -intensität. Schneehöhen variieren je nach Topographie, Exposition und Windfeld. Hochauflösende Abflußmessungen verlangen daher ein **räumlich und zeitlich dichtes** Niederschlagsmeßnetz. [D: 17 Regenstationen (Auflösung 0.1 mm), 3 Klimabasisstationen, 150 Schneepegel]

Messung von Oberflächenabfluß und Bodenabtrag

- Infiltration und Erodibilität wurden in der Inventurphase mit einem **Parzellenregner** (8m²) flächendeckend ermittelt.
- Von 16 **Teileinzugsgebieten** (0.5-15 ha, kleinere z.T. in größeren integriert) wird der Abfluß mit Teilerrädern **zeitlich hochauflösend** (Minuten - Tage) beprobt und analysiert.
- Erosionspegel bestimmen kleinräumig (1x2m-Raster) den Bodenauftrag am Hangfuß.
- Lineare Erosionsformen werden in einer Kombination aus Kartierung am Boden und Luftbildauswertung vermessen.
- Die Messung von Radiotracern (Cs, Pu) ermöglicht **räumlich hochauflösend** die Bilanzierung von Bodenverlagerungen innerhalb von Jahrzehnten.



Danksagung: Die Forschungsaktivitäten des Forschungsverbundes Agrarökosysteme München (FAM) werden durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT 0339370) unterstützt. Die Pacht- und Betriebskosten des FAM-Versuchsgutes Scheyern trägt das Bayerische Staatsministerium für Unterricht, Kultur, Wissenschaft und Kunst.

**Dynamische Landschaftsmodelle - Instrumente zur
Abschätzung der Folgen von Landnutzungsänderungen**

von

Wenkel, K.-O.

1. Einleitung

Die zunehmende Belastung der natürlichen Umwelt durch anthropogene Einflüsse ist eines der gravierendsten Probleme unserer Zeit. Ein Teil dieser Belastungen resultiert daraus, daß schon heute bekannte Zusammenhänge zwischen der Entwicklung von Ökosystemen und der in ihnen ablaufenden landwirtschaftlichen und anderen wirtschaftlichen Tätigkeiten in den seltensten Fällen zu gravierenden Verhaltensänderungen geführt haben (GOODLAND et al 1992); ein anderer resultiert daraus, daß noch immer adäquate Instrumentarien fehlen, um die Auswirkungen von scheinbar lokalen Umweltbelastungen und -eingriffen regional und überregional bewerten zu können. Solche prozeß- und landschaftsbezogenen Prognose- und Bewertungsinstrumentarien in Form von Simulationsmodellen zu entwickeln, zu erweitern und zu verbessern, ist Aufgabe der Landschaftsmodellierung.

2. Der Begriff des Landschaftsmodells

Ein Landschaftsmodell soll wie bereits erwähnt, eine ganzheitliche Bewertung möglicher Folgen von Landnutzungs- und Klimaveränderungen unterstützen und dazu beitragen, die Lücke zwischen intensiver prozeß- und punktbezogener ökologischer Forschung einerseits und der berechtigten Forderung nach sektorübergreifenden landschaftsbezogenen Aussagen zu überbrücken. Landschaftsmodellierung ist eng verwandt mit dem Begriff der räumlichen Modellierung, d.h. der Abbildung der Verhaltensmuster von Ökosystemen in Raum und Zeit. Es erfolgt eine Kompartimentierung der Landschaft in ein gewisses geometrisch-strukturelles Design und dann die Beschreibung von stofflichen-, energetischen und informatorischen Flüssen innerhalb von Kompartimenten und räumlichen Prozessen zwischen Kompartimenten entsprechend ortsspezifischer Algorithmen (CONSTANZA et al. 1991). So gesehen kann ein dynamisches Landschaftsmodell als dynamisches räumliches Modell bezeichnet werden - basierend auf einem Geographischen Informa-

tionssystem und darauf aufsetzenden dynamischen Simulationsmodellen oder anderen geeigneten Tools zur Abbildung der stofflichen, energetischen und informatorischen Prozesse, die in einem zweiten Schritt mit sozioökonomischen Modellen zu koppeln sind. Ein Landschaftsmodell beschreibt in der Endausbaustufe letztendlich die Landschaft als regionales Mensch-Umwelt-System. Die wichtigsten Arten zur Präsentation von Simulationsergebnissen sind Zeitreihen und Zeitkarten. Wesentlich für dynamische Landschaftsmodelle ist, daß von einer eindimensionalen zu einer mehrdimensionalen Prozeßbeschreibung übergegangen werden muß und unterschiedliche Maßstäbe und technische Vorgehensweisen verbunden werden. Es kann durchaus sein, daß für ähnliche Prozesse verschiedene Modelle nötig werden, wenn jene sich auf unterschiedliche Maßstäbe beziehen (MÜLLER 1992).

Ein dynamisches Landschaftsmodell (Abb. 1) umfaßt

- einen **statischen Teil** zur Landschaftsbeschreibung, repräsentiert durch ein geographisches Informationssystem (GIS) einschließlich einer ökologisch-sozioökonomischen Datenbank zur Abbildung der räumlichen und statischen Anteile der Landschaft (unterschiedliche thematische Ebenen des GIS, Gebietsgrenzen, Topographie, Strukturelemente, natürliche Standortbedingungen, Realnutzung usw.),
- einen **dynamischen Teil** zur Abbildung der Dynamik in der Landschaft, repräsentiert durch Simulationsmodelle unterschiedlicher Art, Struktur und unterschiedlichen Detailliertheitsgrades für Wasser-, Stoff- und Energieflüsse, Artengruppen und Biozöosen sowie sozioökonomischer Parameter in der Landschaft einschließlich ihrer Wechselwirkungen und
- einen **bewertenden Teil** zur ökologisch-sozioökonomischen Zustandsanalyse und -bewertung, repräsentiert durch ein System von Regeln zur Aggregation und Interpretation von Simulationsrechnungen (Szenarien).

Wichtig ist, daß sich ein "dynamisches Landschaftsmodell" letztendlich nicht auf ein Nebeneinander von sektoralen Modellen in einem geographischen Informationssystem reduziert, sondern daß dem kybernetischen Grundsatz, nach dem das Ganze eben mehr als die Summe seiner Teile ist, durch die Abbildung von Wechselbeziehungen und eine komplexe Interpretation auf der Grundlage integrierender Regeln Rechnung getragen wird.

Um einen Maßstab für den Vergleich von Modellrechnungen über der Zeit zwischen unterschiedlichen Landschaftsteilen zu haben, darf Lokales nicht überbetont werden und es muß zwangsläufig eine vergrößerte Sicht auf die Landschaft erfolgen (Homogenisierung von lokalen Unterschieden). Repräsentativität muß andererseits durch eine geschickte Auswahl und Modellierung von strukturellen, stofflichen und biotischen Landschaftszustandsvariablen gesichert werden.

Ein Landschaftsmodell ist nicht ein einziges gigantisches Simulationsmodell mit dem alle Probleme gelöst werden können, sondern zielstellungsabhängig ein System von Simulationsmodellen, bei dem nur eine begrenzte Anzahl von Zustandsvariablen wirklich dynamisch gehalten werden kann. Über Randbedingungen oder vereinfachte Annahmen wird der Anschluß zu anderen Teilen des realen Systems hergestellt.

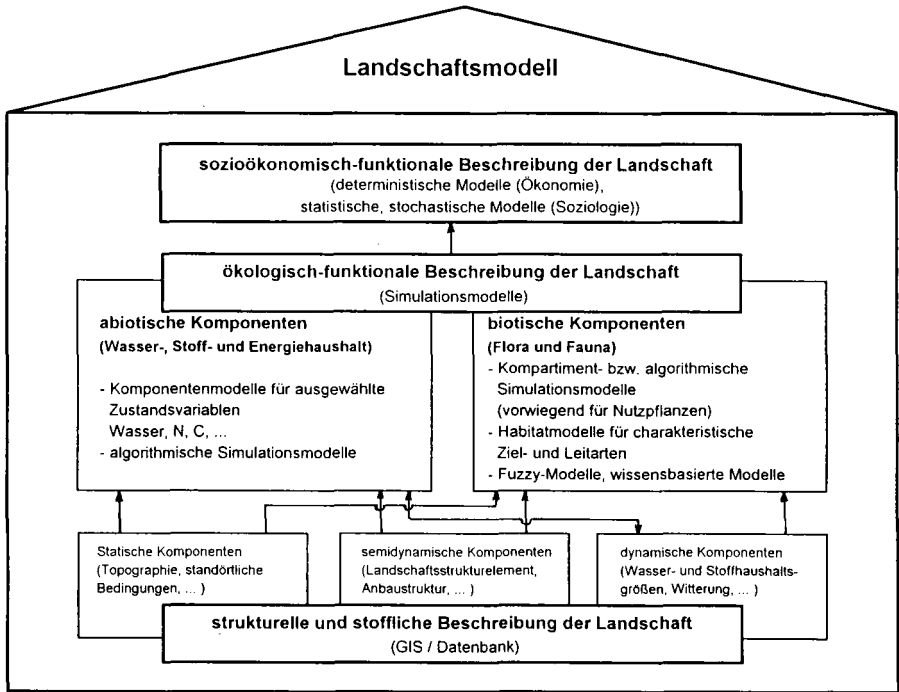


Abb. 1: Komponenten und Modelltypen von Landschaftsmodellen

3. Forschungsbedarf

Die Entwicklung von Landschaftsmodellen erfordert eine enge interdisziplinäre Zusammenarbeit zwischen Naturwissenschaftlern, Informatikern sowie Ökonomen und Soziologen. Dabei sind wir mit der Schwierigkeit konfrontiert, daß nach wie vor erhebliche Wissensdefizite bestehen bezüglich der skalenabhängigen quantitativen und qualitativen Bedeutung einzelner Prozesse des Wasser-, Stoff- und Energiehaushaltes sowie über die Bedeutung der Schlüsselprozesse, die für die Steuerung der Biozönosen verantwortlich sind. Sehr wenig wissen wir darüberhinaus über das landschaftsökologisch-funktionale Zusammenwirken der Ökosysteme und über den Einfluß der zeitlichen und kleinräumigen Veränderlichkeit der Modellparameter auf die Wasser-, Stoff- und Energieflüsse.

Da als Grundlage für die Entwicklung von Landschaftsmodellen komplexe Zusammenhänge aufgeklärt und modelliert werden müssen, muß die wissenschaftliche Arbeit auf mehreren Ebenen unterschiedlichen Abstraktionsgrades und unterschiedlicher Kenntnistiefe betrieben werden. Der Entwicklung einer geeigneten maßstabsbezogenen Untersuchungsstruktur, die eng mit den Modellierungsarbeiten verknüpft ist, kommt dabei besondere Bedeutung zu. Mehr Aufmerksamkeit muß dabei einer besseren Beschreibung der dominanten räumlichen Muster von Oberflächeneigenschaften und Prozessen gewidmet werden. Entscheidend ist, daß die auf den einzelnen Ebenen stattfindenden Untersuchungen der Gesamtzielstellung entsprechen und die Ergebnisse in einem ständigen interaktiven Prozeß immer wieder verknüpft, überprüft und validiert werden.

Folgende Hauptfragen müssen in Zusammenhang mit der Entwicklung von Gebietsbilanz- bzw. Landschaftsmodellen geklärt werden:

1. Welche Teilprozesse sind auf den einzelnen räumlichen und zeitlichen Ebenen relevant und müssen unbedingt berücksichtigt werden?
2. Welche Modellkonzepte und Modelltypen sind für die flächendifferenzierte Beschreibung abiotischer und biotischer Prozesse auf unterschiedlicher Ebene (Mikro-, Meso-, Makroskala) unter Berücksichtigung der Verfügbarkeit von Informationen über die zeitliche und räumliche Variabilität der Systemeingänge, -eigenschaften und -zustände geeignet?
Wo liegen ihre Vorzüge und Grenzen?
Wo und wie kann vereinfacht werden?
3. Welche problem- und informationsadäquate räumliche und zeitliche Diskretisierung ist anzuwenden? Welche Verfahren sind hierfür geeignet?
4. Wie kann eine raumdeckende Bereitstellung der Modellparameter und Zustandsvariablen erreicht werden? Mit welchen Methoden und Verfahren können Eingangsdaten und Modellparameter als Felder mit ihren räumlichen Abhängigkeiten berechnet und dargestellt werden?
5. Wie kann man Landschaftsmodelle überprüfen?

4. Literatur

- CONSTANZA, R., MAXWELL, TH., 1991: Spatial Ecosystem Modelling Using Parallel Processors, *Ecol. Mod.* 58, S. 159-183
- GOODLAND, R., DALY, H., EL SERAFY, S., VON DROSTE, B. (Hrsg.), 1992: Nach dem Brundtland-Bericht: Umweltverträgliche wirtschaftliche Entwicklung. Deutsches Nationalkomitee für das UNESCO-Programm "Der Mensch und die Biosphäre" (MAB) und Deutsche UNESCO-Kommission
- MÜLLER, F., 1992: Hierarchical Approaches to Ecosystem Theory. *Ecol. Mod.* 63, S. 215-242

MITTEILUNGEN
DER
DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

Referate und Posterbeiträge

Gemeinsame Sitzung Kommissionen V und VI

"Vom Punkt zum Raum"

vom 7. bis 9. September 1994

in

MÜNCHENBERG

Band 74

Agrarlandschaftsforschung in Nordost-Deutschland

von

Bork, H.-R. und C. Dalchow*

Die vorrangig agrarisch genutzten Landschaften in den Neuen Bundesländern haben in den vergangenen Jahren tiefgreifende Änderungen erfahren. Als Folge der Vereinigung ergab sich insbesondere für die Landwirtschaftsbetriebe ein hoher struktureller Anpassungsdruck an die Bedingungen der Europäischen Union. Lange bevor diese Anpassung abgeschlossen sein konnte, trat als weitere Herausforderung ab 1993 die EU-Agrarreform in Kraft, die u.a. einen Wechsel von produktbezogener zu flächenbezogener Förderung bedeutet. Diese "tiefgreifendste Reform der Agrarpolitik seit Ende der 50er Jahre" (KACHELE & DABBERT in BORK 1995) wird schrittweise bis 1996 umgesetzt sein.

Derartige Umstrukturierungen werfen nicht nur Fragen nach der künftigen ökonomische Position der Landwirtschaft auf. Die strukturellen Änderungen lassen auch einen schnellen und tiefgreifenden Wandel der Rolle der agrarischen Produktion im Landschaftshaushalt erwarten. Umfang und Tendenz der Auswirkungen des aktuellen Landnutzungswandels auf wichtige Landschaftsfunktionen sind bisher kaum untersucht. Ebenso ist bisher die Spannweite der erwartbaren Entwicklung, auch hinsichtlich der landschaftsökologischen Auswirkungen und der sich möglicherweise neu ergebenden Handlungs- und Entscheidungsspielräume, im Blick auf die künftige Landschaftsgestaltung noch unbekannt.

Vor diesem Hintergrund hat das Zentrum für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung (ZALF) e.V. in Müncheberg mit der Studie "Agrarlandschaftswandel in Nordost-Deutschland" in einem gesamtlandschaftsbezogenen interdisziplinären Ansatz für einen großen ländlichen Beispielraum eine Abschätzung der erwartbaren ökologischen und sozioökonomischen Auswirkungen der Umstrukturierungen vorgenommen. Die Ermittlung der maximal denkbaren Spanne im Umfang der Veränderungen sind ebenso Gegenstand der Studie wie die Analyse verschiedener sich ergebender landschaftsgestalterischer Optionen. Die in nur etwa zwölf Monaten konzipierte und realisierte Studie verdeutlicht exemplarisch die integrative und interdisziplinäre Agrarlandschaftsforschung am ZALF Müncheberg; sie steht daher im Vordergrund des vorliegenden Beitrages.

Als Beispielraum wurde ein ca. 10.000 qkm großes Gebiet gewählt, das sich von Berlin zur Oder und von Müncheberg zum Oderhaff erstreckt. Der Raum umfaßt mehr als 500 Gemeinden in den Bundesländern Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern. Jungmoränenlandschaften mit einer reichen kleinräumigen Variabilität von Bodeneigenschaften und -prozessen prägen das Gebiet. Der Einschluß zweier Bundesländer erhöht über die länderbezogen differierende Auswirkung der EU-Agrarreform die Varianz der ökonomischen Rahmenbedingungen. Insgesamt kann und soll das Untersuchungsgebiet als typisch für jene großen Landschaftsräume gelten, in denen aufgrund der im Mittel ungünstigen Bodenverhältnisse (Dominanz sandiger Böden) die Umstrukturierungen besonders deutliche Folgen erwarten lassen.

Derzeit sind - wie oben hergeleitet - kurzfristig landschaftsökologisch bedeutsame Veränderungen als Folge der Änderungen ökonomischer Rahmenbedingungen zu erwarten. Vor diesem Hintergrund wurden Wirkungen natürlicher bzw. quasinatürlicher Änderungen ("global change") sowie technischer Entwicklungen bewußt aus der Betrachtung ausgeschlossen.

* Zentrum für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung e.V., Eberswalder Str. 84, 15374 Müncheberg

Die Beschreibung der landschaftsökologisch relevanten Zustände und Änderungen wurde über einen Satz von "Landschaftsindikatoren" vorgenommen, die bei möglichst gleichartiger organisatorisch-technischer Behandlung (räumliche Auflösung, Bezugsfläche, Zeitschnitte) eine abschließende integrative Zusammenführung erlauben. Diese bodenkundlichen, hydrologischen, biologischen und sozioökonomischen Indikatoren lehnen sich weitgehend an klassische Disziplinen an, enthalten dabei aber hochintegrative Parameter in den Bilanzen zu Wasserflüssen und Energieströmen sowie in den biotischen Betrachtungsebenen.

Berechnet wurden in der Studie mit gemeinschaftlicher Auflösung als Größen zu den Wasser-, Stoff- und Energieflüssen:

- die Klimatische Wasserbilanz.
- der Stickstoffauftrag.
- der Kohlenstoffgehalt, untergliedert in
 - Kohlenstoff in der Biosphäre und Humus.
- die Bodenerosion (Wasser- u. Winderosion) sowie
- die Energieströme.

Die Naturraum- und Biotopausstattung wird gefaßt durch:

- die Naturräumliche Vielfalt,
- die Vielfalt der Flächennutzung sowie
- die Naturnähe der Flächennutzung.

Die sozioökonomischen Verhältnisse finden exemplarisch Ausdruck in der Größe

- Arbeitskräfte in der Landwirtschaft.

Als methodische Klammer der Studie wurde die in Unternehmensführung und Politikberatung schon länger erfolgreich verwendete "Szenariotechnik" (HAMM 1991) gewählt. Dieses Werkzeug liefert Entwicklungspfade über in sich konsistente Annahmebündel und erlaubt damit, denkbare Entwicklungen abzuschätzen. Die Ergebnisse der Entwicklungspfade sind aber keine Prognosen mit bestimmten Eintrittswahrscheinlichkeiten, sondern sie zeigen, was passieren würde, wenn bestimmte Entwicklungen (entsprechend den unterstellten Rahmenbedingungen) eintreffen würden. "Die Bedeutung der Szenarien liegt [...] darin, daß sie Möglichkeiten zur frühzeitigen Erkennung von unerwünschten Entwicklungen" bieten (KÄCHELE & DABBERT in BORK 1995) und dadurch ggf. Möglichkeiten offenbaren, in den Prozeß einzugreifen. Um die Spanne der - unter den angenommenen Rahmenbedingungen - denkbaren Entwicklungen zu ermitteln und die Stabilität der Agrarwirtschaft im Untersuchungsraum abzuschätzen, wurden auf zwei Ebenen (Anpassungsfähigkeit der Betriebe und Schwerpunktsetzung in der - soweit möglich - aktiven Gestaltung der Landschaft) Extremszenarien berechnet und interpretiert.

Als Basis für die Szenarienrechnungen wurde der Landschaftszustand des Jahres 1992 als sogenannte "Ausgangssituation" festgelegt. Die verschiedenen "Szenarien" beschreiben Zustände, wie sie sich nach Umsetzung der EU-Agrarreform ab 1996 einstellen könnten. Bis allerdings für einige der Landschaftsindikatoren ein neuer stationärer Zustand (z.B. ein neues Fließgleichgewicht) erreicht ist, muß eine z.T. Jahrzehnte währende Übergangsphase durchlaufen werden. Da aber keine Übergangsprozesse modelliert, sondern denkbare künftige Zustände der Landschaft erarbeitet werden sollen, wurde die naturwissenschaftlich nicht unproblematische Festlegung auf "den Zustand ab 1996" bewußt in Kauf genommen. Die Ausgangssituation ist zum einen die Basis der ökonomischen Modellrechnungen, die zu den Szenarienergebnissen führt, zum anderen stellt sie den Zustand dar, an dem der Umfang der Veränderung zu den Szenarienergebnissen gemessen werden kann.

Die ökonomischen und politischen Rahmenbedingungen der zu untersuchenden Entwicklung sind bezüglich der EU-Agrarreform recht klar umrissen. Andere Rahmenbedingungen wie Ertragspotentiale, Stallplätze, Produktpreise etc. werden als konstant angenommen oder es wird eine eindeutige Entwicklung unterstellt. Dennoch hat die denkbare Entwicklung einen großen Spielraum, der aus dem Grad der organisatorischen Anpassungsfähigkeit der Betriebe und aus weiteren Unwägbarkeiten wie der Behandlung der Altschuldenproblematik resultiert.

Für die sozioökonomische Modellrechnung (KÄCHELE & DABBERT in BORK 1995), die sich auf ca. 100 "Kleinregionsbetriebe" stützt, wurden die Gemein- und Verwaltungskosten als "kritischer Deskriptor" (KÄCHELE & DABBERT in BORK 1995) behandelt. Über die Annahme denkbar höchster bzw. geringster Gemein- und Verwaltungskosten wurde der denkbare Spielraum der Entwicklung gefaßt und in den Extremszenarien hoher bzw. geringer Anpassungsfähigkeit (Szenario I bzw. II) der Betriebe begrifflich unterschieden. Die Modellrechnung liefert gemeindscharf u.a. folgende Variablen für die Szenarien I und II: Grenzstandorte ohne künftige landwirtschaftliche Produktion, Anbauverteilung und Art sowie Umfang der Tierhaltung.

In der Studie wird über diese allein aus den ökonomischen Rahmenbedingungen hervorgehenden Extremszenarien hinaus eine weitere Differenzierung vorgenommen. Für die Standorte ohne künftige landwirtschaftliche Produktion (die bei angenommener geringer Anpassungsfähigkeit der landwirtschaftlichen Betriebe einen erheblichen Umfang erreichen) lassen sich vielgestaltige künftige Behandlungen denken. Die Spanne der Behandlungsmöglichkeiten dieser "aus der landwirtschaftlichen Produktion fallenden Flächen" läßt sich in den nachgeordneten Extremszenarien der "vorrangigen Offenhaltung" der Kulturlandschaft (gleichbedeutend mit "Landschaftspflege") und der "vorrangigen Aufforstung" gut fassen. Diese zweite, nicht auf ökonomische Rahmenbedingungen, sondern auf Optionen der Landschaftsgestaltung gegründete Szenarienzweigung ist als "Pfad a" und "Pfad b" gekennzeichnet. Damit ergibt sich folgendes Schema der Szenarien für die Situation ab 1996:

Szenario I	(hohe Anpassungsfähigkeit der landwirtschaftlichen Betriebe)	Pfad a (vorrangig Aufforstung) Pfad b (vorrangig Offenhaltung)
Szenario II	(geringe Anpassungsfähigkeit der landwirtschaftlichen Betriebe)	Pfad a (vorrangig Aufforstung) Pfad b (vorrangig Offenhaltung)

Die Differenzierung zu den Pfaden wurde über nachvollziehbar festgelegte Algorithmen bzw. Entscheidungsmatrizen vorgenommen, die unter Berücksichtigung der Standortcharakteristik (Boden, Klima etc.) sowie gesamtlandschaftlicher Erwägungen den aus der landwirtschaftlichen Nutzung fallenden Flächen je nach der gewählten Maxime weitgehend offengehaltene bzw. aufgeforstete Anteile zuweist (MIRSCHER & GLEMNITZ in BORK 1995).

Damit ist für alle Flächen die Nutzung in vier Szenarien ("Szenario I, Pfad a" etc.; s.o) festgelegt. Die Berechnungen zu den Landschaftsindikatoren wurden für die Szenarien sowie für die Ausgangssituation in vergleichbarer Form tabellarisch und graphisch präsentiert. Über die Beschreibung und Bewertung der fünf Zustände hinaus ergeben sich innerhalb jedes Indikators aus den Szenarienvergleichen zahlreiche weitere Interpretationsmöglichkeiten.

Die für die Szenarienrechnungen erforderlichen betrieblichen, bodenkundlichen, klimatischen etc. Ausgangsdaten lagen in sehr verschiedener Vollständigkeit, Präzision, Auflösung und Aktualität vor. Im Blick auf die Zielsetzung der Studie (hohe räumlich differenzierte Auflösung bei vertretbarem Rechenaufwand sowie angemessener Genauigkeit) wurde die Gemeinde als kleinste Auflösungseinheit festgelegt. Eine feinere Auflösung, die nicht die Gemeinde als "Fall" im statistischen Sinne (bzw. als kleinste Einheit räumlicher Zuordnung) mit bestimmten Ausprägungen (Ackerland-, Grünland-, Waldanteil, Anbauverhältnisse etc.) definiert, sondern z.B. den Schlag als kleinste Einheit behandeln würde, wäre vom Datenumfang nicht mehr zu bewältigen und müßte bei den allermeisten Parametern auf disaggregierten Daten aufbauen. Dabei würde mit der feineren Auflösung eine kaum erhöhte Gesamtgenauigkeit erreicht.

Bereits bei der Auflösung bis zur Gemeindeebene müssen viele Daten (z.B. Klima- und Betriebsdaten, besonders Tierzahlen und Anbauverhältnisse sowie Daten zu den Forstflächen) disaggregiert werden, ohne daß die damit einhergehenden Fehlerspannen ermittelbar wären. In einigen Fällen ist die Zuordnung der Betriebsdaten zu Gemeinden so unsicher, daß dort keine Berechnungen vorgenommen werden können. Die Liegenschaftsdaten sind zwar räumlich sehr genau, da sie aber seit den 70er Jahren nicht aktualisiert wurden,

dürfte durch Bau- und Meliorationsmaßnahmen ein bedeutender Fehler entstanden sein. Noch älter sind die Datengrundlagen zu den Ackerzahlen. Die meisten Daten gehen allerdings auf das Jahr 1989 zurück. Danach erhobene Daten sind noch nicht angemessen aufbereitet oder entziehen sich aus Gründen des Datenschutzes generell der Verwendung. Bei Größen, für die die Vereinigung einen wesentlichen Bruch bewirkte (z.B. Erträge bzw. Ertragspotentiale), mußten Expertenschätzungen an die Stelle der Daten des Jahres 1989 treten. Trotz aller Einschränkungen ergab sich nach Sichtung, Korrektur, Ergänzung und ggf. Schätzung ein Datensatz hinreichender Vollständigkeit, um die genannten Szenarienrechnungen wie auch die Beschreibung der Ausgangssituation angemessen durchführen zu können. Zukünftig dürfte sich infolge des Datenschutzes und der veränderten Betriebsstrukturen die Datenlage soweit verschlechtern, daß entsprechende Studien zukünftig andere Datenquellen (von Fernerkundung bis zu Referenzbetrieben) in Betracht ziehen müssen.

Für die Berechnung und gemeindegrenze Darstellung der Landschaftsindikatoren gingen von den Daten zur Ausgangssituation nur solche ein, wie sie auch für die Szenarienergebnisse wieder abgeleitet werden konnten. In gestaffelten Auswertungsschritten wurden zunächst innerhalb eines jeden Indikators die Ausgangs- und Szenariensituationen hinsichtlich der Verteilungsmuster und der Trends analysiert. Darauf aufbauend wurde in Auswertungskapiteln zu den abiotischen sowie den biotischen Indikatoren ein weiterer Schritt der integrativen Bewertung vorgenommen. Es erwies sich dabei als sehr hilfreich, daß die Ergebnisse zu allen Indikatoren auch bezogen auf die gesamte Gemarkungsfläche berechnet wurden, und nicht nur - wie interdisziplinär gebräuchlich - bezogen auf die für den jeweiligen Indikator aktiv bedeutsame Fläche.

In einem derzeit noch nicht vollständig abgeschlossenen Schritt der ökosystemaren Gesamtbetrachtung wird eine Zusammenführung und Bewertung der Szenarienergebnisse der einzelnen Landschaftsindikatoren angestrebt. Es zeigt sich, daß ein übergreifender, vereinheitlichender Gewichtungs- und Bewertungsmaßstab für alle Indikatoren wenig praktikabel ist. Weder läßt sich z.Zt. ein solcher einheitlicher Maßstab entwickeln, noch würde eine solche Bewertung bei ständig sich verschiebenden gesellschaftlichen Interessen und wachsenden wissenschaftlichen Kenntnissen lange gültig bleiben. Eine Zwischenstufe auf dem Weg zu einer Gesamtbewertung stellen Polardiagramme dar, die, ohne scharfer Maßstäbe zu bedürfen, das fragliche gesellschaftlich-ökologische Spannungsfeld abbilden und die Tendenzen der Szenarienergebnisse gut herausarbeiten. Eine modulare, flexible, rechnerisch gestützte Verknüpfung der Einzelberechnungen zu den Indikatoren zeichnet sich als anzustrebendes Fernziel ab. Ein solches Landschaftsmodell müßte je nach aktueller Gewichtung einzelner Landschaftsindikatoren und deren unterstellter Entwicklung multikriteriale Bewertungen ermöglichen und ebenso je nach Frage- und Aufgabenstellung die Steuerung der Indikatoren im Blick auf das gesamtlandschaftliche Ökosystem optimieren können.

Die Erarbeitung der Studie hat interdisziplinäre Datenfluß- und Kommunikationswege etabliert, die für entsprechende weiterführende Arbeiten eine vorzügliche Basis bilden. Ebenso hat sie, wie es erst in der praktischen Durchführung möglich ist, gezielt Forschungsdefizite offenbart. Ein Ziel der zukünftigen Forschungsarbeiten des Zentrums für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung in Müncheberg¹ ist das konsequente Schließen der so identifizierten landschaftsbezogenen Forschungslücken.

Literaturverzeichnis

- BORK, H.-R. (HRSG; 1995):** Agrarlandschaftswandel in Nordostdeutschland. Eine integrative, multidisziplinäre Pilotstudie des ZALF; ca. 290 S.; Zentrum für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung Müncheberg (z. Zt. in Begutachtung).
- HAMM, U. (1991):** Landwirtschaftliches Marketing. Grundlagen des Marketing für landwirtschaftliche Unternehmen. - Stuttgart (Eugen Ulmer).

¹ Das ZALF besteht seit dem 1.1.1992. Als Einrichtung der Blauen Liste wurde es auf Empfehlung des Wissenschaftsrates in Müncheberg gegründet. BML und MELF Brandenburg fördern das ZALF zu je 50%. Inhaltlicher Arbeitsschwerpunkt des ZALF ist die Analyse, Prognose und Bewertung der raumzeitlichen Wechselwirkungen zwischen Landnutzung, Landschaftsmuster, Landschaftshaushalt, Biodiversität und Gesellschaft. Räumlicher Arbeitsschwerpunkt sind die vorwiegend agrarisch genutzten glazial überprägten

Die Funktion des geowissenschaftlichen Staatsdienstes bei der Umsetzung bodenkundlicher Forschungsergebnisse

von

Schraps, W.G.*

Der Geowissenschaftliche Staatsdienst spielt für die Bodenkunde in Deutschland eine wichtige Rolle.

Folgende These soll durch den Aufsatz bestätigt werden:

- Bei einer großen Zahl von bodenkundlichen Forschungsinstituten in der Bundesrepublik werden viele Einzeluntersuchungen ("Punktuntersuchungen") durchgeführt. Sie stellen ein großes wissenschaftliches Potential dar.
- Die Anwendung der Forschungsergebnisse in der Praxis und die landesweite, gegebenenfalls flächendeckende Umsetzung kann nur durch den geowissenschaftlichen Staatsdienst erfolgen.

Die Wurzeln des geowissenschaftlichen Staatsdienstes liegen in der Gründung geologischer Landesbehörden, in Bayern 1851, in Sachsen 1872 und schließlich am 01.01.1873 in Preußen. In den Gründungsstatuten wurde häufig festgelegt, daß bei geologischen Untersuchungen auch der oberste Bereich der Erdkruste - der Boden - untersucht und berücksichtigt und damit neben dem Bergbau und der Technik zugleich auch den Interessen der Land- und Forstwirtschaft Rechnung getragen werden sollte.

Heute ist die Bodenkunde in den Landesämtern fest verankert. Eine Reihe von ihnen besitzen eigene bodenkundliche Abteilungen.

Als eine der Hauptaufgaben der Landesanstalt war in Preußen die Kartierung, also auch die Bodenkartierung festgelegt worden. Somit war die geowissenschaftliche Kartierung und die umfassende Erforschung des Landes auf allen geowissenschaftlichen Gebieten sowie die Nutzenanwendung der Forschungsergebnisse für die Praxis der Zweck der amtlichen Tätigkeit geworden. Später, seit den sechziger Jahren, gehören hier auch die Bereiche der Daseinsvorsorge, der Landes- und Raumplanung, des Natur- und Umweltschutzes dazu.

* W.G. Schraps, Geol. Landesamt NRW, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld

Am Beispiel des Landesamtes Nordrhein-Westfalen sollen die Tätigkeiten der Bodenkunde in einem Landesamt und die Aufgaben, die für die verschiedenen Ministerien wahrgenommen werden, beleuchtet werden.

Die Abteilung Bodenkunde - Landesaufnahme, Bodenschutz, Beratung - des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen hat 50 Mitarbeiter. Sie sind in 7 Dezernaten tätig. Zwei der Dezernaten nehmen übergreifende Aufgaben wahr:

Dez. 1: Grundlagen und Methoden; Koordinierung der bodenkundlichen Landesaufnahme; Bearbeitung von Naturwaldzellen, Dauerbeobachtungsflächen und Naturschutzgebieten; Bodenzustandserhebung; Bearbeitung der Bodenkarte 1 : 5 000 auf der Grundlage der Bodenschätzung.

Dez. 2: Bodenschutz; Spezialuntersuchungen zu ökologisch-bodenkundlichen Fragen; Fachinformationssystem Bodenkunde; Bodenprobenbank; Stadtböden.

In fünf Regionaldezernaten wird die Bodenkartierung aller Maßstäbe und die bodenkundliche Beratung durchgeführt.

Verallgemeinert lassen sich folgende Aufgaben formulieren:

- Sammlung von Einzeldaten
- Sammlung und Darstellen von Flächendaten
- Auswertung und Darstellung von Auswertungskarten (digital oder analog).
- Erstellung von Richtlinien zur einheitlichen Erfassung der Daten (Kartieranleitung der GLA, DBF).
- Anwendungsrichtlinien
- Aufbau von landes- und bundesweiten Bodeninformationssystemen
- Entwicklung von Auswertungsmodellen.

Bei der Bodenkartierung kommt eine zentrale Stellung dabei sicherlich der Kartieranleitung zu, deren 4. überarbeitete und stark geänderte Auflage noch 1994 gedruckt wird. Sie bildet die Grundlage für die einheitliche Erfassung, Auswertung und Anwendung bodenkundlicher Daten innerhalb der Bundesländer. Hier sind auch die neuen Bundesländer eingeschlossen, die sich an der Neufassung der KA intensiv beteiligt haben: Die "Bodenkundliche Kartieranleitung" der Geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Geowissenschaften bildet somit die Basis für die zukünftige bodenkundliche Arbeit in den Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland.

Der Inhalt einer Kartieranleitung ist nicht das Produkt einer kleinen Gruppe oder von Einzelpersonen, sondern er ist das Ergebnis wissenschaftlicher Untersuchungen vieler Universitäten in der Bundesrepublik.

In Nordrhein-Westfalen gibt es eine Vielzahl enger Kontakte im bodenkundlichen Bereich zwischen den Universitäten und vergleichbaren Forschungsinstituten und der Abteilung Bodenkunde des Geologischen Landesamtes.

Sie bestehen nicht nur in gemeinsamen Projekten, sondern auch bei Themenstellungen für Diplom- und Doktorarbeiten, Gastvorlesungen und sie werden vertieft durch die Übernahme von Lehraufträgen oder Dozenturen. Und letztlich beschäftigt das Geologische Landesamt auch eine Reihe von Universitätsabgängern.

Die Forschungsergebnisse der Universitäten und Hochschulen werden in der Regel in Fachzeitschriften veröffentlicht und auf wissenschaftlichen Tagungen diskutiert und von Fachorganisationen nach intensiver Diskussion der Öffentlichkeit vorgestellt.

Aber eine Umsetzung dieser Forschungsergebnisse in der Praxis und ihre breite Anwendung ist auf diesem Wege nicht oder nur selten zu erreichen.

Hier wird die Bedeutung des geowissenschaftlichen Staatsdienstes deutlich. Denn nur er hat den Auftrag landesweit (Boden-) Karten flächendeckend zu erstellen (Landesaufnahme als Hoheitsaufgabe) - nach modernsten wissenschaftlichen Erkenntnissen. Er liefert die fachlichen Grundlagen für Richtlinien und für gesetzliche Regelungen. Er kann die Einbeziehung bodenkundlicher Daten in z.B. kommunale Probleme fördern (Abb. 1).

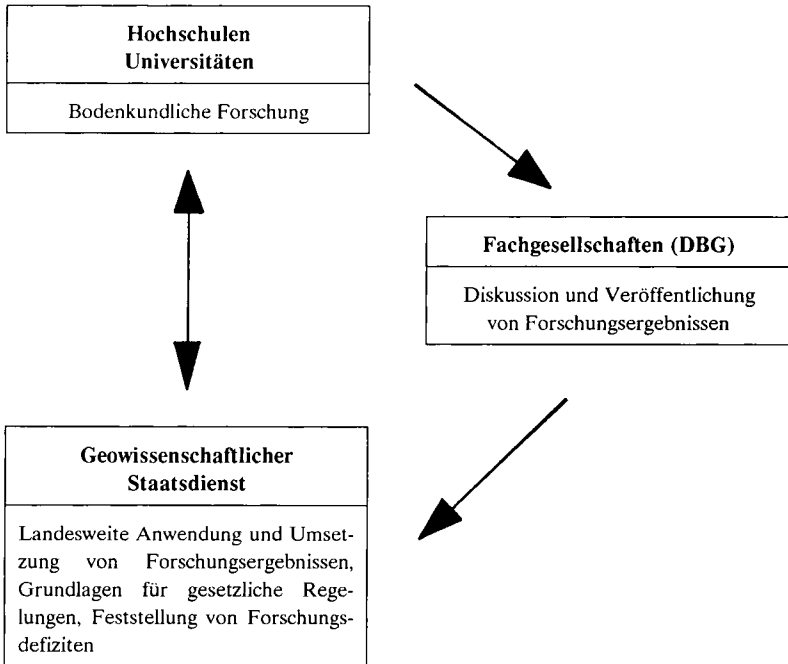


Abb. 1: Funktion des geowissenschaftlichen Staatsdienstes bei der Umsetzung von Forschungsergebnissen

Zusammenfassung:

Die Aufgabe, bodenkundliche Forschungsergebnisse landesweit und flächenhaft nach einheitlichen Richtlinien umzusetzen, sie auszuwerten und in der Praxis zu überprüfen sowie neue Anwendungsmöglichkeiten zu entwickeln, kann aufgrund seiner Position als Landes- oder Bundesbehörde und seiner inneren Struktur (Konzentration von Wissenschaftlern verschiedener Fachbereiche) nur der geowissenschaftliche Staatsdienst erfüllen. Er hat die Möglichkeit, im Rahmen der Daseinsvorsorge ein entscheidendes Wort bei gesetzlichen Regelungen und der Erstellung von Richtlinien zu sprechen und bei der Entwicklung von landesweiten Bodeninformationssystemen (Bodendatenbanken) mitzuwirken.

Bei der landesweiten Tätigkeit werden Forschungsdefizite erkannt und auf die Schließung der Wissenslücken hingewirkt.

Es wird deutlich, welche Bedeutung der geowissenschaftliche Staatsdienst bei der Umsetzung bodenkundlicher Forschungsergebnisse besitzt. Man kann vielleicht auch ermessen, welcher Schaden für Bund und Länder und damit letztlich auf für die Menschen in den Ländern entstehen würde, wenn eine weitgehende Privatisierung des geowissenschaftlichen Staatsdienstes erfolgen sollte. Dann wäre

- die Schaffung von einheitlichen geowissenschaftlichen (bodenkundliche) Grundlagen,
- die Entwicklung und Verbreitung abgestimmter Methoden zur Erfassung geowissenschaftlicher (bodenkundlicher) Daten und ihre Anwendung,
- die Mitwirkung und Einwirkung eines potenten Partners der Landesregierungen und der Bundesregierung für den Boden- und Umweltschutz nicht mehr möglich.

Erfassung der dreidimensionalen Variabilität von Böden mit geophysikalischen Methoden

von

Auerswald, K., H. Durlesser und C. Sperl*

Einleitung

Bodeneigenschaften werden i.d.R. nur punktförmig erfaßt. Daraus muß eine Raumaussage abgeleitet werden. Der traditionelle Weg, die Bodenkartierung, basiert auf dem Boden-Landschaftsparadigma. Er ist jedoch subjektiv und wird nur für die Abgrenzung der Kartiereinheit, nicht aber für die Prognose einzelner Bodeneigenschaften verwendet. Neuerdings wird daher die Geostatistik zunehmend erfolgreich auf bodenkundliche Fragestellungen angewendet (z.B. WINTER & RACKWITZ, 1994). Sie basiert auf der Annahme einer räumlichen Autokorrelation. Ihre Grenzen liegen daher dort, wo Bodeneigenschaften sich sprunghaft ändern. Beide Verfahren, Bodenkartierung wie Geostatistik, sind auf die Bohrstock-/Profilgrubeninformation angewiesen und lassen keine Aussagen über größere Tiefen zu. Es besteht daher ein Bedarf, nach Methoden mit größerer Erkundungstiefe, die besonders Diskontinuitäten zu erfassen erlauben. Geophysikalische Methoden werden daher neuerdings zunehmend für bodenkundliche Fragestellungen eingesetzt (AUERSWALD et al., 1994). Geophysikalische Methoden haben den weiteren großen Vorteil, kaum in den Boden einzugreifen, sodaß z.B. wiederkehrende Messungen möglich sind. Im folgenden werden kurz drei Verfahren charakterisiert, die es erlauben unterschiedlich tief und mit unterschiedlicher räumlicher Auflösung Strukturen zu erkennen.

Geoelektrik

Über zwei Sonden wird Strom in den Boden eingespeist und das entstehende Potentialfeld über zwei weitere Sonden gemessen. Es hängt von der Leitfähigkeitsverteilung des Untergrundes ab. Durch Vergrößerung des Sondenabstandes können zunehmend größere Tiefen erfaßt werden. Die Inversion der Meßwerte löst dann den Untergrund in unterschiedlich leitfähige Schichten, z.B. Wechsellagerungen von Ton und Sand, auf (SPERL et al., 1994). Neuere Entwicklungen, z.B. Multielektrodenarrays (ECHTERNACH, 1993; GÖBEL et al., 1993), erlauben es, auch nicht parallel zur Bodenoberfläche liegende Substratwechsel zu erfassen und zu zwei- oder dreidimensionalen Aussagen zu kommen.

VLF/R

Soll flächenhaft und oberflächennäher die Leitfähigkeit des Untergrundes erfaßt werden, bietet

* Lehrstuhl für Bodenkunde der TU München, 85350 Freising-Weihenstephan

sich das VLF/R-Verfahren an (Very Low Frequency/Resistivity; BERKTOLD et al., 1992). Es basiert darauf, daß starke Sender, die zur U-Boot-Kommunikation eingesetzt werden, im Boden Stromsysteme induzieren, deren elektrische und magnetische Anteile schnell, einfach und mit hoher räumlicher Auflösung (z.B. 2x2 m) gemessen werden können. Dadurch lassen sich z.B. gut leitfähige Schichten im Untergrund kartieren.

Georadar

Soll noch oberflächennäher gearbeitet werden oder die Tiefenlage der Substratwechsel genauer ermittelt werden, ist Georadar besser geeignet. Es basiert darauf, daß ein Sender elektromagnetische Wellen abstrahlt, deren Laufzeit zum Empfänger gemessen wird. Die Laufzeit ist je nach Ausbreitungsweg der Wellen unterschiedlich. Schichtwechsel im Untergrund können erkannt werden, weil die dort reflektierte Welle später den Empfänger erreicht als die direkte Welle ("Bodenwelle"). Wegen der hohen Frequenz der Wellen (im Bereich um 50 MHz) hängt deren Ausbreitungsgeschwindigkeit nicht von der Leitfähigkeit sondern von der Dielektrizitätskonstante des durchlaufenen Mediums ab. In Böden kann diese recht genau in den Volumenwassergehalt umgerechnet werden (TOPP et al, 1980). Neueste Entwicklungen, die auf der Interpretation der bisher kaum beachteten Bodenwelle basieren, erlauben es daher, die Bodenfeuchte in Volumenprozent rasch, störungsfrei und mit hoher räumlicher Auflösung zu erfassen (DURLESSER et al., 1994).

Schlußfolgerungen

Geophysikalische Methoden lassen sich nahezu störungsfrei anwenden. Sie erfassen auch Tiefen, die schwierig zu erbohren sind. Besonders durch die Kombination verschiedener geophysikalischer Verfahren entsteht ein dreidimensionales Modell der Substrateigenschaften. Geophysikalische Methoden ergänzen daher ideal die traditionellen und die geostatistischen Methoden.

Literatur

- AUERSWALD, K., H. DURLESSER, C. SPERL (1994): Der Bodenfeuchte auf der Spur. Die Landtechnik 49: 168-169
- BERKTOLD, A., F. SCHLEICHER, P. STROBL, P. MATHES, H. DURLESSER (1992): Möglichkeiten und Grenzen des VLF-R Verfahrens im Ingenieur/Umweltbereich. Münchner Geophys. Mitt. 6: 65-88
- DURLESSER H., S. DU, P. RUMMEL, A. BERKTOLD (1994): Flächenhafte Bestimmung der mittleren Bodenfeuchte mit Georadar. Mitt. DBG, dieses Heft
- ECHTERNACH, F. (1993): Vierpunkt-Geoelektrik mit einem Multielektrodenarray. Dipl.Arb., Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik, LMU München
- GÖBEL, B., J. MICHAELSEN, E. DANCKWARDT, S. HAGREY, C. MEYER, G. PETZOLD, C. STOLTE, R. THIERBACH (1993): Geophysikalische Methoden zur Erfassung von Wasserverteilungen und Wassertransportvorgängen in Böden. Mitt. DBG 72: 111-114
- TOPP G. C., J. L. DAVIS, A. P. ANNAN (1980): Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines. Water Resources Research 16, 574-582
- SPERL, C.; H. DURLESSER, F. ECHTERNACH, K. AUERSWALD (1994): Identifying the variability of soil substrates by geoelectrical methods. Mitt. DBG, dieses Heft
- WINTER, K., R. RACKWITZ (1994): Die räumliche Variabilität der mikrobiellen Biomasse einer heterogenen Agrarlandschaft. Mitt. DBG, dieses Heft

Vom Bodenprofil zum Gebietswasserhaushalt - Untersuchungen aus dem Unterharz

von

Altermann, M.* und M. Steininger**

1. Die Böden und deren Schichtaufbau im landwirtschaftlich genutzten Teil des Unterharzes

Die Böden des Unterharzes haben einen mehrschichtigen Aufbau. Die verschiedenen Schichtglieder lassen sich nach der von der DBG vorgeschlagenen Lagengliederung der Hauptlage, Mittellage und Basislage zuordnen. Auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen dominiert als Hauptlage eine lößartige, ca 4...5 dm mächtige Decke, die als Gebirgslöß bezeichnet wurde. In Hangpositionen wird diese lößartig ausgebildete Hauptlage durch einen unterschiedlich feinerdehaltigen Schutt vertreten. Auf Plateaulagen mit $< 5^\circ$ Hangneigung folgt im Liegenden der Hauptlage die im Mittel 45 cm mächtige, stärker schwankende Mittellage, die im Untersuchungsgebiet ebenfalls lößartig ausgebildet und als Fließerde anzusprechen ist. Verschiedene kryogene Strukturen kennzeichnen diese Schicht. Über den anstehenden paläozoischen Festgesteinen, meistens aufgelockert und auch mehr oder weniger verwittert, ist eine Basislage entwickelt, die sich überwiegend aus Schutt mit unterschiedlichem Feinerdeanteil und seltener aus Fließerden aufbaut. Die Mächtigkeit der Basislage streut von etwa 30 - 130 cm. Der Aufbau der Lockergesteinsdecken und deren Ausbildung in Abhängigkeit von der Reliefposition wurde durch dokumentiert. Danach dominieren auf den Plateaus in der Vertikalabfolge Hauptlage-Mittellage-Basislage, in Hangpositionen dagegen Hauptlage-Basislage. Die Kornzusammensetzung der genannten Schichten ist in der Tabelle 1 zusammengestellt. Neben markanten Unterschieden im Skelettanteil fallen die hohen Schluff-, insbesondere Grobschluffanteile in den Bildungen der Haupt- und Mittellage auf, wobei in letzterer sich ein markantes Tonmaximum nachweisen läßt. Haupt- und Mittellage lassen eine gewisse Körnungsverwandtschaft erkennen, abgesehen von der Hauptlage aus Schutt. Sie grenzen sich jedoch nach der Körnung deutlich von der Basislage ab. Die Standabweichungen sind für die Körnungsparameter der Basislage am größten.

Bodenausbildung und Bodeneigenschaften hängen vom Aufbau des Deckschichtenprofils ab. Bei der Abfolge Hauptlage-Mittellage-Basislage dominieren auf den Plateaus als anhydromorphe Böden Braunerde-Fahlerden, in Reliefdepressionen und Talanfangsmulden dagegen Pseudogleye und Gley-Pseudogleye. Fehlt die Mittellage sind fast ausschließlich Typische Braunerden und Braunerde-Regosole entwickelt. Eine Übersicht über den Anteil der verschiedenen Bodengesellschaften im Unterharz vermittelt die Tabelle 2.

* Büro für Bodenökologie, Bodenkartierung, Bodenschutz; Kefersteinstr. 3, 06110 Halle

** Institut für Standortkunde und Agrarraumgestaltung - Landeskultur und Kulturtechnik; Ludwig-Wucherer-Str. 2, 08118 Halle

Tabelle 1: Körngrößenzusammensetzung (arithm. Mittel \bar{x} | Standardabweichung[s]) von Schichten (periglaziale Lagen) landwirtschaftlich genutzter Harzböden

Schicht	n	SK	S	gU	mU	fU	T
Hauptlage							
Schutt	\bar{x} 118	28	29	26	18	12	16
	s	13	11	8	4	3	4
Gebirgslöß anhydromorpher Böden	\bar{x} 358	7	17	33	22	11	17
	s	4	7	7	4	3	5
Gebirgslöß hydromorpher Böden	\bar{x} 197	4	14	33	24	12	17
	s	4	7	8	5	4	6
Mittellage							
Löß-Fließerde	x 256	8	15	33	19	9	24
	s	6	9	8	4	3	6
Basislage							
Schutt anhydromorpher Böden	\bar{x} 281	61	40	20	13	9	18
	s	20	14	9	5	3	11
Schutt hydromorpher Böden	\bar{x} 132	49	40	18	14	10	18
	s	19	12	6	5	4	6
Fließerde	\bar{x} 29	6	25	25	17	11	22
	s	4	15	12	7	4	11

Tabelle 2: Flächenanteil der Bodengesellschaften im landwirtschaftlich genutzten Teil des Unterharzes

Bodengesellschaft	Regosol-Braunerde	Braunerde	Braunerde-Fahlerde	Pseudogley	Gley-Pseudogley	Gley
Flächenanteil in %	10	22	35	5	11	17

2. Die bodenphysikalische Kennzeichnung der Standorte

Die bodenphysikalischen Parameter sind in der Tabelle 3 zusammengestellt. Danach sind in der Hauptlage das Porenvolumen, die Luftkapazität, Feldkapazität und nutzbare Feldkapazität am höchsten. Die Werte fallen in der Mittellage deutlich ab. Für die Hauptlage wurden die höchsten Wasserdurchlässigkeiten ermittelt, jedoch sind in dieser Schicht die K_r -Werte hydromorpher Böden deutlich geringer, was mit Gefügerstörung infolge Vernässung erklärt werden kann. Die hohen Standardabweichungen für die K_r -Werte kennzeichnen für diesen Parameter den lokalen pedogenen Einfluß (Bodennutzung, unterschiedliches pedogenes Gefüge der untersuchten Böden). Die bodenphysikalischen Parameter lassen eindeutig die Schichtabhängigkeit - eingeschränkt auch für die K_r -Werte gültig - erkennen, und die geringen Unterschiede zwischen den hydromorphen und anhydromorphen Standorten lassen sich nicht statistisch absichern. Die Mittellage ist nach den bodenphysikalischen Werten als Staukörper zu charakterisieren, der sich reliefabhängig unterschiedlich auswirkt (s.u.).

3. Die Kennzeichnung der Reliefverhältnisse

Die Hangneigung beeinflusst in Verbindung mit dem Schichtaufbau den Boden- und Gebietswasserhaushalt entscheidend. Im landwirtschaftlich genutzten Gebiet des Unterharzes dominieren

Tabelle 3: Physikalische Kennwerte der Schichten (periglaziale Lagen) und Bodengruppen des Unterharzes

Schichten (periglaziale Lagen) und Bodengruppen	n	PV	AK	FÄ [Vol%]	nFÄ	ÄWP	k_f [m/d]	
Hauptlage								
Gebirgslöß anhydromorpher Böden	\bar{x}	52	46	8	38	22	16	0,985
	s		6	5	5	6	3	1,316
Gebirgslöß hydromorpher Böden	\bar{x}	32	46	7	39	22	17	0,248
	s		5	5	6	7	7	0,386
Mittellage								
Löß-Fließerde anhydromorpher Böden	\bar{x}	25	35	3	32	10	22	0,027
	s		3	2	2	6	5	0,031
Löß-Fließerde hydromorpher Böden	\bar{x}	28	37	4	33	13	20	0,027
	s		4	3	5	5	5	0,07
Basislage								
Fließerde	\bar{x}	10	33	2	31	16	15	0,054
	s		3	2	5	4	4	0,077

Erläuterung: n - Stichprobenumfang, PV - Porenvolumen, AK - Lufikapazität, FÄ - Feuchteäquivalent, nFÄ - nutzbares Feuchteäquivalent, ÄWP- Äquivalentwelkepunkt, k_f - Wasserdurchlässigkeit, \bar{x} - Mittelwert, s - Standardabweichung

Plateaus und Flachhänge, und Hangneigungen über 10 % nehmen nur ca. 25 % der Fläche ein (Tabelle 4).

Tabelle 4: Prozentuale Verteilung der Hangneigungsklassen im landwirtschaftlich genutzten Teil des Unterharzes

Hangneigung in %	0-4	>4-9	>9-14	>14-23	>23
Flächenanteil in %	28,7	47,8	16,6	5,4	1,5

4. Gebietswasserhaushalt für den Unterharz

Auf den Flächen des Unterharzes hat für den Gebietswasserhaushalt der oberflächennahe Abfluß und der Oberflächenabfluß eine erhöhte Bedeutung. Er prägt insbesondere nach Starkniederschlägen sowie nach Einsetzen der Sickerperiode im Herbst das Abflußgeschehen. Wie aus der Tabelle 3 zu entnehmen ist, spielt dabei die Mittellage (als Löß-Fließerde entwickelt) auf Grund ihrer bodenphysikalischen Eigenschaften eine entscheidende Rolle. Ihre Wasserdurchlässigkeitswerte sind im Mittel eine Zehnerpotenz kleiner als die der Schichten der Hauptlage, so daß in Abhängigkeit von der Reliefposition die Löß-Fließerde entweder als Staukörper (Plateaulage bzw. schwach eingesenkte Positionen) oder als Abflußsohle fungiert. Letzteres zeigen auch die Ergebnisse des Tracerversuchs (Abb. 1 und 2). Während bei der ersten Probenahme am 10.3.1994 die Sickerfront bei der Typischen Braunerde (fehlende Mittellage) bereits die Basislage (ilCv-Horizont) erreicht bzw. passiert hat, befindet sich die Sickerfront bei der Braunerde-Fahlerde (mit vorhandener Mittellage: Sd+Bt-Horizont) im Bereich 6...8 dm unter Flur. Die zweite Probenahme am 28.4.94, d.h. nach dem Dauerniederschlag vom 11.4. bis 13.4.94 mit einer Niederschlagssumme von 134,2 mm, zeigt eine deutliche Abschwächung der Bromidkonzentration im

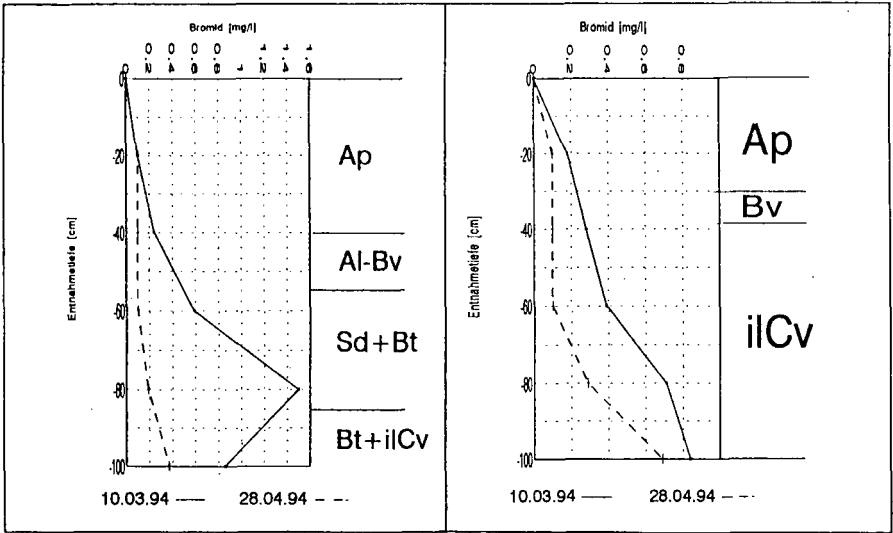


Abb. 1 Zeitabhängige Bromidverlagerung nach Applikation mit KBr am 04.11.93
 Bodentyp: Braunerde-Fahlerde
 Substrattyp: grusführender Kryolöß über tiefem Kryolehmschutt (aus Tonschiefer und Grauwacke)
 Bodenform: p-(z)ö/p-ln(*tsf + *g).B-F

Abb. 2 Zeitabhängige Bromidverlagerung nach Applikation mit KBr am 04.11.93
 Bodentyp: Typische Braunerde
 Substrattyp: grusführender Kryolöß über tiefem Kryolehmschutt (aus Tonschiefer und Grauwacke)
 Bodenform: p-(z)ö/p-ln(*tsf + *g).Bn

im gesamten Profil. Dabei ist davon auszugehen, daß auf Grund der geringen K_r -Werte im Sd+Bt-Horizont eine hangabwärtsgerichtete laterale Verlagerung stattgefunden hat. Diese Ergebnisse werden durch Abflußmessungen im Einzugsgebiet Schäfergrund“ belegt. Sie zeigen, daß die Hauptabflußkomponenten der landwirtschaftlich genutzten Böden im Unterharz der Oberflächen- und der oberflächennahe Abfluß (bis 5 dm unter Flur) sind, die nach Dauer- bzw. Starkniederschlägen sehr schnell ansprechen. Folgende Bilanz ergibt sich für die Abflußkomponenten des Schäfergrabens im fünfjährigen Mittel (1968-1972) (Tabelle 5).

Tabelle 5: Bilanz der Abflußkomponenten des Schäfergrabens bei Siptenfelde (Unterharz); 1968-1972

Einheit	P	Ro	Rzw	Rb	R
mm	615,8	21,5	149,6	39,6	210,7
% von R	-	10,2	71,0	18,8	100
% von P	100	3,5	24,3	6,4	34,2

Erläuterung: P - Niederschlagssumme
 Ro - Oberflächenabfluß
 Rzw - Zwischenabfluß
 Rb - Basisabfluß
 R - Gesamtabfluß

Das Verhältnis Oberflächen- zu Zwischenabfluß wird maßgeblich durch den Bodenfeuchteverlauf im Vorfeld des Ereignisses, die Niederschlagsart sowie die Bodenbedeckung bestimmt.

Die Tracerversuche zeigen auch, daß Regosole und Braunerden die Bildungsflächen für den Basisabfluß darstellen, der zeitverzögert und langanhaltend nach dem Niederschlagsereignis den Gebietsabfluß speist.

Durch die Repräsentanz der Bodenverhältnisse des Meßfeldes Schäfergrund bei Siptenfelde (Unterharz) lassen sich die hier gewonnen Ergebnisse auf diesen Naturraum übertragen.

Höhenabhängige Regionalisierung des Gebietsniederschlags

von

Bach, M. und H.-G. Frede†

Die Niederschlagsverteilung im Lahnggebiet (65 Stationen des DWD^{††}) zeigt eine deutlich ausgeprägte Höhenabhängigkeit, z.B. steigt der mittlere Jahresniederschlag im Mittel der Stationen um 85 mm pro 100 m Höhenanstieg. Es stellt sich die Frage, mit welchen Berechnungsansätzen die Höhenabhängigkeit des Niederschlages bei der Interpolation von Gebietsniederschlägen berücksichtigt werden kann. Die gängigen Verfahren zur Berechnung von Gebietsniederschlägen bieten wenig praktikable Ansätze:

Verfahren	Bemerkung
Isohyeten-Methode	Subjektive Berücksichtigung der Orographie
Thiessen-Polygone	Sprungstellen; lokale Varianz = 0
Rasterpunktmethode	= Distanzgewichtetes Quadrantenverfahren Beschränkte Variabilität: $N_i(\min) < \bar{N}(u) < N_i(\max)$;
DWD-Sammelgebietsverfahren	geht auf Rasterpunktmethode zurück
Orographische Typisierung	Kleinräumig (ca. < 1 km) bislang nicht erprobt
Anpassung einer Funktion $\bar{N}(u) = f(N, x, y, h)$	Theoretisch bester Ansatz; aufwendig; nur bei größeren Meßnetzen sinnvoll, Präzision?
Stochastisches Modell	Berücksichtigung der Höhenvarianz bislang nicht erprobt

(n. Deisenhofer et al., 1982; Giesecke et al., 1983; Kleeberg, 1992; u.a.)

Eine Regionalisierung der Faktoren der Niederschlagsvarianz (Höhe, Luv-Lee-Effekte, N-S bzw. E-W-Effekte) konnte mit geostatistischen Verfahren nicht gesichert werden. Es wurden daher vier Ansätze geprüft, mit denen die Höhenabhängigkeit des Niederschlags (hier: mittlerer Jahresniederschlag) bei der Interpolation von Gebietsniederschlägen berücksichtigt werden kann.

Das Standardverfahren stellt gegenwärtig die Interpolation mit **distanzgewichtetem Quadrantenverfahren** dar (= **Standard, ohne Höhenvariation**)

$$\bar{N}(u) = \sum g_i \cdot N_i \quad \text{mit: } g_i = 1/d_i^2 / \sum (1/d_i^2)$$

$i = I, \dots, IV$ (jew. 1 Stützstelle pro Quadrant)

Die Ansätze (A) bis (C) zur **höhenabhängigen Variation** des Gebietsniederschlages erweitern den Interpolationsterm des Standardverfahrens um einen zusätzlichen Gewichtungsfaktor (bei A) bzw. ein additives Glied (B und C).

[†]) Institut für Landeskultur der Justus-Liebig-Universität Gießen, Senckenbergstr. 3, 35390 Gießen

^{††}) Dem Deutschen Wetterdienst, Offenbach, ist für die Daten-Überlassung sehr herzlich zu danken

(A) Distanz- und Höhengewichtetes Quadrantenverfahren

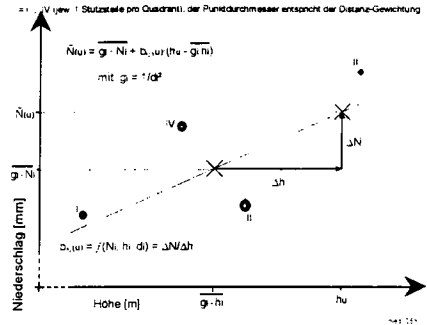
$$\tilde{N}(u) = \sum g_i^* \cdot N_i \quad \text{mit: } g_i^* = \frac{1/(d_j \cdot (h_U - h_i))^2}{\sum 1/(d_j \cdot (h_U - h_i))^2}$$

(B) Lokaler mittlerer Höhengradient im Punkt u

ermittelt aus dem (distanzgewichteten) höhenabhängigen Niederschlagsanstieg der 4 Stützstationen und der Differenz zwischen der (distanzgewichteten) mittleren Stationshöhe und Höhe im Punkt u

$$\tilde{N}(u) = \sum g_j \cdot N_j + b_N(u) \cdot (h_U - \bar{h}(u))$$

mit: $\bar{h}(u) = \sum g_j \cdot h_j$
 g_j wie Standardverfahren
 $b_N(u)$ = lokaler mittlerer Höhengradient des Niederschlags im Punkt u



(C) Konstanter Höhengradient

ermittelt aus der mittleren Höhenabhängigkeit der Residuen (+ 55 mm Niederschlagszunahme pro 100 m Höhenanstieg) des Standardverfahrens

$$\tilde{N}(u) = \sum g_j \cdot N_j + 0.55 \cdot (h_U - \bar{h}(u)) \quad g_j \text{ wie Standardverfahren}$$

(D) \tilde{N} nur höhenabhängig

$N = f(h)$ einheitlich für Gesamtgebiet, = Steigung der Regressionsgeraden für die betrachteten 65 Stationen

$$\tilde{N}(u) = 545 + 0.85 \cdot h_U$$

Bedeutung der Variablen

- $\tilde{N}(u)$ berechneter Niederschlag [mm/a] im Punkt/Rasterelement u
- N_i Niederschlag der Stützstation [mm/a] im Quadranten i
- g_j Gewichtungsfaktor [-] der Stützstation im Quadranten i
- $\bar{h}(u)$ berechnete (distanzgew. interpolierte) Höhe [m] im Punkt u
- h_i Höhe der Stützstation [m] im Quadranten i
- h_U wahre Geländehöhe [m] im Punkt/Rasterelement u
- $b_N(u)$ lokaler mittlerer Höhengradient des Niederschlags [mm/(a.m)] im Punkt u

Zur Prüfung der Güte der Interpolation wurde der Gebietsniederschlag für die Rasterpunkte der Stationen nach den verschiedenen Ansätzen berechnet und mit den wahren Stationsniederschlägen verglichen (Tab. 1). Eine Beurteilung anhand der statistischen Parameter Mittelwert, Standardabweichung (SD), Minimum und Maximum zeigt, daß mit den Verfahren (A) und (B) eine bessere Anpassung an die Grundgesamtheit

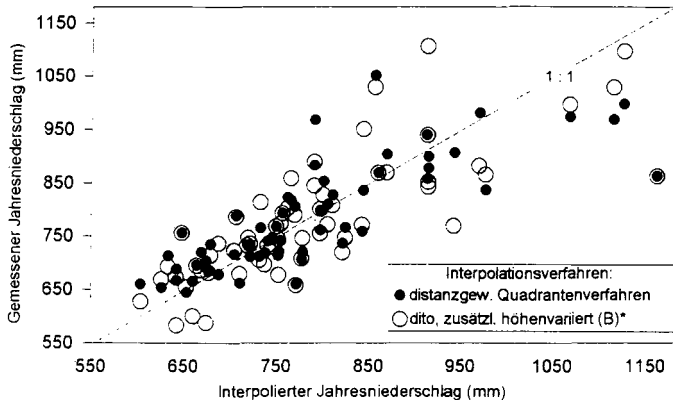
möglich ist als mit einer Interpolation nach Standardverfahren ohne Höhenvariation. Insbesondere ist es nur mit Verfahren (B) möglich, den Niederschlag in einem Punkt angemessen zu schätzen, dessen Höhe niedriger/höher ist als die Höhe der niedrigsten/höchsten Stützstation. Die Regressionsgeraden zeigen allerdings, daß die Schätzgüte aller Verfahren mit Korrelationskoeffizienten nicht besser als 0.64 nur mäßig befriedigend ist. Nach Bewertung aller Gesichtspunkte wird im vorliegenden Fall dem Ansatz (B) der Vorzug gegeben, da er insgesamt noch akzeptable Übereinstimmungen zeigt und im Vergleich zu (A) die Anpassung an die 1:1-Gerade etwas besser ist (Abb. 1).

Tab. 1: Vergleich des mittleren Jahresniederschlages nach verschiedenen Interpolationsverfahren (mit u. ohne höhenabhängigen Variation) mit dem wahren Niederschlag für 61 Niederschlagsstationen im Lahn-Gebiet

	Gemessene Werte (Ist)* (mm/a)	Berechnete Werte interpoliert mit distanzgew. Quadrantenverfahren				
		ohne Höhenvar.	zusätzlich höhenvariiert nach Ansatz			
			A	B	C	D
		in % der gemessenen Werte (Ist)				
Mittelwert	788	99,6	99,1	99,2	99,3	101,1
SD	125	80,0	97,5	92,5	86,4	48,3
Minimum	603	93,6	99,3	103,4	98,7	85,4
Maximum	1162	90,4	98,1	95,3	92,6	82,1
Regressionsgerade $N(Ist) = a + b \cdot \hat{N}(\text{berechnet})$						
a		8	189	121	48	-103
b		0,99	0,77	0,85	0,95	1,13
r ²		.64	.56	.62	.67	.30

*) Mittlerer Jahresniederschlag 1965-1989, n = 61 DWD-Stationen im Lahngebiet

Abb. 1: Vergleich zwischen gemessenen und mit zwei Interpolationsverfahren berechneten Jahresniederschlägen für 61 Stationen im Lahn-Gebiet



*) Höhenvariiert mit dem lokalen mittleren Höhengradienten des Niederschlags der vier Wichtungstationen

Tab. 2: Einfluß der höhenabhängigen Variation des Jahresniederschlages (mit lokalem mittleren Höhengradient) für ausgewählte Ergebnisse im Lahn-Gebiet (bis Pegel Leun, FN \approx 3600 km²)

Berechnung	Mittel	SD
	vieljähriger mittlerer Gebietsniederschlag	
ohne Höhenvariation	811 mm	196 mm
mit Höhenvariation (B)	816 mm	235 mm
n. DWD-Sammelgebietsverfahren	817 mm	-
	R-Faktor*)	
ohne Höhenvariation	51,8	9,8
mit Höhenvariation (B)	52,7	11,6
	Anteil des 10 %-Percentils der Ackerflächen mit dem höchsten Bodenabtrag n. ABAG am kumulierten Abtrag im Lahngebiet	
ohne Höhenvariation	35,6 %	
mit Höhenvariation (B)	40,3 %	

*) berechnet als Funktion des Sommer-Niederschlags n. Mollenhauer (1990)

Die berechneten Mittelwerte des Gebietsniederschlags und des R-Faktors verändern sich nicht nennenswert, die Varianz beider Größen nimmt innerhalb des Betrachtungsgebietes dagegen bei einer höhenvariierten Interpolation nach (B) um rd. 20 % zu. Dies wirkt sich insbesondere auf die komparative Bewertung bspw. der Notwendigkeit von Erosionsschutzmaßnahmen für Ackerflächen im Untersuchungsgebiet aus.

Fazit: Die Höhenvariation des Niederschlags mittels

- distanz- und höhengewichtetem Quadrantenverfahren
- lokalem mittleren Höhengradienten

zeigt im Vergleich zum Standardverfahren (distanzgewichtetes Quadrantenverfahren ohne Höhenvariation) für einige statistische Deskriptoren bessere Ergebnisse (Prüfgröße: vieljähr. mittlerer Jahresniederschlag, 61 DWD-Stationen im Lahngebiet). In stärker reliefierten Landschaften erscheint eine Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit des Niederschlags im makro- und mesoskaligen Bereich mittels einfachen, praktikablen Berechnungsansätzen notwendig, ohne daß jedoch derzeit ein bestimmtes Verfahren eindeutig überlegen ist.

Literatur

- Deisenhofer, H.E., H. Kumm u. H. Wollkopf (1982): Berechnung von monatlichen Gebietsniederschlägen mit dem Sammelgebietsverfahren am Beispiel des Iller-Einzugsgebietes. Deutscher Wetterdienst, Offenbach
- Giesecke, J., P. Schmitt u. H. Meyer (1983): Vergleich von Rechenmethoden für Gebietsniederschläge. Wasserwirtschaft 73, 1-6
- Kleeberg, H.B. (1992)(Hrsg.): Regionalisierung in der Hydrologie. Deutsche Forschungsgemeinschaft / Mitt. Komm. f. Wasserforschung 11; VCH, Weinheim; Basel
- Montano, J.L. (1989): Prognose von Niederschlagsfeldern. Mittgln. Inst. Wasserwesen, Univ. Bundeswehr München, H. 31

Nutzung der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung zur Bodenabtragungsschätzung im Zuge des Agrarlandschaftswandels in Nordostdeutschland

von

Deumlich, D. und L. Völker*

Einleitung:

Die Bodenerosion tritt auf vielen landwirtschaftlich genutzten Flächen Nordostdeutschlands seit Einführung des Ackerbaus auf. Für die Zunahme der Bodenerosion in den letzten Jahrzehnten zeichnen übergroße Schlagausdehnungen ohne wasserabfluß- und windbremsende Flurelemente, der Einsatz schwerer Technik sowie die Vergrößerung der Anbaufläche von Mais und Hackfrüchten verantwortlich. Die Bodenverlagerung führt zu Schäden auf den Ackerflächen und stellt im Betrachtungsgebiet eine Gefahr erosionsbedingter Schadstoffeinträge wegen des hohen Anteils an Binnengewässern und Gewässern mit Vorflut zur Ost- bzw. Nordsee dar.

Ziel:

In einer Studie zum Agrarlandschaftswandel in Nordostdeutschland wird in einer interdisziplinären Studie die Reaktion mehrerer Landschaftsindikatoren (Wasser, Kohlenstoff, Stickstoff, Energie, Biodiversität und Bodenverlagerung) auf die mit der EU-Agrarreform sich verändernde Landnutzung beschrieben. Unter Nutzung der Szenarientechnik erfolgt der Vergleich der Auswirkungen im Jahr 1996 gegenüber der Ausgangssituation. Die Veränderungen bezogen auf die Bodenverlagerungen durch Wassererosion werden im Folgenden dargestellt.

- Kennzeichnung des Ausgangszustands des Bodenabtragungsgeschehens
- Kennzeichnung der Auswirkungen veränderter Landnutzung im Zuge der EU-Agrarreform auf das mögliche Bodenerosionsgeschehen

Methodik:

Berechnung von potentiellen Bodenverlagerungen durch Wassererosion nach ABAG (SCHWERTMANN et al. 1987)

• **Eingangsdaten:**

- Substratflächentypen (SFT), Hangneigungstypen (NFT), Sommerniederschlagshöhe, Fruchtartfläche und -verteilung, weitere Flächenangaben

• **Berechnungsschritte**

- Berechnung für die Ausgangssituation und für die Situation nach der EU-Agrarreform (Szenarien I und II) nach gleicher Methodik. In Szenario I wird eine hohe Anpassungsfähigkeit der landwirtschaftlichen Betriebe und in Szenario II eine geringe Anpassungsfähigkeit an die künftigen geänderten Rahmenbedingungen unterstellt (KÄCHELE, 1994).
- Berechnung des Faktors Regenerosivität (R) mit der Gleichung $R = -6.88 + 0.152 P_S$ ($B = 70\%$) mit (P_S) - Sommerniederschlagshöhen bzw. Entnahme aus der Isoerodentkarte (HARTMANN 1987).
- Bestimmung der Bodenerodierbarkeit (K) durch Zuordnung von K-Faktoren zu SFT (Tab.1) nach deren vorwiegendem Substratanteil auf der Basis von Bodenprofilaten. Kleinräumige Heterogenität und dynamische Prozesse, z.B. Fahrspuren, Verschlammung und Verkrustung, werden in der Maßstabsebene der Studie bzw. mit dem gewählten empirischen Modell nicht betrachtet. Zusammengefaßt wurde die Bodenerodierbarkeit im gewichteten K-Faktor des Ackerlandes je Gemeinde.

* Inst. für Bodenforschung im ZALF Müncheberg e.V., Eberswalder Str. 84, 15374 Müncheberg

Tab. 1: Benutzte K-Faktoren für Substratflächentypen

	SFT d. MMK	K-Faktor
Sand, Anlehmsand	1, 2	0,15
Lehm u./o. Lehmkerf u. Ton	18, 19	0,2
Lehm u. Tieflehm, Sand mit Decklehmsand	11, 14..17,20	0,28
Sand u. Tieflehm o. -ton, Tieflehm	3..10, 12, 13	0,3
Decklehmsand, -sand-löß, Sandlöß	21..27	0,35

- Bestimmung des Bodenbedeckungs- und Bearbeitungsfaktors (C)

a: Erosivitätsverteilung im Jahr für ausgewählte Wetterstationen des Betrachtungsgebietes

b: C-Faktor-Berechnung der Fruchtarten

c: Berechnung des C-Faktors der Gemeinde (gewichtet) durch Multiplikation der C-Faktoren der Fruchtarten mit ihrem Anbauanteil

Tab. 2: C-Faktoren der Fruchtarten in den Kreisen (Relativwerte, Schwarzbrache = 100)

Kreis	WW	WG	WR	SG/Ha	Raps	Kart.	ZR	SM	Luzerne, Klee, Gras, Stillelegung
Angermünde	7,7	6,7	3,6	4	13	19,1	19,9	32,7	0,2
Anklam	8,1	8,8	4,1	4,4	12,7	20,3	20	32,6	0,2
Bad Freienwalde	14,4	10,4	5,8	6,6	10,5	22,2	28,5	36,4	0,2
Bernau	14,4	10,4	5,8	6,6	10,5	22,2	28,5	36,4	0,2
Eberswalde	11,3	9,2	4,6	4,9	13,9	20,8	23	31	0,2
Neubrandenburg	7,7	6,7	3,6	4	13	19,1	19,9	32,7	0,2
Pasewalk	7,7	6,7	3,6	4	13	19,1	19,9	32,7	0,2
Prenzlau	7,7	6,7	3,6	4	13	19,1	19,9	32,7	0,2
Seelow	14,4	10,4	5,8	6,6	10,5	22,2	28,5	36,4	0,2
Strasburg	7,7	6,7	3,6	4	13	19,1	19,9	32,7	0,2
Strausberg	14,4	10,4	5,8	6,6	10,5	22,2	28,5	36,4	0,2
Templin	8,3	8,1	3,4	3,2	17,4	19,4	17,5	25,6	0,2
Ueckermünde	8,1	8,8	4,1	4,4	12,7	20,3	20,1	32,6	0,2

- Berechnung des Faktors Topografie (LS) unter Nutzung der Kriterien der Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung (MMK) (Lieberoth et al. 1983) und Einbeziehung von mittleren Hanglängen (modifiz., DEUMLICH u. THIERY 1993). Die Neigungsflächentypen (NFT) als definierte flächenmäßige Kombination von zusammengefaßten Hangneigungsgruppen enthalten keine Informationen über Hanglängen. Die Heterogenität des Reliefs im Jungmoränengebiet erfordert die gebietsspezifische Ableitung des Topografiefaktors (LS; mit L-Hanglänge, S-Hangneigung). Die erforderlichen Daten wurden regionalisiert unter Verwendung topografischer Karten erarbeitet (Tab. 3).

Tab. 3: LS-Faktoren für Hangneigungsgruppen und -flächentypen

Kreis	Hangneigungsgruppe					Neigungsflächentyp					
	04 ¹	49	914	1423	23	01	03	05	07	09	11
Angermünde	0,44	1,51	2,64	4,29	8,03	0,49 ²	0,90	1,35	1,59	2,23	3,85
Anklam	0,27	1,03	1,96	3,53		0,31	0,6	0,95	1,0	1,53	1,43
Bad Freienwalde	0,42	1,03	1,92	3,53		0,45	0,69	1,0	1,06	1,56	1,44
Bernau	0,36	1,08	2,18	3,53		0,4	0,68	1,05	1,08	1,63	1,49
Eberswalde	0,4	1,3	2,6	3,87		0,45	0,79	1,23	1,25	1,88	1,68
Neubrandenburg	0,67	1,39	2,53	4,21	8,85	0,71	0,99	1,37	1,64	2,23	4,03
Prenzlau	0,42	1,27	2,52	4,11	6,94	0,46	0,79	1,22	1,43	2,07	3,46
Seelow	0,53	1,41	2,36	4,56	7,16	0,57	0,91	1,3	1,56	2,17	3,65
Strasburg	0,41	1,26	2,35	4,06		0,45	0,78	1,18	1,23	1,83	1,69
Strausberg	0,4	1,16	2,26	4,3	9,99	0,44	0,73	1,13	1,45	2,07	4,21
Templin	0,43	1,14	2,4	4,37	8,47	0,47	0,75	1,16	1,43	2,09	3,87
Ueckermünde	0,72	1,4	2,71			0,75	1,02	1,32	1,09	1,34	0,81

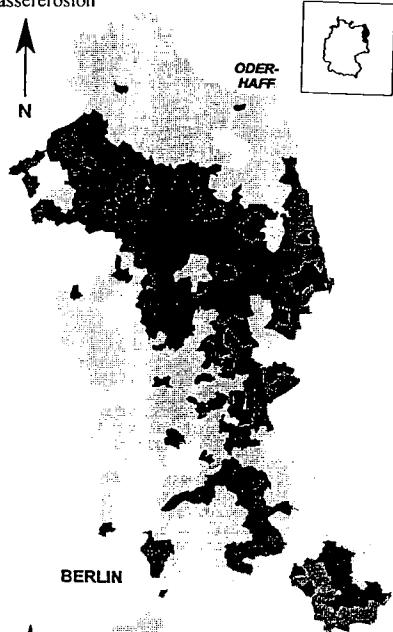
¹ Bereich der Hangneigung von 0 - 4 %; ² LS-Faktoren gewichtet für Neigungsflächentypen

- Ausgabedaten
- berechnete potentielle Bodenverlagerungen durch Wassererosion
- Darstellung der Ergebnisse in Tabellen und Karten
- Informationsbereitstellung für andere Teilprojekte

Ergebnis:

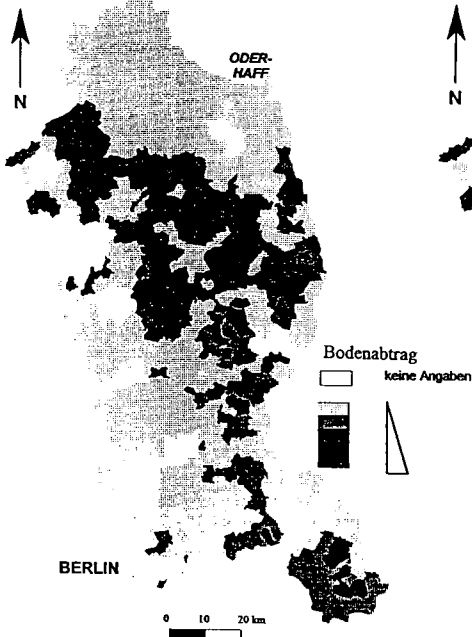
- Schwerpunktgebiete der Wassererosion bilden die Gemeinden im Uckermärkischen Hügelland und entlang von Endmoränen aufgrund der dort höheren Reliefenergie sowie Gemeinden auf den welligen Platten mit leichter erodierbaren Böden (Abb. 1-3).
- Die Gemeinde-Mittelwerte können bei entsprechender Parameterkonstellation auf dem Ackerland weit übertroffen werden, z.B. wurden 1984 unter Zuckerrüben Bodenabträge bis 170 t/ha bei einem Erosionsereignis gemessen.

Ausgangssituation



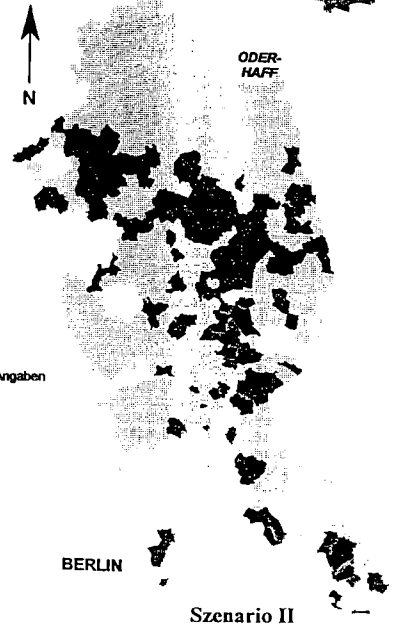
Szenario I

Hohe Anpassungsfähigkeit der landwirtschaftlichen Betriebe



Szenario II

Geringe Anpassungsfähigkeit der landwirtschaftlichen Betriebe



- Flächen mit Hangneigungen > 9 % auf der LN, auf denen in stärkerem Maße mit Bodenabträgen gerechnet werden muß, umfassen zur Ausgangssituation ca. 60.000 bis 70.000 ha LN, davon ca. 50.000 ha auf dem Ackerland. Auf diese Flächen sollte Stilllegung oder Umwidmung orientiert werden.
- Die potentiellen Bodenabträge durch Wassererosion *verringern* sich mit der Veränderung der Landnutzung nach der EU-Agrarreform im Betrachtungsgebiet um 15 bzw. 37 % der Mengen zur Ausgangssituation (Tab. 4).

Tab. 4: Bodenverlagerung durch Wassererosion (Onsite-Betrachtung)

Basis: Gemeindebezogene Mittelwertberechnungen

Berechnung für	Ackerland in ha	davon Stilllegung in ha AL	freigesetzte Fläche in ha AL	mittlerer Bodenabtrag in t/ha.a AL ¹	Σ des Bodenabtrags vom AL in t/a	Veränderung in %
Ausgangszustand	492.854	64.228		0,43	210.000	100
Szenario I	488.826	138.460	4.028	0,36	178.000	85
Szenario II	376.936	100.643	115.918	0,35	132.000	63

¹ bezogen auf die verbleibende aktuelle Ackerfläche

Schlußfolgerungen:

- Wassererosion ist bei nicht standortangepaßter Bewirtschaftung ein Problem im betrachteten Gebiet. Benachbarte Ökosysteme (z.B. Vorfluter, Seen) können durch Einträge belastet werden.
- die Extensivierung und Flächenstilllegung führt zur Abnahme der potentiellen Bodenabträge
- Standortgefährdung durch Wassererosion kann mit ABAG oder MMK geschätzt werden
- ABAG (empirisches Modell) bietet Möglichkeiten der Berechnung von Szenarioeffekten (Eingangsdaten sind aus vorhandenen Daten ableitbar, relativ geringer Rechenaufwand), berechnete Werte tragen Schätzungscharakter, sie sind mit aus dem Prozeß ableitbaren Unsicherheiten behaftet
- Schlußfolgerungen zu Stofftransporten in und aus Gebieten sind aus diesen On-site-Schätzungen der Bodenabträge nicht bzw. nur bedingt möglich
- administrativer Bezug (z.B. Gemeinde) kann Schwerpunktgebiete näher charakterisieren; tatsächliche Gefahren können nur durch aktuelle zu Standort, Schlag bzw. Hang zuordenbare konkrete Daten über Boden, Topografie und Bewirtschaftung abgeschätzt werden

Forschungsbedarf:

- Weiterentwicklung der Methodik, (skalenabhängige Übertragungs- und Verknüpfungsalgorithmen)
- Prozeßaufklärung zum Ersatz des empirischen Modells durch deterministisch-numerische Prozeßmodelle
- Integration in ein komplexes Landschaftsmodell

Literatur:

- DEUMLICH, D. (1993): Beitrag zur Erarbeitung einer Isoerodentkarte Deutschlands. - Arch. Acker- Pfl. Boden. 37: 17 - 24; Harwood Acad. Publ.
- DEUMLICH, D. & J. THIÈRE (1993): Kennzeichnung der Standorteigenschaften eines Kleineinzugsgebietes im Uckermärkischen Hügelland und Datenaufbereitung als Grundlage zur Einschätzung der Erosionsgefährdung, Bodenrodierbarkeit und Reliefenergie. - Mitt. Dt. Bodenkd. Ges. 72:1137 - 1140.
- HARTMANN, K. (1988): Untersuchungen zur Erosivität der Niederschläge im Jungmoränengebiet der DDR als Grundlage zur Erarbeitung einer Isoerodentkarte. Arch. Acker- Pflanzenbau Bodenkd., Berlin, 433 - 438
- LIEBEROTH, I., P. DUNKELGOD, W. GUNIA & J. THIÈRE (1983): Auswertungsrichtlinie MMK - Stand 1983. - 55 S.; AdL der DDR, FZB Müncheberg.
- SCHWERTMANN, U., W. VOGL, & M. KAINZ (1987): Bodenerosion durch Wasser: Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. - 64 S.; Stuttgart (Ulmer).

Flächenhafte Bestimmung der mittleren Bodenfeuchte mit Georadar

von

Durlessner, H.*, S. Du**, P. Rummel** und A. Berktold**

Einleitung

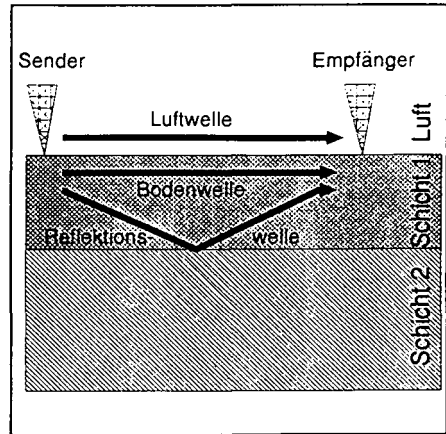
Zur Bestimmung der Bodenfeuchte nahe der Oberfläche sowie deren zeitlicher Variation müssen übliche Meßgeräte mehr oder weniger tief in den Untergrund eingebracht werden. Die Messungen sind also nicht "zerstörungsfrei". Dagegen kann mit Hilfe von Georadar die mittlere Feuchte schnell und zerstörungsfrei erhalten werden.

Theoretischer Hintergrund

Bei Georadar werden elektromagnetische Wellen von einer Antenne abgestrahlt und die Laufzeit entlang verschiedener Wellenwege von einem Empfänger registriert. Von den dargestellten Wellen ist nur die Bodenwelle zur Bestimmung der Feuchte im Untergrund geeignet.

Vorgehen

Zunächst wird die Laufzeit der Bodenwelle aus dem Radargramm abgelesen und dann aus dem Antennenabstand ihre Geschwindigkeit v errechnet. Sie hängt im Frequenzbereich (1-1000 MHz) des Georadars mit $v = c/(\epsilon_r \cdot \mu_r)^{0.5}$ hauptsächlich von der relativen Dielektrizitätszahl (ϵ_r) des von der Welle durchlaufenen Mediums ab ($c = 3 \cdot 10^8$ m/s). Die relative Dielektrizitätszahl kann angenähert in eine mittlere Feuchte umgerechnet werden (TOPP et al., 1980).



Um die Bodenwelle verfolgen zu können muß sie zunächst von anderen Wellenanteilen getrennt werden. Dies wird mit einer WARR (Wide Angle Reflection and Refraction) zu

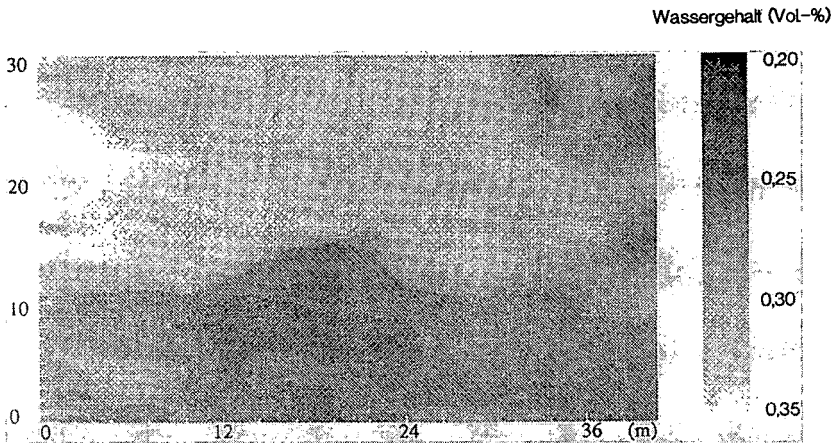
* Lehrstuhl für Bodenkunde der TU München, 85350 Freising-Weihenstephan

** Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der LMU, 80333 München

Beginn erreicht. Hierbei wird der Abstand von Sende- und Empfangsantenne sukzessiv vergrößert. Im Radargramm lassen sich Boden- und Luftwelle als Geraden mit verschiedenen Steigungen erkennen. Aus der Steigung der Geraden läßt sich die Geschwindigkeit der Bodenwelle am Profilanfang bestimmen. Ist der Antennenabstand zu klein, überlagern sich Boden- und Luftwelle. Ist der Antennenabstand zu groß, wird die Intensität der Bodenwelle zu schwach. Mit dem optimalen aus der WARR erlangten Antennenabstand kann dann die mittlere Feuchte nahe der Bodenoberfläche entlang von Längsprofilen oder flächenhaft (Fig. 2) bestimmt werden.

Beispiel - Flächenhafte Feuchtekartierung

(50 MHz Antennen; Antennenabstand 3-4 m; Profilabstand 2 m; Meßpunktabstand längs des Profiles 0.25 m)



Eine Vergleichsmessung zwischen Georadar und einer 15-cm-TDR-Sonde zeigte die unterschiedliche Eindringtiefe beider Verfahren. Georadar bestimmt die mittlere Bodenfeuchte über einen größeren Tiefenbereich (etwa 2.5 m für 50 MHz).

Diskussion

Die bei Georadar-Messungen auftretende Bodenwelle wurde, da sie sich für geophysikalische Fragestellungen nicht eignet, bei der Auswertung bisher wenig beachtet. Die Untersuchungen zeigten jedoch, daß aus ihr die Bodenfeuchte flächenhaft, zerstörungsfrei und in einem größeren Tiefenbereich als mit TDR-Sonden bestimmt werden kann. Eine Weiterentwicklung des Verfahrens läßt eine deutliche Verbesserung der Aussagen über die laterale und vertikale Feuchteverteilung im Boden erwarten.

Literatur

Topp G. C., J. L. Davis, and A. P. Annan (1980): Elektromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines. Water Resources Research, VOL. 16, NO. 3, pp. 574-582, Ottawa, Canada.

Möglichkeiten einer flächenhaften Beurteilung der Erosionsgefährdung durch Fahrspuren

von

Frielinghaus, M., H. Petelkau, K. Seidel, C. Roth und H. Schäfer*

Problemstellung

Die Hauptfahde für erosionsbedingten Oberflächenabfluß und Bodenabtrag in den Agrarlandschaften Ostdeutschlands sind die durch Landmaschinen und Transportfahrzeuge verursachten Fahrspuren. Die Struktur der Ober- und Unterböden ist vielfach durch die häufigen Befahrungen geschädigt, bei denen durch den hohen spezifischen Druck auf den Boden, verursacht durch die großen Axiallasten der Räder, die Dichtlagerung des Bodens steigt und der Wasserhaushalt verändert wird. Ein beachtlicher Anteil des Niederschlagswassers kann nicht mehr in den Boden infiltrieren, demzufolge bildet sich bereits bei geringer Hangneigung Oberflächenabfluß aus (FRIELINGHAUS, 1990 u. 1993). Fahrspuren stellen Abflußbahnen dar, die ihre Form von Rillen über Rinnen zu Gräben wechseln können und damit bevorzugte Austragspfade für Schadstoffe aus den Erosionsflächen bilden. Für die flächendeckende Abschätzung von durch bestimmte Landnutzung hervorgerufene erhöhte Erosionsgefährdung ist es notwendig, einzelne Fahrspuren zu charakterisieren, hinsichtlich ihrer Abflußbrunnenausbildung zu klassifizieren und dann als Parameter für die Vorhersage der aktuellen Erosionsgefährdung bestimmter Anbautechnologien zu nutzen.

Material und Methoden

Die zu befahrene Ackerfläche wurde in schmale Sektionen unterteilt, danach wurden die Positionen, die jedes Rad einer Maschine bei nacheinander folgenden Operationen einnahm, fixiert. An einer im rechten Winkel zur Hauptbearbeitungsrichtung angesetzten imaginären Linie wurde mittels Rechenprogramm BOLA jeder Raddurchgang festgehalten und nach Radlast und spezifischem Druck klassifiziert. In Tabelle 1 ist die Charakteristik der befahrenen Fläche für die Hauptanbauverfahren von Kartoffeln, Zuckerrüben, Silomais und Winterweizen enthalten.

Tabelle 1:

Anteil der gering, mittel und hoch belasteten Ackerfläche nach der Ernte von Kartoffeln, Zuckerrüben, Mais und Winterweizen.

Fruchtart	gering <150 kPa Fläche(%)		mittel 150 -200 kPa Fläche(%)		stark >200 kPa Fläche(%)		gesamt Fläche(%)	
	a	b	a	b	a	b	a	b
	Kartoffeln*	15	83	29	158	56	311	98
Zuckerrüben	0	0	53	524	47	457	89	981
Mais	12	40	22	76	66	228	66	344
Winterweizen	19	92	34	164	47	225	61	481

a: überfahrener Flächenanteil

b: Summe der überfahrenen Fläche unter Berücksichtigung der Mehrfachbefahrung

*: Referenzbreiten: Kart.4,5m, ZR:2,7m, Mais:5m, WW:5m

Die Infiltrationsrate wurde in und zwischen den Fahrspuren mit Doppelringinfiltrometern in 10facher Wiederholung gemessen (BECKER 1970), die Streuung der Einzelwerte um den Mittelwert wird als Kennwert interpretiert. Die gemessenen Raten wurden verglichen mit den Regeninfiltrationsklassen nach KOHNKE (1968): geringe Infiltrationsrate: $< 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, mittlere Infiltrationsrate: 20 bis $100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, hohe Infiltrationsrate: $> 100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$.

Die Überrollungen wurden bei zwei Belastungsstufen mit einem Spezialgerät gefahren. An der hängigen Fläche des Experimentierfeldes wurden Oberflächenabfluß und Bodenabtrag auf 30 m langen Parzellen gemessen.

Ergebnisse und Diskussion

Der Bodenabtrag lag zwischen 12 und 19t je ha im Mittel der Parzellen. Der Bodenabtrag in den Fahrspuren lag bei 15 bis 35 t, umgerechnet je ha.

Die hohe Belastungsfrequenz führte zur Reduzierung der Makroporen (GP I: Durchmesser $> 50 \mu$, GP II: Durchmesser 10 bis 50μ) (Tab.2)

Tab.2: Veränderung des Anteils an Grobporen, der Trockenrohddichte sowie der Infiltrationsrate durch Belastung während des Befahrens auf zwei Böden

Bodenart		Sandboden		lehmiger Sandboden	
		0	300	0	300
Belastung	kPa				
Dichte	g.cm-3	1,43 a	1,65 b	1,49 a	1,69 a
GP I	vol-%	15,90 a	4,30 b	11,70 a	7,20 b
GP II	vol-%	12,60 a	7,80 b	15,00 a	7,10 a
IR	mm.h-1	175,00 a	15,00 b	159,00 a	1,00 b

Obwohl eine große Streuung der Meßwerte um den jeweiligen Mittelwert auftrat, bestand eine signifikante Korrelation zwischen der Trockenrohddichte und der Infiltrationsrate.

Der Vergleich mit den Regeninfiltrationsklassen nach KOHNKE bestätigte, daß fast alle Meßwerte in den Fahrspuren in der geringen Klasse ($< 20 \text{ mm je h}$) lagen. Diese Ergebnisse konnten bei vielen Fruchtarten langjährig bestätigt werden (FRIELINGHAUS, 1990). Eine Zusammenstellung über vier Jahre stellt Tab. 3 dar.

Die Differenzen zwischen der Anzahl der Überrollungen, dem Anstieg wiederholter Überrollungen und der Abnahme der Infiltrationsrate während einer Vegetationszeit waren erheblich. Die Ergebnisse der Experimente mit definierten Überrollungen (0 bis 10) und definierten Lasten (2 Stufen) auf 15 cm tief bearbeitetem Sandboden zeigten einen starken Abfall nach 2 Überrollungen (1990) und nach 2+2=4 Überrollungen (1991) bei der Variante mit 300 kPa und nach 6 Überrollungen bei 80 kPa (Abb. 1)

Mit der weiteren Quantifizierung dieser Parameter ist es möglich, die Dynamik des Rückganges der Infiltrationsrate vorläufig als Kennzahl für die potentielle Abflußbildung und den Sedimenttransport in Fahrspuren zu nutzen. Damit kann unter Zugrundelegung der jeweiligen Produktionsverfahren und der Bearbeitungs- und Anbaurichtung mit dem Programm BOLA eine Prognose zur Ausbildung linearer Erosionsformen gewagt werden, die allerdings weiter präzisiert werden muß.

Tabelle 3: Veränderung der Infiltrationsrate in Fahrspuren auf Sandböden und Vergleich mit der Klassifikation nach KOHNKE

Jahr	Fruchtart	Belastung kPa	Dichte g.cm-3	Infiltrations- rate mm.h-1	Streuung s	Infiltrations- klassen. (KOHNKE)
1988	Kartoffeln n=60	0	1,48 a	175 a	35	hoch
		300	1,67 b	30 b	10	mittel
1990	Mais n=60	0	1,32 a	148 a	48	hoch
		300	1,66 b	< 1 b	< 1	gering
1991	Weizen n=60	0	1,30 a	55 a	19	mittel
		300	1,54 b	11 b	9	gering
1992	Kartoffeln n=240	0	1,56 a	85 a	14	mittel
		300	1,72 b	5 b	< 1	gering

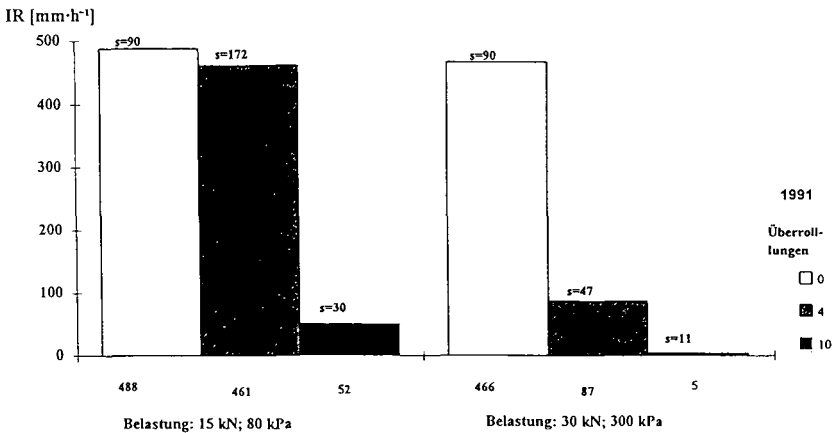
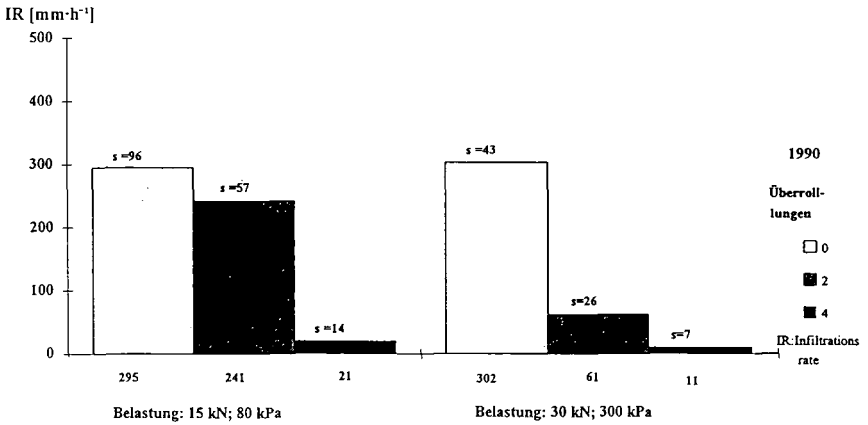


Abbildung 1: Veränderung der Infiltrationsrate bei 2, 4, 6 und 10 Überrollungen mit einem Bodendruck von 80 und 300 kPa und einer Belastung von 15 und 30 kN auf Sandböden

Schlußfolgerungen

1. Der Zustand der Bodenoberfläche, eine minimale Rauhgigkeit und eine geringe Ausprägung des Mikroreliefs, hervorgerufen durch die Oberflächenverschlammung, stellt den Beginn des Abflusses im Interrillbereich dar (HELMING, 1992; ROTH, 1992). Die Abfluß- und Abtragsprozesse wechseln vom Interrill- in den Rillbereich, wenn die Hangneigung zunimmt oder die Niederschlagsintensität größer wird. Fahrspuren stellen auf intensiv genutztem Ackerland die am meisten zu beachtenden Erosions- und Abflußpfade dar.
2. Große Flächenanteile werden mit hohen Drücken und Gewichten durch Fahrzeuge und Landmaschinen belastet (PETELKAU..., 1990; SOMMER..., 1990). Fahrspuren, die wiederholt befahren werden, sind besonders gefährlich. Die Schadverdichtungen reichen bis in den Unterboden und sind nur schwer regenerierbar. Damit verringert sich der Anteil schnell dränender Poren und die Wasserableitung in den Unterboden wird unterbrochen.
3. Fahrspuren mit mehr als 2 bis 4 Überrollungen zeigen ein extrem niedriges Niveau der Infiltrationskapazität. Der Anteil der Fläche mit Infiltrationsraten $< 100\text{mm je h}$ steigt von der Saatbettbereitung über die Pflegeoperationen bis zur Ernte ständig an. Damit steigt die aktuelle Bodenerodierbarkeit ebenfalls und es wird notwendig, hierzu eine detaillierte Einschätzung zu haben. Mit dem Programm BOLA können entsprechende Bewertungen aller Teilschritte der Anbauverfahren vorgenommen werden. Gleichzeitig kann die fortschreitende Bodenbedeckung bzw. das Befahren von unbedecktem Boden gesondert bewertet werden.
4. Pflanzenproduktion ohne Landmaschinenspuren ist zur Zeit nicht realistisch. Daher ist die Prävention vor übermäßiger Belastung mit nachfolgender Schadverdichtung der erfolgreichste Weg zur Schadenseingrenzung. Der Komplex möglicher Maßnahmen umfaßt die Verringerung der Lasten, die Kombination von Arbeitsgängen zur Verminderung der Überrollhäufigkeit, die Reduzierung der Bearbeitungsintensität zur Erhöhung der Tragfähigkeit der Böden, Verkleinerung der Feldlängen und Ausbau eines ausreichenden Wegenetzes zur Vermeidung von Last- und Leerfahrten sowie generell die Erhöhung der Bodenbedeckung (SCHWERTMANN...1990)
5. Weitere Untersuchungen werden sich auf die Stabilisierung von Fahrspuren und die Erhöhung der Wasseraufnahmefähigkeit in ihnen konzentrieren müssen.

Literaturangaben

1. Becker, H.H. 1970. Wasserleitfähigkeit von Böden im ungesättigten Zustand. Dissert. Hannover
2. Frielinghaus, M. 1990. Boden- und Nährstoffabtrag durch Wassererosion auf Moränenstandorten. Arch. Acker- Pflanzenbau u. Bodenk. Berlin 34, 629-639
3. Frielinghaus M. & Schmidt, R. 1993 Farm land Erosion: In temperate Plains Environment and Hills Elsevier Science Publishers B.V.
4. Helming, K. 1992. Die Bedeutung des Mikroreliefs für die Regentropfenerosion. Dissert. TU Berlin (D 83)
5. Kohnke, 1968 in Müller, G. 1980. Bodenkunde. VEB Deutscher Landwirtschaftsverlag Berlin
6. Petelkau, H. & Dannowski, M. 1990. Effect of repeated traffic in traffic lanes on soil physical properties, nutrient uptake and yield of oats. Soil & Tillage Research, 15, 217-225
7. Roth, C.H. 1992. Die Bedeutung der Oberflächenverschlammung für die Auslösung von Abfluß und Abtrag. Habilitationsschrift TU Berlin
8. Schwertmann, U. & Vogl, W. & Kainz, M. 1990. Bodenerosion durch Wasser: Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. Stuttgart, Ulmer
9. Sommer, C. & Petelkau, H. 1990. Bodenverdichtung- Definition, Meßmethoden, Analyse, Lösungsansätze und offene Fragen. Landtechnik, Lehrte, 45. Jahrg. 11/90 404-407

**Abschätzung zur Entwicklung der pH-Werte
Brandenburger Böden infolge von Flächenstillegungen**

von

Hartmann, K.-J. und S. Lorenz

1. Veranlassung

Das Land Brandenburg ist eines der Bundesländer, das aufgrund der Qualität seiner Böden und den strukturellen Veränderungen der letzten Jahre stark von Flächenstillegungen betroffen ist. Diese Flächenstillegungen beeinflussen den Boden in seinen Eigenschaften, wobei der pH-Wert eine betroffene, objektiv meßbare und sensible Größe darstellt, die einen weitreichenden Einfluß auf Bodenfunktionen hat (u. a. : Pufferkapazität, Filtervermögen, Mineralstabilität, Pflanzenstandort).

Die Landwirtschaftliche Untersuchungs- und Forschungsanstalt Potsdam (LUFÄ), kam im Rahmen von Untersuchungen zum pH-Wert zu dem Ergebnis, daß 50 % der landwirtschaftlich genutzten Böden Brandenburgs zu niedrige und 40 % optimale pH-Werte aufweisen. Dieses Ergebnis wurde mit den Flächennutzungsentwicklungen bzw. Flächenstillegungen der letzten Jahre in Zusammenhang gebracht. Eine solche Entwicklung ist bedenklich, da der pH-Wert Einfluß auf die Bindungskapazität des Bodens hat. Ein mit der "Bodenversauerung" einhergehendes Absinken der Bindungskapazität kann durch Mobilisierung von (Schad)Stoffen zu Verlagerungsprozessen, Grundwassereinträgen und -gefährdung führen. Aus diesem Grund ist es erforderlich, durch einen Vergleich "historischer" und aktueller pH-Werte, die Entwicklung der pH-Werte zu quantifizieren.

2. Vorgehensweise

Als Datengrundlage "historischer" pH-Werte steht die Profildatenbank PRODAT zur Verfügung, in der pH-Werte für über 800 Profile Brandenburgs mit mehr als 3.500 untersuchten Horizonten enthalten sind. Die verwendete PRODAT wurde bis 1985 geführt und enthält ausschließlich (zum Aufnahmezeitpunkt) landwirtschaftlich genutzte Standorte, so daß in der durchgeführten Auswertung diese Werte zum Vergleich als "historische pH-Werte" landwirtschaftlicher Flächen herangezogen werden konnten. Als aktuelle Werte fanden Ergebnisse Verwendung, die im Rahmen des UBA-Projektes "Methodenbausteine im Bodeninformationssystem Fachinformationssystem Bodenschutz/Brandenburg" für Böden des alten Kreises Oranienburg 1992/93 gemessen wurden

(HARTMANN et al. 1994). Bei diesen Werten ist eine Differenzierung in landwirtschaftliche und, seit zwei bis drei Jahren, stillgelegte Flächen möglich. Mit dem Ziel flächenbezogener Aussagen erfolgte eine Datenzuweisung für die Kategorie Standortgruppe der "Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung" (MMK).

Da die PRODAT zwar geologische, aber keine MMK-Einheiten enthält, wurden den geologischen Ausgangssubstraten Standortgruppen der MMK zugeordnet (Tab. 1). Im Anschluß erfolgte eine statistische Bearbeitung für A-Horizonte. Hierbei wurden für die PRODAT-Profile Mittelwerte und Konfidenzintervalle gebildet.

Tab. 1 : Zuordnung geologischer Einheiten zu Standortgruppen (StG) der MMK mit Flächenanteilen an der landwirtschaftlichen Nutzfläche des Kreises Oranienburg bzw. (in Klammern) Landes Brandenburg (LIEBEROTH et al. 1979)

Geologie	Flächenanteil	Standortgruppe (StG)	Flächenanteil
Sand (z. T. über Geschiebe)	26 %	grundwasserferne Sandstandorte (1)	14 % (21 %)
Geschiebemergel/-lehm (Grundmoräne)	10 %	Sand- Tieflehm- und Lehmstandorte (2,3 u.4)	22 % (32 %)
Holozäne Sedimente	< 1 %	Auenlehmstandorte (5 u. 6)	1 % (7 %)
Moor (allgemein)	27 %	Niedermoorstandorte (7)	26 % (14 %)
Talsand (mit Sander)	35 %	Grundwassersandstandorte (8)	37 % (24 %)
Sonstige	2 %		--
Σ	100 %		100 %

Für die pH-Werte des Kreises Oranienburg erschien die Bildung von Konfidenzintervallen nicht sinnvoll, da die Datenmenge zu gering war. Aus diesem Grund wurden, in Abhängigkeit von der Nutzung, Mittelwerte gebildet, die mit den Ergebnissen der PRODAT-Auswertung verglichen wurden. Basierend auf den Ergebnissen erfolgte eine Klassifikation der pH-Wertveränderung (Tab. 2).

3. Bewertung der pH-Wertentwicklung nach Standortgruppen

Am deutlichsten reagieren die armen Sande der Standortgruppe 1, die mit einem Flächenanteil von 21 % der landwirtschaftlichen Nutzfläche vermutlich am stärksten von Flächenstillegungen betroffen sein werden, mit einem Absinken des pH-Wertes. Hier fällt das Fehlen von Kulturmaßnahmen (Kalkung) besonders ins Gewicht.

Von untergeordneter Bedeutung sind die pH-Wertveränderungen bei den Standortgruppen 2, 3 und 4, deren Anteil im Land Brandenburg 32 % beträgt. In Brandenburg gehören diese Böden aus Geschiebemergel/-lehm, wie auch die Auenböden der Standortgruppen 5 und 6, aus landwirtschaftli-

cher Sicht zu den "besseren", vermutlich kaum von Stilllegungen betroffenen, Standorten (vgl. SCHMIDT & RAPPE 1993). Eine differenzierte Zuordnung der Grundmoränenböden der PRODAT zu den Standortgruppen 2, 3 und 4 ist nicht möglich. Ihr wesentliches Unterscheidungsmerkmal ist die Mächtigkeit der Sandschicht, die den anstehenden Geschiebemergel/-lehm überlagert. Unter diesem Hintergrund erfolgte die, scheinbar widersprüchliche, Einordnung der Standortgruppe 2.

Tab. 2: Einordnung und Vergleich historischer (hist.) und aktueller (akt.) pH-Werte

Geologie	StG	In'95 (hist.)	MIT (hist.)	MIT (akt.)	Versauerungs- tendenz	Flächenanteil in %
Sand	1	5,9-6,1	6,0	4,6	hoch	20,56
Grundmoräne	2	6,2-6,4	6,3	5,7	gering keine	34,33
	3 u. 4			7,3		14,77
	5 u. 6			7,5		19,56
Holozäne Sedimente	5 u. 6	4,4-6,0	5,2	7,5	keine	7,38
Niedermoor	7			5,8	keine - gering	13,66
- A-Horizont		4,6-5,4	5,0			
- H-Horizont		5,5-6,5	6,0			
Talsand	8	5,9-6,3	6,1	5,4	mittel	23,91

In'95 = 95 %iges Konfidenzintervall MIT = Mittelwert

Versauerungstendenz : hoch = > 1, mittel = 0,4 - 1, gering = < 0,4, keine = < 0

Für die Standortgruppen 5 und 6 gilt sinngemäß dasselbe wie für die Standortgruppen 2, 3 und 4. Obwohl sie sich in Ausgangsmaterial und Genese grundsätzlich unterscheiden, sind pH-Wert und Kalkgehalt bei der Nutzung der Böden dieser Standortgruppen in der Regel kein Problem. Trotz der geringen Datenbasis für Auenstandorte bieten die aktuellen pH-Werte keinen Anlaß zur Besorgnis.

Bei den Mooren haben, in Abhängigkeit der betrachteten Horizonte, Flächenstilllegungen keine bzw. nur geringe Auswirkungen auf den pH-Wert. Dies resultiert unter anderem aus dem, auf Genese und Ausgangsmaterial zurückführbaren, breiten Spektrum natürlich auftretender und für landwirtschaftliche Nutzung angestrebter pH-Werte (FINCK 1976). Grundsätzlich ist die Menge an organischer Substanz und Qualität der Torfe für die Funktion der Moore, beispielsweise als Stoffsenke in der Landschaft (SAUERBREY & SCHMIDT 1993), von größerer Bedeutung als der pH-Wert. Unter diesem Aspekt überwiegen bei einer intensiven, landwirtschaftlichen Nutzung der Moore, mit den erforderlichen Meliorationsmaßnahmen (Entwässerung) und nachfolgenden Dagrationsprozessen, die negativen Effekte, während extensive Nutzung und Renaturierung in ihren Auswirkungen auf Funktion und Landschaft in der Regel positiv zu bewerten sind (SAUERBREY & SCHMIDT 1993).

Die 24 % Talsande der landwirtschaftlichen Nutzfläche sind gering bis mittel von pH-Wertabsenkungen betroffen. Die Folgen von Flächenstilllegungen sind meßbar, bewegen sich aber in einem Rahmen, der keinen Anlaß zur Besorgnis bietet.

4. Zusammenfassung

Die Betrachtung der Entwicklung von pH-Werten Brandenburger Böden infolge von Flächenstilllegungen führte zu folgenden Ergebnissen :

- die pH-Werte der armen Sandböden der Standortgruppe 1 (21 % der LN Brandenburgs), die am stärksten von Stilllegungsmaßnahmen betroffen sein werden (SCHMIDT & RAPPE 1993), reagieren am sensibelsten auf das Fehlen von Kulturmaßnahmen mit einem deutlichen Absinken des pH-Wertes,
- bei den Böden der Standortgruppen 2, 3 und 4 (Geschiebelehme/-mergel) sowie 5 und 6 (Auenlehme/-tone) (39 % der LN Brandenburgs) ist der Einfluß von Flächenstilllegungen auf pH-Werte nicht wesentlich,
- der Einfluß von Flächenstilllegungen auf den pH-Wert der Moore (14 % der LN Brandenburgs) wird im Zusammenhang mit anderen Effekten untergeordnet bewertet.

Die Ergebnisse harmonieren mit den Resultaten einer Rasterbeprobung des Altkreises Neuruppin (HOUBEN & HARTMANN 1994) und korrespondieren tendenziell mit Untersuchungen von STAHR et al. (1993), wobei der beobachtete pH-Wertabfall für einige Böden Brandenburgs im Vergleich deutlicher ausfällt.

5. Literatur

- Finck, A. (1976) : Pflanzenernährung in Stichworten, 3. Aufl., Hirt, Kiel,
- Hartmann, K.-J, Lorenz, S., Wysujack, R. (1994) : Datenbasis für Auswertemodelle, in : Methodenbausteine im Boden-/Fachinformationssystem Bodenschutz Brandenburg, Abschlußbericht
- Houben, H.D., Hartmann, K.-J. (1994) : Vorabschätzung für Sanierung von Bodenstandorten zum Aufbau des Fachinformationssystem Bodenschutz Brandenburg - Rasterförmige Beprobung des ehemaligen Kreises Neuruppin
- Lieberoth, I., Dunkelgod, P., Schmidt, I.H. (1979) : Zentrale Auswertung der MMK des Bezirkes Potsdam, Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR
- Sauerbrey, R., Schmidt, W. (1993) : Bodenentwicklung auf entwässerten und landwirtschaftlich genutzten Niedermooren, Naturschutz und Landschaftspflege in Brandenburg, LUA Brandenburg (Hrsg.), Sonderheft Niedermoore, 5-10
- Schmidt, R., Rappe, R. (1993) : Böden mit besonderen Standorteigenschaften, in Schmidt (ed.) : Bestandsaufnahme und -bewertung sowie Erarbeitung von Zielkonzepten für die Naturgüter Boden und Wasser im Landschaftsprogramm Brandenburg, Ministerium für Umwelt, Naturschutz und
- Stahr, K., Jahn, R., Billen, N., Lehmann, A., Sommer, M. (1993) : Veränderungen des Nährstoffhaushaltes landwirtschaftlich genutzter Flächen durch Flächenstilllegungen, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 72, 1459-1462

Substratkarte Kreis Oranienburg (Basis MMK / forstliche Naturraummosaiktypen)

von

Hartmann, K.-J., S. Lorenz und R. Wysujack

1. Einleitung

Unter den vielfältigen Aufgaben- und Fragestellungen des Bodenschutzes besteht ein hoher Bedarf an flächendeckenden Grundlagen. Hierbei handelt es sich u. a. um Informationen zu Substrat, pH-Wert und Humusgehalt in mittelmaßstäbiger Kartendarstellung (BÜK 200) (FINNERN 1993). Aus zeitlichen und finanziellen Gründen ist es erforderlich, ein maximales Resultat mit einem minimalen Aufwand zu erzielen. Daher gilt es für derartige Karten vorhandene Informationsgrundlagen, die in Ostdeutschland mit den Standortgruppen (StG) der MMK und den Naturraummosaiktypen der forstlichen Standortserkundung im Maßstab 1 : 100.000 vorliegen, durch Kombination entsprechend zu nutzen und mit punktbezogenen Profildaten zu untersetzen. Dies ist prinzipiell möglich, erfordert aber die Bereitstellung digitaler Konturen (für die MMK vorhanden) und die Entwicklung einer einheitlichen Legende.

2. Kartographische Grundlagen

2.1 Die Mittelmaßstäbige Landwirtschaftliche Standortkartierung (MMK)

Die MMK liegt für Ostdeutschland digital flächendeckend im Maßstab 1 : 100.000 vor. Sie gliedert sich hierarchisch in die Legendeneinheiten Standortgruppe, Standorttyp und Standortregionaltyp.

Tab. 1 : Standortgruppen (StG) der MMK (SCHMIDT & DIEMANN 1991)

Nr. StG	Charakterisierung
1	Grundwasserferne Sandstandorte / anhydromorph
2	Sand- und Tieflehmstandorte / anhydromorph
3	Tieflehm- und Lehmstandorte / anhydromorph
4	Stauanasse Tieflehm- und Lehmstandorte / hydromorph
5	Auenlehmstandorte / hydromorph
6	Auentonstandorte / hydromorph
7	Moorstandorte / hydromorph
8	Grundwassersandstandorte / hydromorph

Für kartographische Darstellungen in einem Maßstab $< 1 : 100.000$ ist aufgrund der Arealgröße nur die Einheit Standortgruppe (Tab. 1), mit Informationen zu Bodenformeninventar, Substrat- und Bodenwasserverhältnissen sowie Reliefmerkmalen, geeignet. Die Standortgruppen sind u. a. nach Substrat und Hydromorphie unterscheidbar. Die Standortgruppen 1 bis 3 sind als anhydromorph, die Standortgruppen 4 bis 8 als hydromorph einzustufen (Tab. 1).

2.2 Die Naturraummosaiktypen der forstlichen Standortkartierung

Naturraummosaiktypen liegen im Maßstab $1 : 100.000$ mit flächendeckenden Konturen vor, denen eine Arealnummer zugeordnet ist. Die Naturraummosaiktypen sind in Vegetations- und Standortmosaiktypen gegliedert. Der einzelne Standortmosaiktyp bietet u.a. Informationen zu Relief, Boden und Substratwasser in Form einer Kurzlegende, die sich aus einer Kombination von Kürzeln zu Relief, Hydromorphie (Tab. 2) und Substrat (Tab. 3) zusammensetzt, und als sogenannter Haupttyp zusammen mit der Arealnummer in Tabellenform vorliegt. Nach Zuordnung der Arealnummer und Entschlüsselung des Haupttyps können forstliche Flächen in vergleichbarer Weise, wie landwirtschaftliche Flächen durch die MMK, beschrieben werden.

Hydromorphierahmen

Der Hydromorphierahmen unterscheidet anhydromorphe (nicht vom Wasser geprägte), mäßig hydromorphe (halb vom Wasser geprägte), voll- und stark hydromorphe (vom Wasser geprägte) Mineralböden und Moore. Die Klassifikation erfolgt in 25 % Schritten nach Anteilen entsprechend eingestufte Bodenformen (Tab.2).

Tab. 2 : Gliederung der Bodenmosaie nach Hydromorphierahmen (verändert n. KOPP 1982)

Bezeichnung des Mosaiks	% Hydromorphiegrade der Bodenformen			
	A	M	N	V
A = anhydromorph	> 75	≤ 25		
M = mäßig hydromorph	≤ 50	> 75	≤ 25	
N = stark hydromorph	≤ 25	> 50		≤ 25
V = vollhydromorph	≤ 25		> 75	≤ 50
O = Moor	≤ 5	≤ 25		> 75

Substrat

Die Substratgliederung mineralischer Böden erfolgt in einem Substratrahmen nach %-Anteilen der Naturraummosaie (Tab. 3). Der Substratrahmen setzt sich aus mehreren Gruppen zusammen, die

aus einem Körnungsartendreieck (KOPP 1965) resultieren. Jedes Mosaik kann in Kombination mit jeder Einheit des Hydromorphierahmens auftreten.

Tab. 3 : Gliederung der Bodenmosaik nach einem Substratrahmen (verändert n. KOPP 1982)

Bezeichnung des Mosaiks	Sand in %	Decklehm, Deckton, sandunterlagerter Lehm und Ton (Auenlehm) in %	Lehm, Tieflehm, (Geschiebelehm) in %	Decklehm, sandunterlagerter Schluff (Löß) in %
S = Sand	> 95		≤ 5	
SA = Sand-Auenlehm	26 - 95	6 - 75		
SL = Sand-Geschiebelehm	26 - 95		6 - 75	
LS = Geschiebelehm-Sand	26 - 95		6 - 75	
L = Geschiebelehm	≤ 25		> 75	
A = Auenlehm	≤ 25	> 75		
MÖ = durch Löß beeinflusst	26 - 90		6 - 75	6 - 25

3. Vorgehensweise

Die Konturen der Standortgruppen weisen für landwirtschaftliche Flächen eine feinere Struktur als die flächendeckenden Naturraummosaiktypen auf, weshalb die Standortgruppen als Basis dienen, in die Informationen der Naturraummosaiktypen eingeordnet wurden. Die Differenzierung der Hydromorphie erfolgt in anhydromorph und hydromorph (= mäßig/stark/vollhydromorph). Die Substratgruppendefinitionen basieren auf den Standortgruppen und Substratflächentypen der MMK. Die Festlegung des Legendenkürzels der Substratkarte SG(SK) (= Substratgruppe der Substratkarte) erfolgte eindeutig zur Standortgruppennummerierung der MMK mit Großbuchstaben. Auf diese Weise werden Verwechslung zwischen den Legenden von MMK und Substratkarte vermieden.

4. Zusammenfassende Diskussion

Die Einordnung von Substrat-, Hydromorphie- und Reliefinhalten forstlicher Naturraummosaik in Standortgruppen der MMK führt sowohl zu einem Informationsgewinn für Naturraummosaiktypen durch Untersetzung mit MMK-Einheiten als auch zu einer flächendeckenden Darstellung. Während sich beim Substrat die Bandbreite der MMK-Standortgruppen wiederfindet, erfolgt bei der Hydromorphie nur eine Differenzierung in anhydromorphe (A-C) und hydromorphe Substratgruppen (D-H). Die Karte der Naturraummosaiktypen erfährt durch die MMK eine inhaltliche und geometrische Präzisierung, die einem Vorschlag zur Einordnung in Bodengesellschaften genügt (Tab. 4). Durch statistische Auswertung der Pofildatenbank PRODAT, die für Brandenburg über 800 Bodenprofile mit ca. 3500 Horizonten enthält, wird es möglich die Horizonte der Leitbodenformen für ausgewählte Parameter mit konkreten Wertebereichen zu belegen (Tab. 5).

Tab. 4: Charakterisierung der Substratgruppen der Substratkarte (SG(SK)) auf Basis der verwendeten Ausgangsinformationen

SG(SK)	StG (MMK)	Substrat (MMK)	Substrat (Forst)	Hydromorphie	Geologie	Bodengesellschaft
A	1	Sand-anlehmiger Sand	reiner Sand-Sand	anhydromorph	diluvial	Braunerde/Podsol z. T. Ranker
B	2	lehmiger Sand-sandiger Lehm	Sand-anlehmiger Sand-Geschiebelehm	anhydromorph	diluvial	Braun-/Fahlerde
C	3	sandiger Lehm-Lehm		anhydromorph	diluvial	Braun-/Fahl-/Parabraunerde
D	4	sandiger Lehm-Lehm		hydromorph	diluvial	Braun-/Fahl-/Parabraunerde/Pseudogley
E	5	Auenlehm, z. T. über Sand		hydromorph	alluvial	Auengley/Vega
G	7	Niedermoor ü. Mudde u. Sand	Moor allgemein-Moor über Sand	hydromorph	alluvial	Niedermoor z. T. über Mineralboden
H	8	Sand-sandiger Lehm	Sand- Sand ü. Mudde/Moor/Geschiebelehm	hydromorph	diluvial	Pseudogley-Gley/Gley

Tab. 5: Statistische Auswertungen zu pH-Wert, Humus- und Tongehalt ausgewählter Bodentypen auf Basis der PRODAT

	pH-Wert						Humusgehalt						Tongehalt						
	N	MIN	MAX	MIT	STD	In'95	N	MIN	MAX	MIT	STD	In'95	N	MIN	MAX	MIT	STD	In'95	
Braunerde																			
A-Horizont	153	3.0	8.0	6.0	0.954	5.8-6.2	148	0.2	17.0	1.4	1.684	1.1-1.7	153	1	46	7.0	4.57	6-8	
B-Horizont	261	4.0	8.0	6.0	1.027	5.9-6.1	36	0.0	1.2	0.4	0.256	0.3-0.5	261	1	22	6.0	4.76	5-7	
C-Horizont	82	4.0	8.0	6.0	1.041	5.8-6.2	7	0.1	0.5	0.2	0.141	0.1-0.3	82	0	21	5.0	5.69	4-6	
Parabraunerde																			
A-Horizont	150	4.0	8.0	7.0	0.863	6.9-7.1	145	0.4	2.4	1.3	0.350	1.2-1.4	150	3	27	12.0	5.11	11-13	
E-Horizont	11	6.0	7.0	7.0	0.498	6.7-7.3	3	0.5	0.6	0.5	0.047	0.4-0.6	11	5	23	11.0	4.97	8-14	
B-Horizont	216	4.0	8.0	7.0	0.718	6.9-7.1	79	0.1	1.6	0.4	0.260	0.3-0.5	213	2	34	19.0	7.24	18-20	
C-Horizont	132	5.0	8.0	7.0	0.577	6.9-7.1	15	0.1	0.4	0.2	0.102	0.1-0.3	125	1	32	14.0	5.60	13-15	
Gley																			
A-Horizont	101	4.0	8.0	6.0	0.923	5.8-6.2	99	0.4	44.2	4.6	7.495	3.1-6.1	91	3	72	16.0	13.9	13-19	
BvGo-Horizont	9	4.0	6.0	5.0	0.816	4.4-5.6	4	0.7	4.4	1.8	1.392	0-3.7	9	1	29	13.0	7.7	7-19	
Gr-Horizont	175	4.0	7.0	6.0	1.247	3.7-8.3	79	0.0	42.3	3.0	6.315	1.6-4.4	171	0	75	16.0	19.6	13-19	

N = Grundgesamtheit; MIN = niedrigster Wert; MAX = höchster Wert; MIT = arithmetisches Mittel; STD = Standardabweichung; In'95 = 95 %iges-Vertrauensintervall

5. Literatur

- Finnern, H. (1993): Die Boden-Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 200.000 (BÜK 200). Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 72/II, 889-892
- Kopp, D. (1965): Richtlinien zur Standortsbeschreibung, Forstwirtschaftliches Institut, Potsdam
- Kopp, D. (1982): Allgemeingültige Naturraumtypen für Hauptstockwerke, in: Kopp/Jäger/Succow: Naturräumliche Grundlagen der Landnutzung, Akademie Verlag, Berlin
- Schmidt, R., Diemann, R. (1981): Erläuterungen zur Mittelmaßstabigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung, Akad. d. Landwirtschaftswissenschaften d. DDR, Eberswalde

**Darstellung der stofflichen Belastungssituation des
Kreises Oranienburg auf Basis von Punktdaten**

von

Hartmann, K.-J.¹, M. Schmidt², R. Schultz-Sternberg² und
F. Möller³

1. Einleitung und Vorgehensweise

Im Rahmen des vom UBA geförderten Projektes "Entwicklung von Methodenbausteinen im Bodeninformationssystem Fachinformationssystem-Bodenschutz/Brandenburg" fanden in zwei Phasen an insgesamt 65, für die landwirtschaftliche Nutzung repräsentativen, unregelmäßig über das Kreisgebiet Oranienburg verteilten Standorten stoffliche Untersuchungen statt (HARTMANN & MÖLLER 1994). Ziele waren die Erstellung einer Stoffmusterliste (Positivliste) bodenrelevanter Schadstoff(gruppen) sowie ein Überblick über die flächenhafte, stoffliche Belastungssituation der Böden. Die repräsentative Standortauswahl fand in der ersten Phase ('92) für acht Probenpunkte (Tab. 2) anhand von MMK-Auswertebereichten (LIEBEROTH et al. 1979) statt, die in Anlehnung an eine Liste aus den "Maßnahmen zum Bodenschutz" (ANONYM 1987) untersucht wurden. In der zweiten Phase ('93) erfolgte die Analyse für 57 Standorte (Tab. 2) entsprechend der Positivliste (Tab. 1). Zur Standortauswahl wurde eine Repräsentanzanalyse herangezogen (DASCHKEIT et al 1993), die den typischen Grad der Vergesellschaftung von Standorteinheiten der MMK wiedergibt. Zur Analyse wurden Proben aus Ober- und Unterboden sowie dem Ausgangsmaterial der Bodenbildung genommen. Die bodengenetische Horizontausprägung war ein untergeordnetes Kriterium. Sinn dieses Verfahrens war ein System zur exemplarischen Probennahme anzuwenden, das von Probenehmern ohne tiefen bodenkundlichen Hintergrund reproduzierbar angewendet werden kann.

Tab. 1: Analysenspektrum für die Screeningphase'93 (nach MÖLLER & MEIER 1993)

Grundkenngrößen	Hauptnährstoffe	Metalle	Andere
Tonanteil	N, gesamt	As, gesamt	SO ₄ ²⁻
C _{org}	P, pflanzenverfügbar	Pb, gesamt	Cl ⁻
pH-Wert	K, pflanzenverfügbar	B, gesamt	PAK's
Salze, Leitfähigkeit		Cd, gesamt und Extrakt	
		Tl, gesamt	
		Zn, gesamt und Extrakt	

Die Bewertung der stofflichen Belastung erfolgte anhand der Orientierungswerte aus dem Referentenentwurf "Allgemeine Verwaltungsvorschrift zur Ausführung des Gesetzes zur UVP", die für

1) Projekt FIS-Bos, ZALF, Institut für Bodenforschung, Arbeitsgruppe Eberswalde, Dr. Zinn Weg, 16225 Eberswalde
 2) Landesumweltamt Brandenburg, Referat A8, Berliner Str. 21-25, 14467 Potsdam
 3) TÜV-Umwelt Berlin/Brandenburg, May-Eyth-Allee 2, 14469 Potsdam

einen Standardboden mit 25 % Tongehalt, 3 % Humusgehalt und einem pH-Wert von 6 gelten (ANONYM 1992a). Hintergrund für die Anwendung der Orientierungswerte ist die Tatsache, daß diese Werte auf Vorsorgekriterien beruhen, die im Bereich der Bodenschutzvorsorge für planerische Zwecke anwendbar sind. Im Gegensatz hierzu sind die Werte gängiger Listen an Eingreif- oder Sanierungsschwellen ausgerichtet, die im Bereich der Besorgnis- und Gefahrenabwehr angesiedelt sind. Im Bodenschutz muß die Bewahrung des Bodens und seiner Funktion vor schädlichen Einflüssen als vorrangiges Ziel vor der Sanierung oder Wiederherstellung angesehen werden.

Tab 2 : Anteile der MMK-Einheiten Standortgruppe (StG) und Standorttyp (StT) an der landwirtschaftlichen Nutzfläche des Kreises Oranienburg sowie Anzahl der Probenpunkte

StG	Anteil (%)	StT	Anteil (%)	Phase '92	Phase '93
1	14	D1a	9	2	5
		D2a	5		3
2	19	D3a	19	2	11
3	3	D4a	2		1
		D5a	1		1
4	0	D4/5b	0		1
5	1	A13b	1		1
7	26	Mo1c	17	2	9
		Mo2b	7		4
		Mo2c	2		1
8	37	D2b	32	2	16
		D3b	5		4

Erläuterung der in Tab. 2 aufgeführten Einheiten (n. SCHMIDT & DIEMANN 1991)

Standortgruppe (StG)		Standorttyp (StT)	
1	grundwasserferne Sandstandorte	D1a	sickerwasserbestimmte Sande
		D2a	sickerwasserbestimmte Sande, z.T. Tieflehm
2	Sand- und Tieflehmstandorte	D3a	sickerwasserbestimmte Sande
3	Tieflehm- und Lehmstandorte	D4a	sickerwasserbestimmte Lehme
		D5a	sickerwasserbeeinflusste Lehme u. Tieflehme
4	staunasse Tieflehm- und Lehmstandorte	D4b	stau-/grundwasserbeeinflusste Tieflehme
		D5b	stau-/grundwasserbeeinflusste Lehme u. Tieflehme
5	Auenlehmstandorte	A13 a/b	halb- und vollhydromorphe Auenlehme und -decklehme
7	Niedermoorstandorte	Mo	Torf, z. T. mit Sand
8	Grundwassersandstandorte	D2b	grundwasserbestimmte Sande
		D3b	stau-/grundwasserbestimmte Sande und Tieflehme

Die Orientierungswerte besagen, daß unterhalb des Wertes I Bodenfunktionen nicht beeinträchtigt sind. Sofern die Orientierungswerte I um mehr als 20 % überschritten werden, sind entsprechend die Orientierungswerte II zugrunde zu legen, bei denen nach Lage des Einzelfalls Bodenfunktionen beeinträchtigt sein können (ANONYM 1992b). Als Folge können sich im Einzelfall weitergehende Auswirkungen und Einschränkungen auf Nutzungsmöglichkeiten ergeben.

2. Ergebnisse und Diskussion

Tab. 3 gibt die Standorte der Orientierungswertüberschreitungen mit wesentlichen Grundparametern und Probtiefen wieder. Die Ergebnisse sollen nach Moor- und Mineralböden differenziert genauer betrachtet werden.

Tab. 3 : Charakterisierung der Screeningpunkte mit Orientierungswertüberschreitungen

Profil	Tiefe cm	pH	Ton %	Org. G.%	As	Cd	Cu	Pb	Zn	PAK
Mo1c7/3	0- 33	5,6	0,6	13,0	*					
Mo1c6/A	0- 6	4,7	-	26,0		+		*		+
	6- 33	5,7	-	33,0						+
Mo1c6/B	16-120	5,7	-	48,0	*	*	*	*		
Mo1c6/E	0- 38	5,7	-	29,0	*	*	*	*	*	+
Mo1c (92)	0- 40	6,2	-	11,1		*		*	+	+
Mo2b1/1	> 130	5,9	-	52,0	*					
Mo2b (92)	0- 15	6,7	-	36,3		+				+
Mo2c1/1	0- 26	4,0	0,2	13,0		+	+	*		*
D2a1/1	0- 26	5,9	1,8	0,75						*
D3a1/5	0- 30	6,4	1,2	1,4		*				
D3a1/8	0- 30	5,9	2,2	0,9						+
D2b4/2	0- 30	6,5	0,6	2,4						+
D2b2/15	0- 20	4,6	0,5	14,0		+				
D2b2/D	0- 24	4,4	0,2	2,4						+
D2b (92)	0- 30	6,4	1,0	1,9		*				+
D3b4/A	0- 26	7,3	0,3	2,5						+
D3b4/B	0- 26	7,3	0,2	11,0				*	+	+

+ : > Orientierungswert I (120 %) < Orientierungswert II

* : > Orientierungswert II

kursiv : Lage in Trinkwasserschutz-/vorhaltegebieten

Moorstandorte (Mo)

Diese Standorte sind aufgrund ihrer ökologischen Funktion als sensibel einzustufen. Ihre Schutzwürdigkeit resultiert aus besonderen Lebensraum- und Biotopfunktionen. Der hohe Gehalt an organischer Substanz bewirkt ein großes Adsorptions- und Puffervermögen, das im Vergleich zum Standardboden in der Regel zu höheren Stoffgehalten führt. Auf diese Weise werden die Gehalte dieser Standorte, im Vergleich zum Standardboden, scheinbar überhöht eingeordnet, andererseits findet die eigenschaftsbedingte besondere Sensibilität und Schutzwürdigkeit Berücksichtigung. Es gilt die Moore entsprechend extensiv zu nutzen und die Qualität und Quantität der organischen Substanz im Torf, mit ihrer Funktion als Senke, zu erhalten. Intensivere Nutzung mit Entwässerung führen zum Abbau des Moorkörpers, Verlust der Bindungskapazität und somit zu Stofffreisetzungen mit Gefährdung von Boden und Wasser (SAUERBREY & SCHMIDT 1993). Unter diesem Aspekt gilt es, die Funktion vorhandener Moore als Stoffsenke zu sichern bzw. die Möglichkeit der Renaturierung degenerierter Moore zu prüfen.

Mineralbodenstandorte (D)

Orientierungswertüberschreitungen der D2a/b Standorte sowie eingeschränkt der D3a/b Standorte sind aufgrund geringer Pufferkapazitäten, die, im Vergleich zum Standardboden, aus der sandigeren Textur und den niedrigeren Gehalten an organischer Substanz resultieren, bedenklich. Das geringe Bindungsvermögen birgt die Gefahr des Stoffaustrages mit dem Sickerwasser und daraus resultierenden Grundwassergefährdungen. Daher ist es erforderlich die Werte unter bodenkundlichen Gesichtspunkten zu prüfen. Da Überschreitungen nur im Oberboden festgestellt wurden, besteht die Möglichkeit, daß stoffliche Verlagerungen noch nicht stattgefunden haben bzw. die Stoffe aufgrund des geringen Puffervermögens im Unterboden direkt ausgetragen worden sind. Sobald erhöhte Gehalte im Boden festgestellt werden, sind vorsorgende Maßnahmen zu ergreifen. In der Regel lassen sich Orientierungswertüberschreitungen auf Ursachen zurückführen, deren Beseitigung kaum möglich ist. In diesem Fall ist es Aufgabe der Flächennutzungsplanung, Extensivierungen bzw. Umnutzungen einzuleiten, die für Mensch, Natur, Umwelt- und Bodenschutz gleichermaßen verträglich sind.

Da jeder Profilpunkt für eine digital ausgegrenzt vorhandene MMK-Fläche steht, ist eine flächenbezogene Aussage, z. B. bei Überlagerung mit Schutzgebietskonturen möglich. Auf diese Weise werden Informationen für Landschaftsplanung und Umweltverträglichkeitsprüfungen verfügbar.

3. Literatur

- Anonym (1987) : Maßnahmen zum Bodenschutz, Beschluß des Bundeskabinetts 08/12/1987, Drucksache 11/1761
- Anonym (1992a) : Allgemeine Verwaltungsvorschrift zur Ausführung des Gesetzes zur Umweltverträglichkeitsprüfung, Referentenentwurf BMU
- Anonym (1992b) : Gesetz zum Schutz des Bodens, Referentenentwurf BMU
- Daschkeit, A., Kothe, P., Schröder, W. (1993) : Repräsentanzanalyse zur Auswahl von Bodendauerbeobachtungsflächen in Brandenburg, Kiel; unveröffentlicht
- Hartmann, K.-J., Möller, F. (1994) : Stoffscreening für Belastungsdaten, in : Methodenbausteine im Bodeninformationssystem Fachinformationssystem Bodenschutz/Brandenburg, Abschlußbericht
- Lieberoth, I., Dunkelgod, P., Schmidt, I.H. (1979) : Zentrale Auswertung der MMK des Bezirkes Potsdam, Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR
- Möller, F., Meier, Chr. (1993) : Fachinformationssystem Bodenschutz Brandenburg : Modellhafte Erprobung für Auswertungsziele des Bodenschutzes - Geochemische Erkundung des Kreises Oranienburg, 3. Zwischenbericht, nicht veröffentlicht
- Sauerbrey, R., Schmidt, W. (1993) : Bodenentwicklung auf entwässerten und landwirtschaftlich genutzten Niedermooren, Naturschutz und Landschaftspflege in Brandenburg, LUA Brandenburg (Hrsg.), Sonderheft Niedermoore, 5-10
- Schmidt, R., Diemann, R. (1981) : Erläuterungen zur Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung (MMK), ADL, Bereich Bodenkunde/Fernerkundung, Eberswalde, Neudruck 1991

**Räumliche und zeitliche Variabilität der mobilen
(NH_4NO_3 -extrahierbaren) Cd- und Zn-Gehalte in Böden**

von

Horlacher, D.*, R. Gryschko* und T. Nöltner**

1. Einführung

In Baden-Württemberg werden die 'mobilen' Schwermetallgehalte, d. h. die mit einer 1-molaren NH_4NO_3 -Lösung aus Böden extrahierbaren Gehalte an Schwermetallen und Arsen (DIN V 19730) als Bewertungsgrundlage zur Abschätzung der Beeinträchtigung von Bodenfunktionen herangezogen (3. VwV des Umweltministeriums zum Bodenschutzgesetz über die Ermittlung und Einstufung von Gehalten anorganischer Schadstoffe im Boden, 1993). Zur Erstellung von Beprobungsstrategien, zur Interpretation von Untersuchungsergebnissen sowie zur Abgrenzung schwermetallbelasteter Gebiete bei Vollzugsmaßnahmen durch die Bodenschutzbehörden (z. B. Anbaubeschränkungen, Ausweisung von Bodenbelastungsgebieten) sind daher Informationen über die Größenordnung der räumlichen und zeitlichen Variabilität der mobilen Schwermetallgehalte erforderlich. Im Auftrag der LFU Baden-Württemberg wurden an 3 ackerbaulich genutzten Standorten [Wiesloch, Nußloch: ehemalige Bergbaugebiete; Heitersheim: belastet durch Flußsedimente aus dem ehemaligen Bergbaugbiet Sulzburg] die räumliche Variabilität der mobilen Cd-Gehalte, der in Königswasser löslichen (Gesamt)-Cd-Gehalte und der pH-Werte unter Berücksichtigung von Bodeneigenschaften (Bodenformen, Gründigkeit, Steingehalt) sowie die zeitliche Variabilität der mobilen Cd- und Zn-Gehalte und der pH-Werte [Standorte: Wiesloch, Heitersheim; Gundelsheim: Auftragsboden mit Neckar-Baggerschlamm unter Brache] untersucht.

2. Material und Methoden

Die Probennahme zur Ermittlung der räumlichen Variabilität (Mischprobe aus 3 Einstichen) erfolgte Ende Juli 1992 nach der Winterweizenernte auf einer 50 · 150 m großen Fläche in einem regelmäßigen Raster (12,5 · 12,5 m = 48 Knotenpunkte) in 3 Tiefenstufen (0-25 cm, 25 - 50 cm und 50 - 90 cm). Die Ergebnisse der Untersuchungen zur räumlichen Variabilität wurden geostatistisch ausgewertet.

Zur Untersuchung der zeitlichen Variabilität wurden Versuchsanlagen in Form von 'Lateinischen Quadraten' (Versuchsfläche: 12 · 12 m; Kleinparzellengröße: 2 · 2 m) angelegt. Die Behandlungen waren die 6 Probennahmezeitpunkte: Juli bis Dezember 1992. Die Auswertung erfolgte mit Hilfe von Varianzanalysen bzw. Varianzkomponentenschätzungen.

* PROFIL Ges. für Boden-, Umweltstudien und Datenanalysen, Gablenberger Hauptstr. 121, 70186 Stuttgart

** Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Referat Bodenschutz, Griesbachstr. 3, 76185 Karlsruhe

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1 Untersuchungen zur räumlichen Variabilität mobiler Cd-Gehalte in Böden

Bei den Untersuchungen zur räumlichen Variabilität lagen die mobilen Cd-Gehalte (0 - 25 cm Tiefe) der Untersuchungsfläche 'Nußloch' zwischen 38 - 295 $\mu\text{g Cd/kg}$ Boden, der Untersuchungsfläche 'Wiesloch' zwischen 12 - 72 $\mu\text{g Cd/kg}$ Boden und der Untersuchungsfläche 'Heitersheim' zwischen 4 - 89 $\mu\text{g Cd/kg}$ Boden und zeigten damit eine ausgeprägte Variabilität in der Fläche. Am Standort 'Nußloch' (Pararendzinen bis Braunerden aus entkalkten mitteldiluvialen Rheinsanden über Schuttmaterial aus Oberem Muschelkalk) war die räumliche Variabilität der mobilen Cd-Gehalte im Boden (Abb. 1) vor allem durch variierende pH-Werte (pH 6,2 - 7,4) der Einzelproben infolge der nach Reliefposition und Hangneigung variierenden Bodenmächtigkeiten bedingt, da bei geringerer Bodenmächtigkeit höhere Anteile von kalkreichen mo-Substrat (Oberer Muschelkalk) in die beprobten Bodenschichten eingemischt waren. Eine Abhängigkeit der mobilen Cd-Gehalte von den in Königswasser löslichen (Gesamt)-Cd-Gehalten war hier nicht erkennbar.

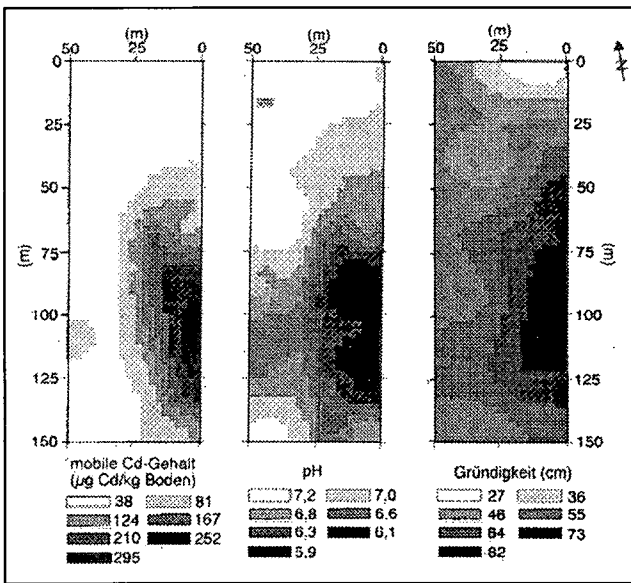


Abb. 1: Mobile (NH_4NO_3) Cd-Gehalte und pH-Werte in 0-25 cm Bodentiefe sowie Gründigkeit (Mächtigkeit des Ap + Bv-Horizontes) der Untersuchungsfläche 'Nußloch'.

Am Standort 'Wiesloch' wurde ebenfalls eine Abhängigkeit der mobilen Cd-Gehalte von den Boden-pH-Werten und nur untergeordnet von den Cd-Gesamtgehalten (Königswasser) festgestellt, während am Standort 'Heitersheim' keine Abhängigkeit der räumlichen Variabilität von den Bodeneigenschaften (Körnung, pH-Wert), den in Königswasser löslichen Cd-Gehalten und der Entfernung vom Sulzbach (Cd-Quelle) zu erkennen war.

3.2 Untersuchungen zur zeitlichen Variabilität mobiler Cd- und Zn-Gehalte in Böden

Die mittleren Cd- und Zn-Gehalte (0 - 25 cm Tiefe) variierten in Abhängigkeit vom Probenahmezeitpunkt am Standort 'Wiesloch' zwischen 20 - 45 $\mu\text{g Cd/kg}$ bzw. 130 - 830 $\mu\text{g Zn/kg}$ Boden (Abb. 2), am Standort 'Heitersheim' zwischen 30 - 40 $\mu\text{g Cd/kg}$ Boden bzw. 450 und 640 $\mu\text{g Zn/kg}$

Boden und am Standort 'Gundelsheim' zwischen 80 - 90 $\mu\text{g Cd/kg}$ Boden bzw. 330 - 470 $\mu\text{g Zn/kg}$ Boden. Wie am Beispiel des Standortes 'Heitersheim' (Abb. 2) zu erkennen, bestand zwischen den mobilen Cd- bzw. Zn-Gehalten und den Boden-pH-Werten ein negativ korrelierter Zusammenhang.

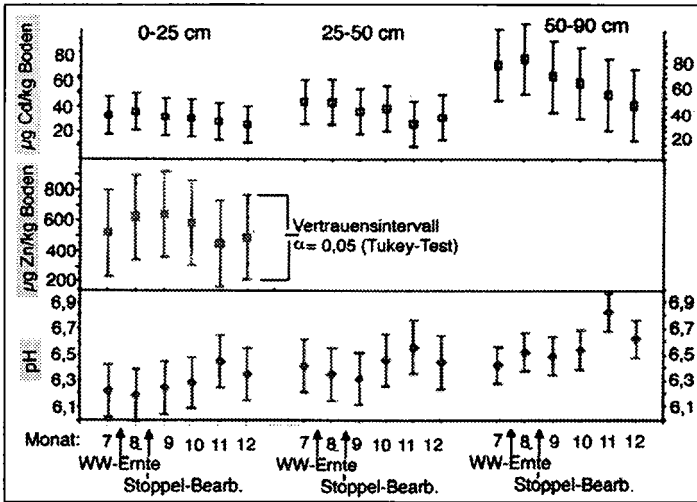


Abb. 2: Verlauf der mobilen Cd- und Zn-Gehalte sowie der pH-Werte in Abhängigkeit vom Probenahmezeitpunkt (Standort 'Heitersheim').

Zwischen den Probenahmezeitpunkten wurden bei den untersuchten 3 Standorten tendenzielle, zum Teil auch signifikante Unterschiede bei den Boden-pH-Werten und den mobilen Cd- und Zn-Gehalten im Boden gefunden.

Zur Charakterisierung der zeitlichen Variabilität (Tab. 1) wurde mit Hilfe der Varianzkomponenten der Anteil des Faktors Zeit an der Gesamtvariabilität geschätzt. Im Mittel der untersuchten 3 Standorte können für das mobile Cd im Boden (Tiefe 0-25 cm) ca. 25 % der Gesamtvarianz auf eine zeitliche Variabilität zurückgeführt werden, 75 % sind dagegen durch räumliche Variabilität bzw. Aufbereitungs- und Analysenfehler bedingt.

Die unterschiedlichen Anteile der zeitlichen Variabilität bei den Untersuchungsstandorten stellen ein Maß für die zeitliche Konstanz der die Verfügbarkeit bestimmenden Faktoren dar, insb. vom pH (Tab. 1) und vom Redox-Potential, jedoch auch vom Gehalt an Komplexbildner.

Der geschätzte Anteil der zeitlichen Variabilität für das mobile Zn im Boden (Tiefe 0-25 cm) betrug für die Standorte 'Wiesloch' und 'Heitersheim' ca. 20 %.

Abweichend davon betrug beim Standort 'Gundelsheim' - ein durch schwankende Grundwasserstände geprägter Standort (Bodentyp: kalkhaltiger Auengley - Auftragsboden) - der berechnete Anteil beim mobilen Zn ca. 80 %, beim mobilen Cd jedoch nur ca. 40 % (Tab. 1). Die genaue Ursache für die im Vergleich zu den mobilen Cd-Gehalten größere zeitliche Variabilität der mobilen Zn-Gehalte ist unbekannt. Da beim Standort 'Gundelsheim' vermutlich ein relativ großer Teil des Cadmiums und Zinks organisch gebunden vorliegt (Neckar-Baggerschlamm), könnte - bei dem durch hochmolekulare, organische Komplexbildner meist schwächer als Cadmium gebundenen Zink (Herms & Brümmer, 1984) - geringe Veränderungen von Faktoren, die die Komplexbildungseigenschaften beeinflussen (z. B. pH), zu deutlichen Veränderungen der 'Mobilität' von Zink führen. Die

Mobilität von komplexiertem Cadmium ist davon weniger beeinflusst.

Tab. 1: Anteil der zeitlichen Variabilität (in %) an der gesamten Variabilität für die Merkmale: mobiler (NH₄NO₃) Cd- bzw. Zn-Gehalt sowie pH-Wert im Boden (Standorte: 'Wiesloch', 'Heitersheim' und 'Gundelsheim').

Tiefe (cm)	Anteil der zeitlichen Variabilität an der Gesamtvariabilität (in %)			
	Cd (mobil) im Boden			
	'Wiesloch'	'Heitersheim'	'Gundelsheim'	Ø
0 - 25	13	28	37	26
25 - 50	23	30	16	23
50 - 90	18	42	22	27
Ø	18	33	25	25
	Zn (mobil) im Boden			
0 - 25	21	22	80	
25 - 50	n.b.	n.b.	59	
50 - 90	n.b.	n.b.	90	
	pH im Boden			
0 - 25	16	46	44	
25 - 50	25	32	64	
50 - 90	26	75	90	

Die zeitliche Veränderungen der mobilen Cd- und Zn-Gehalte im Boden sind an den untersuchten Standorten hauptsächlich durch jahreszeitliche Variationen der pH-Werte verursacht. So konnten bei den untersuchten ackerbaulich genutzten Standorten (vgl. Abb. 2) nach der Stoppelbearbeitung erwartungsgemäß ein Anstieg der pH-Werte festgestellt werden. Der pH-Anstieg ist auf die Freisetzung des in den Ernterückständen und der organischen Substanz enthaltenen Kationenüberschusses zurückzuführen (Becker, 1984). Ursache der zeitlichen Variabilität der pH-Werte sind daher zeitliche 'Phasenverschiebungen' von pH-beeinflussenden Prozessen wie z. B. Abbau organischer Substanz bzw. Mineralisierung, Nährstoffaufnahme und bei wechsellässigen Standorten auch durch unterschiedliche Redox-Potentiale der Böden bedingt. Allerdings werden die tatsächlichen Einflüsse der Redox-Potential-Änderungen auf die Schwermetall-Mobilität bei Extraktion von luftgetrockneten Bodenproben nur teilweise erfaßt, da durch die Trocknung eine gewisse Standardisierung stattfindet.

4. Schlußbetrachtung

Die Untersuchungen zeigen, daß bei den untersuchten Standorten die räumliche und zeitliche Variabilität der mobilen Cd- und Zn-Gehalte im Boden hauptsächlich durch die 'raumzeitliche' Variabilität des pH-Werts verursacht bzw. erklärbar ist. Bei Probennahmen sollten daher kleinräumig wechselnden Bodeneigenschaften registriert und die pH-Werte der untersuchten Böden bestimmt werden, um wechselnde mobile Spurenelementgehalte erklären zu können. Die zusätzliche Erfassung von verfügbarkeitsbestimmenden Bodeneigenschaften ist eine wesentliche Voraussetzung für das Verständnis der Ursachen unterschiedlicher mobiler Spurenelementgehalte und für eine sachgerechte Abgrenzung von Arealen mit Bodenbelastung.

5. Literaturverzeichnis

- Becker, K.-W. (1984): Düngung, N-Umsatz und Pflanzenwachstum in ihrer Wirkung auf die langfristige Protonenbilanz von Böden. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 147, 476-484.
- Hermes, U.; Brümmer, G. (1984): Einflußgrößen der Schwermetalllöslichkeit und -bindung in Böden. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 147, 400-424.
- Umweltministerium Baden-Württemberg (1993): Dritte Verwaltungsvorschrift des Umweltministeriums zum Bodenschutzgesetz über die Ermittlung und Einstufung von Gehalten anorganischer Schadstoffe im Boden (VwV Anorganische Schadstoffe. 24.8.1993 - Az. 44-8810.30-1/46.
- Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Referat Bodenschutz (1993): Zeitliche und räumliche Variabilität des mobilen (NH₄NO₃) Cadmiums. Unveröffentlichter Bericht.

Zum Problem der mangelnden Homogenität von Bodendauerbeobachtungsflächen

von

Kleefisch, B.*

Einleitung: In den meisten Bundesländern werden derzeit Bodendauerbeobachtungsflächen (BDF) eingerichtet. Ziel ist neben der Dokumentation des Ist-Zustandes das Aufzeigen langfristiger Veränderungen der Böden und das frühzeitige Erkennen negativer Entwicklungen. Einrichtung und Betrieb der BDF sind darauf ausgerichtet, den Zustand der Böden landesweit zu erfassen. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, die an den repräsentativ ausgewählten BDF gewonnenen Ergebnisse auf andere, nicht beobachtete Landesteile zu übertragen. Mit Ausnahme einer kleineren Zahl intensiv beobachteter Sonderflächen erfolgt das Bodenmonitoring auf der Basis turnusmäßig wiederholter Beprobungen. Es wird aufgezeigt

- auf welche Weise die kleinräumige Variabilität der Böden den Zielen der Bodendauerbeobachtung entgegensteht, und
- welche Konsequenzen hieraus bei der Entwicklung geeigneter Probenahmedesigns gezogen wurden.

Problemstellung: Voraussetzung für die räumliche Übertragung von Meßergebnissen ist zunächst die exakte Beschreibung der Bodenverhältnisse auf den BDF. Heterogene Böden erschweren dabei die Beschreibung und damit auch die räumliche Übertragung.

Jede Bodenprobenahme bedeutet eine (Zer-) Störung des Probenahmepunktes. Wiederholungsuntersuchungen im Rahmen des Bodenmonitorings dürfen also nur an bislang nicht "verbrauchten" Entnahmepositionen durchgeführt werden. Dabei muß die Variabilität der Böden berücksichtigt werden, da eine zeitliche Veränderung von Bodeneigenschaften nur dann zweifelsfrei nachgewiesen werden kann, wenn trotz der versetzten Entnahmeposition ein und derselbe Boden beprobt wurde, die Stichprobe also aus derselben Grundgesamtheit gezogen wurde. Mangelnde Homogenität der Böden erschwert damit auch die langfristige Beprobung der BDF bzw. den sicheren Nachweis zeitlicher Veränderungen.

Komponenten der Bodenvariabilität: Die pedologische Gesamtvariabilität eines Landschaftsausschnittes läßt sich gliedern in einen systematischen, zumeist richtungsgebundene Anteil und eine unsystematische, nur stochastisch beschreibbare Zufallskomponente (random variation):

Die **systematische Komponente** der Bodenvariabilität resultiert aus dem Einfluß der bodenbildenden Faktoren einschließlich des Reliefs. Sie folgt dabei den Gradienten der

+) Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung,
Bodentechnologisches Institut Bremen,
Friedrich-Mißler-Str. 46/50, 28211 Bremen

einzelnen Pedofaktorenausprägungen und ist daher nicht selten richtungsgebunden. Systematische Bodenvariation ergibt sich z. B. aus der Änderung geologischer Schichtmächtigkeiten (z. B. Torfmächtigkeit), der Geländehöhe (pedomorphologische Hanggliederungen) oder der räumlichen Änderung des Grundwasserflurabstandes.

Die **Zufallskomponente** der Bodenvariabilität ergibt sich aus Prozessen, die mit dem klassischen Konzept der Pedofaktorenlehre nicht erklärt werden kann. Sie bezieht sich auf klein- und kleinsträumige Variationen bei ansonsten konstanter Pedofaktorenkombination und basiert z. B. auf den pleistozänen Prozessen der Kryoturbation oder Eiskeilbildung.

Aufschluß über Art und Verhältnis dieser Komponenten geben geostatistische Auswertungen von Rasteruntersuchungen. Waagerechte Variogrammverläufe mit großer Nuggetvarianz weisen auf Variationen hin, deren räumliche Reichweite (range) keiner ist als der jeweils zugrunde gelegte Rasterabstand. Variogramme mit großem range und kleiner Nuggetvarianz implizieren eine systematische Bodenvariation.

Konsequenzen für die Einrichtung und den Betrieb von BDF: Die Probenahme in Schürfgruben - besonders die Entnahme ungestörter Bodenproben - ist in der Regel nicht wiederholbar, da das Versetzen der Grubenposition aufgrund des Einflusses beider Variationskomponenten nicht ohne weiteres möglich ist. Hieraus ergibt sich eine besondere Bedeutung der flächenhaften Beprobung für die Bodendauerbeobachtung:

Bei der Dimensionierung der Probenahmefläche steht jedoch die Forderung nach der angestrebten Flächenhomogenität im Widerspruch zu dem Flächenbedarf einer langfristigen Beprobung. Nebenstehende Tabelle stellt die widersprüchlichen Aspekte zusammen.

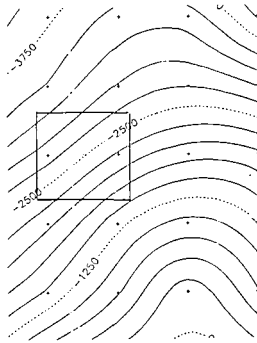
Das in der Tabelle aufgezeigte Dilemma läßt sich zumindest teilweise lösen, wenn über die reine Flächengröße hinaus auch die Gestaltgebung der Probenahmefläche mit in die Überlegungen einbezogen wird.

Eignung hinsichtlich:	Entnahmefläche	
	klein	groß
langfristige Beprobung	-	+
Erfassung der systematischen Variation	+	-
Erfassung der Zufallsvariation	-	+
Taxonomische Reinheit	±	-

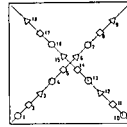
Abbildung 1 zeigt das in Bayern und einigen anderen Bundesländern auf BDF angewendete (Flächen-) Probenahmedesign. Die Beprobung erfolgt hiernach auf den Diagonalen der 33,3 Meter im Quadrat großen BDF (1000 m²) in dreifacher Wiederholung (UAG "BODENDAUERBEOBACHTUNG" 1991). Brandenburgische BDF werden in vier gleichgroße Quadranten geteilt, die jeweils gesondert beprobt werden (4 Mischproben).

Das der Abbildung unterlagerte Isolinienbild - hier beispielhaft die Gesamttorfmächtigkeiten einer niedersächsischen BDF - verdeutlicht das Problem dieser Designs: In Landschaften mit ausgeprägten Faktorgradienten faßt die Probenahme entlang der Diagonalen aufgrund der vergleichsweise großen Seitenlänge (33,3 m) Böden zusammen, die einer sehr großen systematische Variation unterliegen (hier Moormächtigkeiten zwischen 1500 und 3300 mm).

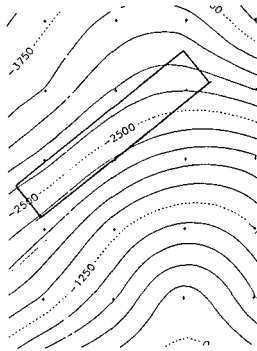
1)



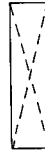
KONZEPT BAYERN u. a.
 $F = 1000 \text{ m}^2$ (33,3 x 33,3)



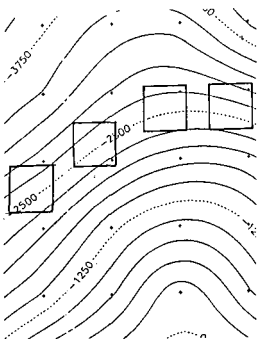
2)



KONZEPT ARGE ALP
 $F = 1000 \text{ m}^2$



3)



KONZEPT NIEDERSACHSEN
 $F = 1000 \text{ m}^2$ (4 x 16 x 16)



4x

Abb. 1 bis 3: Flächenprobenahmedesigns auf BDF in verschiedenen Bundesländern.

Eine präzise Beschreibung des beprobten Standortes ist nicht möglich. Mit dem Brandenburgischen Design würden im dargestellten Beispiel unterschiedliche Grundgesamtheiten beprobt (Stichprobenumfang jeweils $n = 1$ oder 2).

Ein Ansatz zur Reduzierung des systematischen Varianzanteils findet sich in dem Bodendauerbeobachtungspapier der ARBEITSGEMEINSCHAFT ALPENLÄNDER (1994). Hier wird bei Beibehaltung der Flächengröße von 1000 m^2 die Forderung nach der quadratischen Form aufgehoben, wodurch sich bereits in vielen Fällen eine bessere Anpassung an die Gelände- bzw. Bodenverhältnisse erzielen läßt (vgl. Abb. 2). Unklar bleibt jedoch, wie die Symmetrieprobleme zu lösen sind, die bei Wiederholungsuntersuchung durch die Rotation der Entnahmelinien entstehen.

Das in Niedersachsen entwickelte Probenahmedesign geht einen Schritt weiter und löst sich von der Forderung nach der Beprobung eines einzigen, räumlich zusammenhängenden Areal (vgl. Abb. 3). Auch bei diesem Design beträgt die Flächengröße insgesamt 1000 m^2 , die Gesamfläche wird jedoch auf vier gleich große, räumlich isoliert angeordnete Kernflächen verteilt. Die Probenahme erfolgt auf den Diagonalen der Kernflächen (eine Mischprobe je Kernfläche) wobei das Entnahmekreuz bei jeder Wiederholungsuntersuchung stückweise um den Flächenmittelpunkt gedreht wird. Die so erzielte vierfache, räumlich differenzierte Probenahme bietet nachhaltige Vorteile gegenüber den anderen Designs:

- Durch zweckmäßige Positionierung der Kernflächen kann der Anteil der systematischen Variation minimiert werden. Dies ermöglicht eine präzise Beschreibung des beprobten Standortes und schafft damit die Voraussetzung für die räumliche Übertragung der Befunde.
- Die verbleibende Restvarianz entstammt in verstärktem Maße der Zufallsvariation. Aufgrund der vierfachen Wiederholung kann diese Restvarianz statistisch beschrieben und ausgewertet werden. Wegen des geringen Stichprobenumfangs sind hierbei parameterfreie Verfahren zu bevorzugen.
- Durch die insgesamt geringere pedologische Varianz der Kernflächen können Trends, also zeitliche Mittelwertschiebungen der Meßwerte, schneller aufgedeckt und statistisch besser abgesichert werden.
- Die Meßwerte der Einzelflächen können gegeneinander geprüft werden. Durch die Betrachtung ihres Raummusters und/oder die Durchführung einfacher statistischer Test können u. U. Ausreißer aufgedeckt werden, die einer anderen Grundgesamtheit entstammen.
- Hinsichtlich der Langfristigkeit der Untersuchungen bietet die Vorgehensweise eine höhere Sicherheit gegenüber dem Totalausfall einer BDF durch punktuelle Kontamination: Eher kann auf die Fortführung einer der vier Kernflächen verzichtet werden, als auf die Fortführung der ganzen BDF.

ARBEITSGEMEINSCHAFT ALPENLÄNDER (1994): Empfehlung einer abgestimmten Vorgehensweise bei der Einrichtung von Boden-Dauerbeobachtungsflächen.- Hrsgg. v. Bayerischen Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen: 27 S.; München.

UNTERARBEITSGRUPPE 'BODEN-DAUERBEOBACHTUNGSFLÄCHEN' der SAG 'INFORMATIONSGRUNDLAGEN BODENSCHUTZ' der UMK (1991): Konzeption zur Einrichtung von Boden-Dauerbeobachtungsflächen. - BAYER. STAATMINISTERIUM F. LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN (Hrsg.): Arbeitshefte Bodenschutz 1: 56 S.; München.

Bodeneigenschaften einer Catena - Anforderungen an die Kennzeichnung ihrer Variabilität

von

Michel, R.* , B. Peters** und T. Meyer**

Einleitung

Der derzeitige modelltechnische Entwicklungsstand zur Simulation von Prozessen des Bodenwassertportes mit seinen entsprechend hohen Anforderungen an bodenhydrologische Parameter steht in deutlichem Widerspruch zu den Methoden, mit denen die Parametermodelle der zu modellierenden Standorte gebildet werden. Das gilt besonders für im Bodeninventar sehr heterogene Standorte, solche also, die sowohl sprunghafte als auch allmähliche oder zufällige Änderungen der Parameter aufweisen. Die Gesetzmäßigkeiten der Bodenabfolgen und damit auch der Veränderung der Bodenparameter sind zwar prinzipiell meist klar (z.B. durch das Catenaprinzip), jedoch nicht, ob und inwieweit damit in ihren bodenhydrologischen Eigenschaften homogene Einheiten gebildet werden können und welcher Anteil der Parametervariabilität auf diese Weise nicht erklärt werden kann.

In diesem Beitrag sollen anhand eines für die Grundmoränenstandorte Nordostdeutschlands relativ typischen Fallbeispiels (s. Abb. 1) folgende Fragen untersucht werden:

1. Bis zu welchem Grad kann die räumliche Variabilität von Bodeneigenschaften einer Catena aufgeklärt werden und welchen Anteil haben verschiedene Komponenten der Variabilität an der Varianz dieser Parameter ? Als entsprechende Variabilitätskomponenten wurden angesehen:

- sprunghafte Veränderungen der Parameter
 - trendhafte Veränderungen der Parameter
 - Autokorrelationsanteil
 - zufallsbedingte Parametervariabilität, Probenahme- und Laborfehler, Probengröße
- } systematisch-deterministischer Anteil der Varianzen der Parameter
- systematisch- korrelierter Anteil
- } zufälliger Varianzanteil (einschl. des Einflusses von Probengröße und Laborverfahren)

2. Inwieweit wird eine Beprobung, die auf einer horizont- und substratbezogenen Probenahmestrategie (klassische Kartierung) basiert, den aus Pkt. 1 ableitbaren Anforderungen gerecht ?

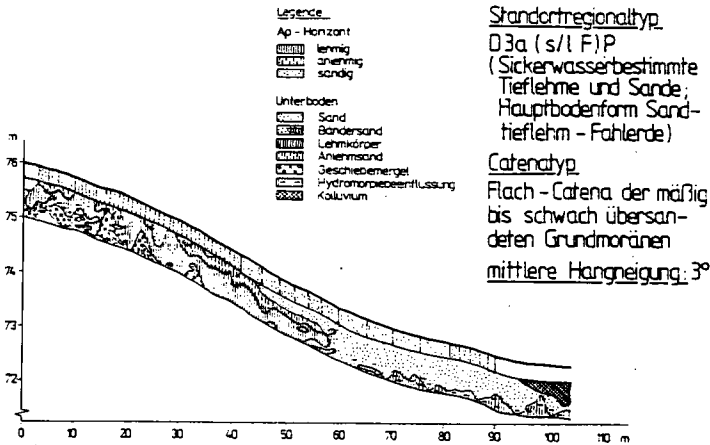
* Fachhochschule Eberswalde, Möllerstraße, 16225 Eberswalde

** Zingster Straße 8, 04207 Leipzig

Untersuchungsmaterial

Eine 106m lange Catena (s. Abb. 1) wurde wie folgt beprobt:

- Oberboden (15 -20 cm) und Unterboden (50 - 55 cm)
- Probenabstand: 40 cm
- Probengröße: Stechzylinder 100 cm³
- für die Proben wurden Körnungsart (vergleichbar der Bodenart) und Horizont (TGL 24300) angesprochen, wobei ein Abgleich mit 105 Korngrößenanalysen erfolgte
- An den Proben wurden folgende bodenhydrologischen Parameter bestimmt
- Parameter der Wasserspeicherung
 - PV Porenvolumen [% (Vol.)]
 - Θ_{60} , Θ_{200} Wassergehalte [% (Vol.)] bei Saugspannung von $h_{\sigma}=6\text{kPa}$ bzw. $h_{\sigma}=20\text{kPa}$, also im Bereich der Feldkapazität, gemessen mit dem Sekera-Apparat
 - ÄWP Äquivalentwelkepunkt [% (Ma.)] bei $h_{\sigma}=150\text{kPa}$, gemessen mit dem Richards-Apparat
- Parameter der Wasserleitfähigkeit
 - $ku_{|30}$ ungesättigte Wasserleitfähigkeit [m/d] bei $h_{\sigma}=13\text{kPa}$, gemessen an der Sekera-Apparatur, Abflußverfahren nach Gardner
- F Entnahmefeuchte [% (Vol.)]



Ergebnisse Abb. 1: Längsschnitt der untersuchten Trasse

1. Der Anteil der untersuchten Variabilitätskomponenten an der Gesamtvarianz der Bodenparameter

Die Ganglinien aller untersuchten Parameter wiesen, wenn auch in sehr unterschiedlicher Weise, entlang der Catena stets Bereiche mit relativ sprunghaften und solche mit trendhaften Parameterveränderungen auf. Der Einfluß dieser systematischen und damit prinzipiell erkennbaren Varianzkomponenten wurde untersucht:

Schritt 1: geostatistische Analyse der originalen Ganglinien bezüglich auftretender Sprünge und räumlicher Trends und Bereinigung der Ganglinien von diesen Komponenten

In den von Sprüngen und Trends bereinigten Ganglinien sind als systematische, erkennbare Varianzkomponente noch autokorrelative Beziehungen möglich, deren Einfluß auf die Parameterverläufe zu untersuchen war:

Schritt 2: Berechnung von Semivariogrammen der transformierten Ganglinien zur Ermittlung der autokorrelierten Varianzkomponente

Nachdem mit der Durchführung der Schritte 1 und 2 der Einfluß der systematischen Komponenten auf die Parameterverläufe gekennzeichnet werden konnte, war es möglich, auch die Einflüsse systematischer und zufälliger Anteile auf die Variabilität der Parameter zu kennzeichnen:

Schritt 3: Berechnung des Anteils der untersuchten Variabilitätskomponenten an der Gesamtvarianz der Bodenparameter der Catena (Abb. 2)

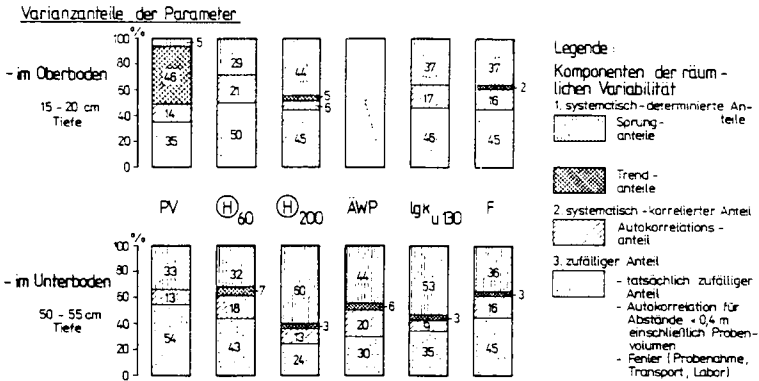


Abb. 2 : Prozentualer Anteil der verschiedenen Komponenten der räumlichen Variabilität bodenhydrologischer Parameter an deren Varianz

Es ergeben sich folgende Schlußfolgerungen:

- a) von der Gesamtvarianz der untersuchten Parameter sind etwa 60% durch systematische, erkennbare Varianzkomponenten geprägt, wobei relativ sprunghafte Werteänderungen den größten Einfluß hatten,
- b) etwa 40% der Gesamtvarianz sind durch zufällige Parameteränderungen, sowie Probenahme- und Laborfehler bedingt,
- c) eine gewisse Verminderung der zufallsbedingten Parametervariabilität wäre durch Erhöhung der Probengröße denkbar, im wesentlichen jedoch muß davon ausgegangen werden, daß auf heterogenen Grundmoränenstandorten kaum mehr als 60% der Gesamtvarianzen bodenhydrologischer Parameter durch systematische Komponenten erklärbar sind.

2. Beurteilung der substrat- und horizontbezogenen Beprobung der Catena entspr. einer Bodenkartierung

Die vorgenannten Ergebnisse können als ein Maßstab bei der Beurteilung von Methoden zur Erarbeitung von Parametermodellen der Catena angesehen werden, da sie weitgehend das theoretisch mögliche Maß der Beschreibung der Parameterverläufe entlang der Catena darstellen dürften. Als eine klassische Methode zur Charakterisierung der Catena dient die Bodenkartierung. Entsprechend stellt die substrat- und horizontbezogene Beprobung einen gängigen Weg zur Erarbeitung des Parametermodells der zu kennzeichnenden Catena dar. Diese Art der Parameterkennzeichnung von Standorten bietet den Vorteil, alle bodenbildenden Faktoren zu berücksichtigen, was bei anderen

Methoden (z.B. mittels Reliefparametern) immer nur sehr standortgebunden möglich ist, auch wenn im Einzelfall z.T. bessere Ergebnisse als mit der Bodenkartierung erreicht werden mögen.

Auf der Grundlage der Kenntnis von Körnungsort (nach TGL 24300) und Horizont jeder Bodenprobe war die Berechnung des Einflusses dieser diagnostischen Bodenmerkmale auf die untersuchten Bodenparameter und die Ermittlung ihres Anteils an der Variabilität der Parameter möglich. Abb. 3 stellt beispielhaft die Ergebnisse für den Unterboden der untersuchten Beprobungsstrasse dar.

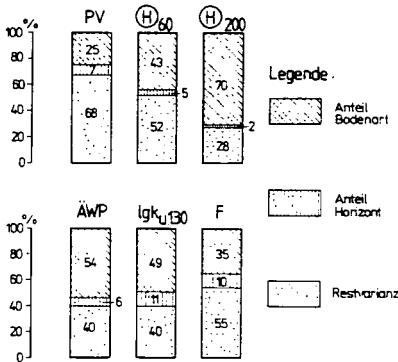


Abb. 3: Erklärung der Gesamtvarianz der Parameter durch Berücksichtigung von Bodenart und Horizontansprache (Beispiel Unterboden der Catena)

Es ergeben sich hieraus folgende **Schlußfolgerungen**:

- d) durch eine Gruppierung der Parameterwerte nach Körnungart/Bodenart und Horizont können etwa 55% der Gesamtvarianz der Parameter der untersuchten Catena erklärt werden (Mittel der in Abb. 3 ausgewiesenen Parameter), wobei der Einfluß der Körnungart/Bodenart meist höher als der des Horizontes ist,
 - e) im Mittel verbleiben etwa 45% der Gesamtvarianz der Parameter als Zufallsanteil.
- Da durch das so gewonnene Parametermodell der Catena die theoretisch mögliche Aufklärung der Parameterstruktur der Catena nur wenig unterschritten wurde (s.o., dort wurden 60% der Varianz als systematisch, 40% als zufällig ermittelt) ergibt sich schlußfolgernd:
- f) die Methode der substrat- und horizontbezogenen Beprobung und daran orientierten Kennzeichnung der räumlichen Verteilung bodenhydrologischer Parameter ist geeignet, heterogene Standorte bodenhydrologisch so zu beschreiben, daß die systematischen Variabilitätskomponenten erfaßt werden,
 - g) reicht die damit mögliche Aufklärung der Parametervarianz für praktische Fragestellungen nicht, sollte nicht eine weitere Varianzverminderung angestrebt werden (praktisch nur wenig möglich), sondern die Berücksichtigung der Parametervariabilität in Berechnungen zum Bodenwasserhaushalt (z.B. Modellrechnungen mit verteilten Parametern).

Literatur

TGL 24300 (1986): Aufnahme landwirtschaftlich genutzter Standorte (Blatt 05 und 08), Berlin

**Ableitung bodenphysikalischer Kennwerte auf
substrat-genetischer Grundlage**

von

Riek, W.¹, G. Wessolek¹, M. Renger¹, V. Hennings²,
W. Eckelmann², E. Vetterlein³, U. Müller⁴, U. Krahrmer⁵,
H. Finnern⁶ und W. Grottenthaler⁷

Zielsetzung

Ziel der hier vorgestellten Untersuchung ist es, die bodenphysikalischen Kenngrößen Feldkapazität (FK), nutzbare Feldkapazität (nFK) und Luftkapazität (LK) anhand einfach zu bestimmender Basisdaten neu abzuleiten. Die Berücksichtigung geo- und pedogenetischer Aspekte steht bei diesem Ansatz im Vordergrund.

Material und Methoden

Auf der Basis von 3430 Horizontdaten, die sich aus der Auswertung der Bodendatenbanken mehrerer Bundesländer ergab, war es möglich, Dateien mit einer Differenzierung nach geologischen Ausgangssubstraten bzw. petrographisch-genetischen Angaben anzulegen. Im einzelnen stammen die Daten von den geologischen Landesämtern Bayerns, Niedersachsens, Schleswig-Holsteins und Nordrhein-Westfalens. Sie wurden ergänzt durch Daten aus Ostdeutschland (Dr. Vetterlein), bereits veröffentlichten Daten der Geologischen Landesämter Hessens und Rheinland-Pfalz sowie durch Daten des FG Bodenkunde (TU-Berlin).

Für 10 verschiedene geologische Ausgangssubstrate wurde je eine Datenmatrix erstellt, welche die Grundlage für die nachfolgend durchgeführten Regressionsanalysen bildete. Innerhalb jeder Datenmatrix wurde der Einfluß der Parameter Bodenart (Schluff-, Ton-, Sandgehalt), Lagerungsdichte und Humusgehalt auf die Zielgrößen Feldkapazität, nutzbare Feldkapazität und Luftkapazität nach Horizonten getrennt ermittelt. Horizonte, für die sich die Regressionskoeffizienten nicht wesentlich unterschieden, wurden zu einer Horizontgruppe zusammengefaßt. In die ermittelten Regressionsgleichungen wurden die nach der Bodenart stratifizierten Mittelwerte der jeweiligen Korngrößenfraktion(en) sowie die mittleren horizontspezifischen Humusgehalte und Lagerungsdichten eingesetzt und damit FK-, nFK- und LK-Werte für jede der innerhalb einer Substrat-Horizont-Gruppe auftretenden Bodenarten berechnet.

1) Institut für Ökologie / FG Bodenkunde, TU Berlin; 2) BGR-Hannover; 3) ZALF-Eberswalde;
4) NLFB-Hannover; 5) GLA-Schleswig-Holstein; 6) GLA-NRW

Ergebnisse

Die in Abb.1 dargestellte Zuordnung des Gesamtprobenkollektivs im Körnungsdreieck zeigt, daß die natürlich vorkommenden Bodenarten weitgehend repräsentiert sind. Die häufigste Bodenart ist Sl4 mit 408 Proben am Gesamtkollektiv mit $n = 6437$. Das in dieser Gruppe häufigste Trockenraumgewicht beträgt $1.7 - 1.8 \text{ g/cm}^3$ ($n = 135$). Eine häufigkeitsstatistische Analyse dieser Bodenart in Hinblick auf die nutzbare Feldkapazität zeigt, daß nFK-Werte in der breiten Spanne von 6 bis 22 Vol.-% auftreten (Abb.2). Daraus folgt, daß eine weitere Differenzierung der nFK erforderlich ist. Die Differenzierung der bodenphysikalischen Eigenschaften erfolgte nach insgesamt 10 geologischen Ausgangssubstraten:

- Löß
- Lößlehm
- Sandlöß
- Reinsand
- Geschiebelehm / -mergel
- Glazialer Lehmsand (Salm)
- Auenlehm, Hochflutlehm
- Brackische, marine und perimarine Ablagerungen
- Festgestein (tonig verwitternd)
- Festgestein (sandig verwitternd)

Die statistische Datenauswertung zeigt, daß die Lagerungsdichte und der Humusgehalt in substrat-horizontspezifisch unterschiedlichem Maße auf FK, nFK und LK Einfluß nehmen. Die ermittelten Regressionsbeziehungen wurden tabellarisch aufbereitet und daraus Schätzrahmen zur Beurteilung der bodenphysikalischen Eigenschaften auf substrat-genetischer Grundlage entwickelt. So entstand ein umfassendes Tabellenwerk, für das exemplarisch der Schätzrahmen der Lössböden in Tab.1 wiedergegeben ist. Die Zielgrößen Feldkapazität, nutzbare Feldkapazität und Luftkapazität lassen sich daraus in Abhängigkeit vom Humusgehalt, dem Trockenraumgewicht und der Bodenart (Bodenartbezeichnung nach KA4) für jeden beliebigen Horizont entnehmen. Die Bodenart ist im Fall der Lössböden nur zur Ermittlung der nFK notwendig. Die Humusgehalte machen sich nur innerhalb der A-Horizonte bemerkbar. Die Lagerungsdichte muß bei der Ableitung von LK (alle Horizonte) und nFK (nur Unterboden) berücksichtigt werden. Die Feldkapazität der Lössböden wird durch die Lagerungsdichte nicht beeinflusst.

Liegen lediglich Horizontbezeichnungen vor, können die bodenphysikalischen Kennwerte näherungsweise durch die Mittelwerte m (s. Tab.1) der betreffenden Größen abgeleitet werden. Diese wurden aus den Durchschnittswerten von Lagerungsdichte und Humusgehalt berechnet und entsprechen den verbreitetsten Merkmalsausprägungen innerhalb der jeweiligen Substrat-Horizont-Gruppe.

Ein Schätzrahmen mit allen oben aufgeführten geologischen Ausgangssubstraten erscheint voraussichtlich Mitte 1995 in der Reihe "Bodenökologie und Bodengenese" (Schriftenreihe der Fachgebiete Bodenkunde und Regionale Bodenkunde der TU Berlin; Institut für Ökologie) und kann bei den Verfassern dann angefordert werden.

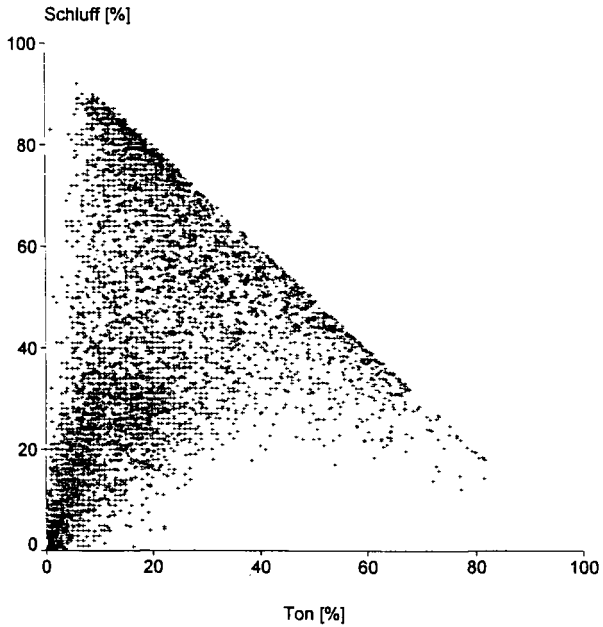


Abb.1: Verteilung der untersuchten Proben im Körnungsdreieck

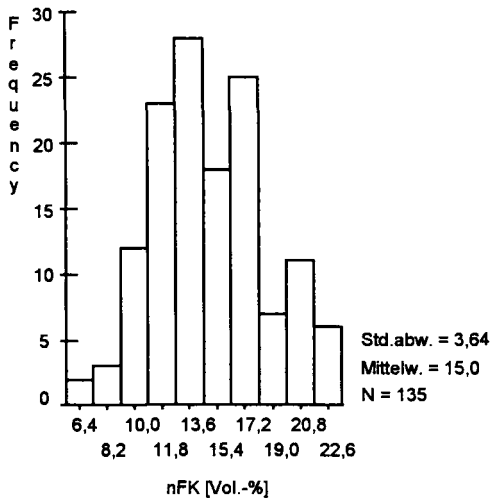


Abb.2: Häufigkeitsverteilung der nFK innerhalb der Bodenart SI4 für Trockenraumgewicht 1.7 - 1.8 g/cm³ und Humusgehalt < 2 %

	LK [Vol.-%]					FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]					
Ah	Humus		TRG [g/cm ³]			Humus [%] 0.5 35 3 36 1.5 35.5 6 37 m 35.5	Humus [%]					
	1.5	21.5	14.5	7.5	10.5		0.5	1.5	3	6	m	
	3	20.5	13.5	6.5	9.5		Ut2	26	26.5	27	28	26.5
	6	18	10.5	3.5	6.5		Uls	24.5	25	25.5	26.5	25
	m	21	14	7	10		Ut3	23.5	24	24.5	25.5	24
Al Ap	Humus		TRG [g/cm ³]			3 36 6 37 m 35.5	Ut4	20	20	20.5	22	20.5
	0.5	23	16	8.5	9.5		Tu4	16	16.5	17	18	16.5
	1.5	22.5	15	8	9		Lu	18	18	18.5	20	18.5
	3	21.5	14.5	7	8		Tu3	11.5	12	12.5	13.5	12
	m	22	15	8	8.5							
Bt Bvt	TRG [g/cm ³]					35	TRG [g/cm ³]					
	1.1	1.3	1.5	1.7	m		1.3	1.5	1.7	m		
	-	12.5	7.5	2.5	5.5		Ut2	27.5	24.5	21.5	23.5	
Bv Btv Sw Sdw	TRG [g/cm ³]					35	TRG [g/cm ³]					
	1.1	1.3	1.5	1.7	m		1.3	1.5	1.7	m		
	-	13.5	7.5	1.5	6.5		Ut2	28	25.5	23.5	25	
							Uls	26	24	21.5	23.5	
							Ut3	25.5	23	21	22.5	
C Cv	TRG [g/cm ³]					35	TRG [g/cm ³]					
	1.1	1.3	1.5	1.7	m		1.3	1.5	1.7	m		
	-	13.5	7.5	1.5	6.5		Ut2	31	27	23	26.5	
							Uls	29.5	25.5	21	24.5	
							Ut3	28.5	24.5	20.5	23.5	
Sd Swd	TRG [g/cm ³]					35	TRG [g/cm ³]					
	1.1	1.3	1.5	1.7	m		1.3	1.5	1.7	m		
	-	-	7	2.5	4.5		Ut2	28	22.5	25		
							Uls	26.5	21	23.5		
							Ut3	25.5	20	22.5		
					Ut4	22	16.5	19				
					Tu4	18	12.5	15				
					Lu	20	14.5	17				
					Tu3	13.5	8	10.5				

m = Horizontmittelwert

Tab. 1: Schätzrahmen bodenphysikalischer Kennwerte (LK, FK, nFK) von Löß

Methodik zur GIS-gestützten Berechnung von Nährstoffeinträgen in Fließgewässer durch A_0 mit dem Modell AGNPS

von

Rode, M. und H.-G. Frede⁺

1. Einleitung

Ziel dieser Arbeit ist es, eine Methodik vorzustellen, mit der eine Beschreibung des Landschaftswasser- und Stoffhaushaltes für größere Landschaftseinheiten ($< 200 \text{ km}^2$) möglich ist. Das Augenmerk liegt hierbei auf der Quantifizierung der diffusen Stoffeinträge in das Fließgewässersystem, insbesondere von erodiertem Bodenmaterial und Phosphat. In den Vereinigten Staaten ist hierfür das Modell AGNPS (Agricultural Non-Point Source Pollution Model) entwickelt worden, welches die Teilprozesse Abflußbildung, Bodenabtrag und Nährstofftransport mit überwiegend einfachen, empirischen Ansätzen beschreibt (vgl. YOUNG et al., 1987). Dieser Ansatz gestattet Landnutzungsszenarien zu simulieren, er kann somit dazu herangezogen werden, die Wirkung von Maßnahmen zur Reduzierung von Belastungen in einem Einzugsgebiet abzuschätzen und Sanierungskonzepte zu bewerten. Voraussetzung für die Anwendung des Modells in größeren Landschaftseinheiten ist die Nutzung digitaler Erhebungstechniken (z.B. Klassifikation von Satellitenaufnahmen) und die Speicherung und Verwaltung der Daten in einem Geographischen Informationssystem (GIS). Verbindungs- und Transferprogramme (Schnittstellen) sind erforderlich, um die Verknüpfung der Daten mit dem eigentlichen Wasser- und Stofftransportmodell zu ermöglichen und die gesamte Modellierung weitestgehend zu automatisieren.

2. Methodik

Die Bauelemente des Konzeptes umfassen ein GIS, eine Ein- bzw. Ausgabeschnittstelle und ein Wasser- und Stofftransportmodell. Das GIS (hier SPANS) dient der Bereitstellung von flächenhaften Daten, insbesondere über Landnutzung, Bodenverhältnisse und Topographie eines Einzugsgebietes. Die Schnittstellen dienen der Kopplung zwischen Input- bzw. Outputdaten und dem eigentlichen Simulationsmodell. Bei der Eingabeschnittstelle handelt es sich um ein Modul, das Inputdaten unter Anpassung des Datenformates direkt in das Modell einliest bzw. Modifikationen der Daten vornimmt und diese zum Einlesen in das Modell übergibt.

Den Kern der Simulation stellt das Modell AGNPS dar, das maßgeblich vom USDA-ARS (United States Department of Agriculture-Agricultural Research Service) entwickelt wurde (YOUNG et al., 1987). Es handelt sich um ein ereignisbezogenes Modell, das vorwiegend auf empirischen bzw. analytischen Algorithmen beruht. Die räumliche Diskretisierung des zu untersuchenden Einzugsgebietes erfolgt in Rastern variabler Größe. Zur Simulation von Ereignissen werden die Algorithmen des Modells einmalig durchlaufen, wobei der für jede

⁺ Institut für Landeskultur, Senckenbergstr. 3, 35390 Gießen

Rasterzelle kalkulierte Oberflächenabfluß, das Bodenmaterial und die Nährstoffe sequentiell in dem Einzugsgebiet über die Zellen zum Gebietsauslaß transportiert werden.

Nach Durchlaufen der Programmroutinen von AGNPS liest die Ausgabeschnittstelle die Ergebnisse in das GIS ein, womit der Output (u.a. Direktabfluß, Bodenabtrag, Nährstoffkonzentrationen und -frachten) für jede einzelne Rasterzelle quantitativ darstellbar ist. Dieser räumlich gegliederte Modellansatz dient einer vergleichenden Gegenüberstellung der Ergebnisse pro Rasterzelle.

3. Modellanwendung

Die Anwendbarkeit des Ansatzes wurde im Einzugsgebiet der Lumda überprüft, um unterschiedliche Bodenbearbeitungs- bzw. Nutzungsszenarien im Hinblick auf deren Nährstoffeintragungspotential in das Fließgewässer zu untersuchen.

Die Lumda ($A_{EO} = 129 \text{ km}^2$) entspringt im Vorderen Vogelsberg und mündet ca. 8 km nördlich von Giessen in die Lahn. Das Einzugsgebiet der Lumda wird zu 55 % landwirtschaftlich genutzt (Wald = 36 %, Siedlungs- u. Verkehrsflächen = 9 %), wobei der Ackeranteil 30 % umfaßt. Die Ackernutzung wird vom Wintergetreide dominiert (1991: WG u. WR = 39,3 %, WW = 28,7 %), das Sommergetreide hat einen Anteil von 21,1 %, Hackfrüchte (überwiegend Mais) nehmen 8,8 % der Ackerfläche ein.

Tab.1: Parameter zur Simulation der Landnutzungsszenarien

Nutzung	Maximaler ¹ Abflußbeiw.	RBA ²	Mannings 'n' ³	SCC ⁴
Wintergetreide				
- konv.	0,77	2	0,200	0,29
- Minimalbodenbearb.	0,74	1	0,300	0,29
Sommergetreide				
- konv.	0,77	38	0,200	0,29
- Minimalbodenbearb.	0,74	6	0,300	0,29
Hackfrüchte				
- konv.	0,79	94	0,200	0,29
- Minimalbodenbearb.	0,76	8	0,300	0,29
- Mulchsaat	0,76	11	0,300	0,29
Grasbrache	0,63	0	0,400	0,59

¹ Maximaler Abflußbeiwert nach FOSTER et al. (1980) und LUTZ (1984) für hydrologischen Bodentyp C

² Relativer Bodenabtrag nach SCHWERTMANN et al. (1987)

³ Mannings Rauigkeitskoeffizient 'n' nach FOSTER et al. (1980)

⁴ Oberflächenzustandskonstante (SCC) nach YOUNG et al. (1987)

Zur Berücksichtigung des jahreszeitlichen Einflusses wurden bei den entsprechenden saisonal veränderlichen Parametern typische Werte für den Monat April herangezogen. Darauf aufbauend wurden zur Simulation unterschiedlicher Bodenbearbeitungs- und Nutzungsszenarien folgende Szenarien untersucht:

- Das Szenario **konventionelle Bodenbearbeitung** entspricht den Nutzungsverhältnissen im Frühjahr 1991. Die Bodenbearbeitung erfolgt mit tiefer Pflugfurche sowie die Saatbettbereitung mit Saatbettkombination, Kreiselege o.ä.

- Das Szenario **Minimalbodenbearbeitung** geht von den gleichen Anbauverhältnissen wie das Basisszenario aus. Im gesamten Anbausystem wird hierbei keine tiefe, wendende Bodenbearbeitung durchgeführt. Ernterückstände werden stets nur flach eingemischt, und nach durchgeführter Direktsaat besteht eine hohe Mulchbedeckung (> 40 %).
- Im Szenario **Hackfrüchte mit Mulchsaat** erfolgt die Einsaat in eine abgefrorene Winterzwischenfrucht, wobei die Bodenbedeckung mit Pflanzenrückständen nach der Einsaat mindestens 30 % umfaßt.
- Im Szenario **Grasbrache** wird von einer kompletten Umwidmung der Acker- und Grünlandflächen bei entsprechender Nulldüngung ausgegangen. Dieses Szenario stellt die weitestgehende Reduzierung des Nährstoffeintrags dar.

Die zur Beschreibung der Nutzungsszenarien notwendigen Modifikationen der AGNPS-Eingabeparameter sind in Tab. 1 aufgeführt. Die unterschiedliche Abflußanfälligkeit wird durch den Maximalen Abflußbeiwert nach Lutz in Anlehnung an das SCS-Verfahren beschrieben (LUTZ, 1984). Die aufgeführten Relativen Bodenabträge (RBA) spiegeln die Erosionsanfälligkeit der unterschiedlichen Vegetationsbedeckungen wider (SCHWERT-MANN et al., 1987). Die Rauigkeit der Bodenoberfläche beeinflusst die Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses und somit dessen Transportkapazität. Entsprechend wurden die Rauigkeitsparameter für konzentrierten Abfluß (Mannings 'n') und flächenhaften Abfluß (Surface Condition Constant, SCC) angepaßt (FOSTER et al., 1980; YOUNG et al., 1987).

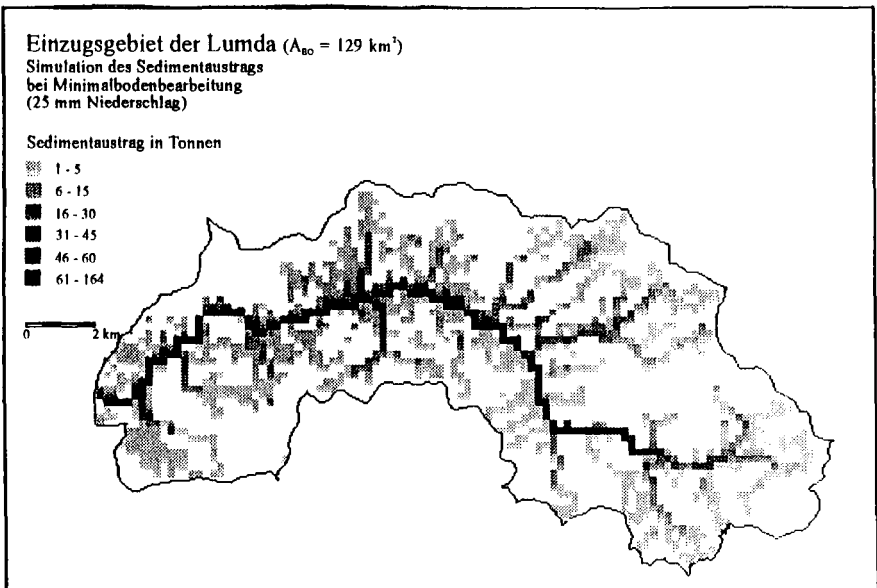


Abbildung 1: Sedimentaustrag bei Minimalbodenbearbeitung im Einzugsgebiet der Lumda

Zur Untersuchung des Nutzungseinflusses auf den Wasser- und Stoffhaushalt wurden Berechnungen mit einem einstündigen Niederschlag von 25 mm (Wiederkehrintervall = 5 Jahre)

durchgeführt. Die in Tab. 2 dargestellten Ergebnisse für das 5-jährliche Niederschlagsereignis belegen einen nur geringen Einfluß der Nutzungsänderungen auf die Höhe des Direktabflusses. Den Sedimentausttrag durch die Variante mit Minimalbodenbearbeitung veranschaulicht flächendetailliert die Abbildung 1, wobei die Raster mit hohen Sedimentaustträgen auch den Verlauf der Fließgewässer im Einzugsgebiet der Lumda nachzeichnen.

Tab. 2: Simulationsergebnisse unterschiedlicher Nutzungsszenarien im Einzugsgebiet der Lumda (N = 25 mm, Wiederkehrintervall 5 Jahre)

Szenario	Direkt-abfluß		Sediment-austtrag		gesamt N-Austrag		gesamt P-Austrag	
	(mm)	Dif.*	(t)	Dif.*	(kg/ha)	Dif.*	(kg/ha)	Dif.*
konvent.	2,37	--	540	--	0,253	--	0,073	--
Bodenbearb.								
Minimalbodenbearbeitung	2,25	-5%	164	-69%	0,171	-32%	0,033	-54%
Hackfrüchte mit Mulchsaat	2,33	-1%	329	-39%	0,212	-16%	0,052	-29%
Grasbrache	2,07	-13%	107	-80%	0,142	-44%	0,020	-73%

* Differenz im Vergleich zu konventioneller Bodenbearbeitung

4. Zusammenfassung

Die Verknüpfung von GIS und AGNPS erlaubt durch die rechnergestützte Erstellung von Inputdatensätzen eine räumlich hochaufgelöste Erfassung des betrachteten Einzugsgebietes. Anhand der Anwendung des Modells auf das Einzugsgebiet der Lumda ($A_{EO} = 129 \text{ km}^2$) im Vorderen Vogelsberg werden die Einsatzmöglichkeiten des Modells durch den Vergleich unterschiedlicher Nutzungsszenarien aufgezeigt. Durch die Anbindung der Fläche an das Fließgewässer über den Oberflächenabfluß können die Prozesse der Erosion auf der Fläche und im Gerinne, der Deposition sowie des Nährstofftransports flächendetailliert erfaßt werden. Dies stellt eine entscheidende Weiterentwicklung gegenüber der Gefahrenabschätzung mittels der rein empirischen Erosionsberechnung durch die ABAG dar. Die notwendige Kalibrierung und Validierung des Modells anhand von Meßdaten ist derzeit in Bearbeitung.

Literaturverzeichnis

- FOSTER, G.R., L.J. LANE, und J.D. NOWLIN, 1980: A Model to Estimate Sediment Yield from Field-Sized Areas: Selection of Parameters. In: Knisel, W.G.(Hrsg.), CREAMS: A Field-Scale Model for Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems. U.S. Department of Agriculture, Conservation Research Report No. 26, S. 193-281.
- LUTZ, W., 1984: Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen. Dissertation, Universität Karlsruhe.
- SCHWERTMANN, U., W. VOGL und M. KAINZ, 1987: Bodenerosion durch Wasser - Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. Ulmer Verlag, Stuttgart.
- YOUNG, R.A., C.A. ONSTAD, D.D. BOSCH und W.P. ANDERSON, 1987: AGNPS, Agricultural Non-Point-Source Pollution Model. A Watershed Analysis Tool. U.S. Department of Agriculture, Conservation Research Report 35, 80 S.

**Untersuchungen zur räumlichen Heterogenität zweier
Ackerflächen in Schleswig-Holstein**

von

Schleuß, U., E.-W. Reiche und R. Zölitz-Möller¹

1 Einleitung und Zielsetzung

Böden einer Landschaft weisen neben einer zeitlichen auch eine starke räumliche Variabilität hinsichtlich ihrer ökologisch relevanten Eigenschaften auf (ZÖLITZ, 1983, Webster 1985, Otte 1988, Garcia-Moliner et al. 1993). Die Erfassung und Beschreibung der räumlichen Variabilität ist maßstabsabhängig und kann durch den Einsatz Geographischer Informationssysteme (GIS) unterstützt werden (Fotheringham & Rogerson 1994). Im Rahmen des FE-Vorhabens *Ökosystemforschung im Bereich der Bornhöveder Seenkette*, dessen Hauptziel die Erfassung und Modellierung der Struktur, Dynamik und der Beziehungen zwischen Diversität, Produktivität und Stabilität unterschiedlicher Ökosysteme ist, wurden zwei langjährig ackerbaulich genutzte Standorte (Flächengröße 2-3 ha) hinsichtlich ihrer räumlichen Heterogenität untersucht.

2. Material und Methoden

Das Untersuchungsgebiet *Bornhöveder Seenkette* liegt ca. 30 km südlich von Kiel und repräsentiert einen typischen Ausschnitt der weichselzeitlichen Jungmoränenlandschaft mit stark wechselndem Relief (Reiche & Schleuß 1992, Schleuß et al. 1993). Als Ausgangssubstrate der Bodenbildung liegen auf den untersuchten Ackerflächen Geschiebesand, -lehm, Schmelzwassersand und Kolluvien (Abschwemmassen) vor; als Bodentypen haben sich daraus Braunerden, Parabraunerden und Kolluvisole entwickelt. Die beiden Ackerflächen A2 und A3 wurden in ein 25 x 25 m Raster aufgeteilt. A2 ist eine langjährig mit Mais -bei intensiver Gülledüngung- bewirtschaftete Fläche, A3 wird in einer dreigliedrigen Fruchtfolge mit Stallmistdüngung bewirtschaftet. Auf der Grundlage einer bodenkundlichen Aufnahme von insgesamt 99 Einzelprofilen wurden den 78 Rasterflächen wichtige Bodenkenngrößen zugeordnet. Die Daten der aktuellen Bodeninventur sowie Klima und Landnutzungsdaten, bezogen auf einen Zeitraum von 5 Jahren (1988 - 1993) wurden für Modellsimulationen mit dem Programm WASMOD & STOMOD (Reiche, 1994) herangezogen. Das Modellsystem WASMOD & STOMOD beschreibt als modular aufgebautes, prozessorientiertes Simulationsprogramm die Dynamik des Wasserhaushalts, den Oberflächenabfluß, den Wärmehaushalt sowie die C- und N- Transformationsprozesse in Böden und bietet die Möglichkeit, Simulationsrechnungen gebietsbezogen durchzuführen. Die Parametrisierungsprozeduren laufen weitgehend automatisch ab. Dabei wird auf die im GIS verwalteten Informationsebenen (u.a. Topographie, Nutzungsgrenzen, Reliefgestalt) zugegriffen. Die im Modell integrierten Prozessbeschreibungen spiegeln die Wasser- und Stoffdynamik auf sehr unterschiedlichen

¹ Projektzentrum Ökosystemforschung, CAU Kiel, Schauenburger Str. 112, 24118 Kiel

räumlichen und zeitlichen Skalenniveaus wider. Dazu wurden auch die räumlichen Merkmalsverteilungen geostatistisch analysiert (Variogramme).

3. Ergebnisse und Diskussion

Es wurden mehrere Parameter zur Einschätzung der räumlichen Variabilität untersucht. Betrachtet man die Feldkapazität als Maß für das Wasserspeichervermögen eines Standortes, so lassen sich stark ausgeprägte räumliche Unterschiede auf den beiden Flächen A2 und A3 feststellen. (Abb. 1).

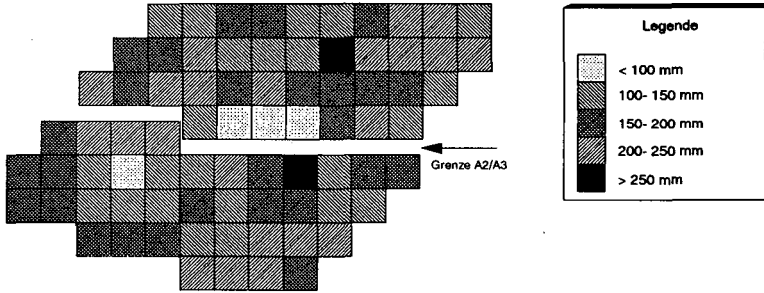


Abb. 1: Räumliche Variabilität der Feldkapazität (mm/10 dm)

Die sandigen Braunerden der Kuppen- und Oberhangbereiche weisen niedrige Feldkapazitäten (< 150 mm) auf, die humosen Kolluvisole der Unterhänge und Senken sowie die vereinzelt vorkommenden lehmigen Parabraunerden sind durch hohe bis sehr hohe FK-Werte (> 200 mm) charakterisiert. Die unterschiedlichen Feldkapazitäten lassen sich weitgehend durch pedologische Größen, insb. Bodenart und Gehalt an organischer Substanz erklären. Die hier nicht abgebildeten Semivariogramme zeigen für beide Untersuchungsflächen deutliche räumliche Autokorrelationen der Merkmalswerte für die Feldkapazität.

Für die Modellrechnungen zur Ermittlung der Sickerwassermengen wurden die durchschnittlichen Klimawerte der Jahre 1988-1993 herangezogen. A2 und A3 weisen in den einzelnen Rasterzellen deutliche räumliche Unterschiede auf (Abb. 2), wobei eine enge Beziehung zum Humus- und Tongehalt besteht.

Vergleicht man die Modellergebnisse von 64 Einzelbohrungen auf der Fläche A3 mit den Werten des dort lokalisierten "repräsentativen" Leitprofiles, so ergeben sich für die Sickerwassermenge und den N-Austrag gute Übereinstimmungen, die N- Mineralisation weist dagegen deutliche Unterschiede auf (Tab. 1).



Abb. 2: Räumliche Variabilität der modellierten durchschnittlichen Sickerwassermengen (mm p.a)

Abb. 3 zeigt die modellierten N-Austräge (in kg/ha) der beiden Flächen. Der Zusammenhang zwischen pedologischen Parametern und N-Austrag wird teilweise durch klimatische Einwirkungen und die N- Aufnahme durch die Kulturpflanzen überlagert. Hier zeigen auch einige Kolluviole hohe N-Austräge.

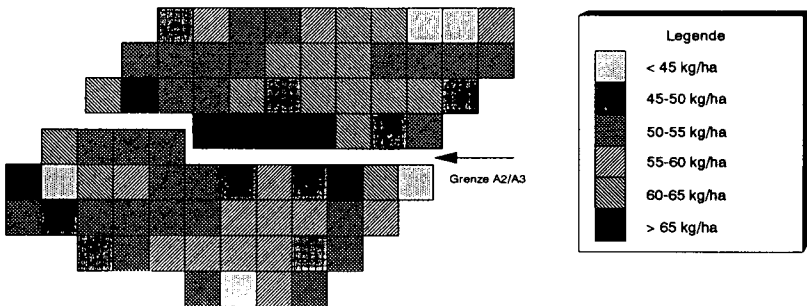


Abb.3: Räumliche Variabilität des modellierten N-Austrages (kg/ha p.a)

Auch andere (hier nicht näher dargestellte) Faktoren, z.B. die pH- Werte im Oberboden und der S-Wert , weisen auf den Flächen A2 und A3 deutliche räumliche Unterschiede auf, obwohl die jeweiligen Flächen einer einheitlichen Bewirtschaftung unterliegen (s.a. Tab. 2). Dabei zeigen die Semi-Variogramme jedoch den "reinen Nugget-Effekt", d.h., die Merkmalswerte variieren innerhalb der untersuchten Flächen räumlich unabhängig voneinander.

Tab. 1: Vergleich der Modellergebnisse von 64 Einzelprofilen mit denen eines Leitprofils

	1989 (Mais)		1990 (Hafer)		1991 (Rüben)	
	x	LP	x	LP	x	LP
Sickerwassermenge	338	332	357	351	295	285
N-Mineralisation	110	170	111	157	119	158
N-Austrag	73	73	72	95	42	42,5

Tab. 2: Kenngrößen einiger bodenökologisch relevanter Parameter

	VB	min - max	s	VK (%)	x
Feldkapazität (mm/dm)	200.5	85.6 - 286.1	76.3	41.9	182.7
pH (CaCl ₂)	2.0	4.3 - 6.3	0.44	8.4	5.2
Sickerwassermenge (mm)	91.0	358 - 449	24.8	6.2	397.7
N-Austrag (kg/ha)	28.8	40.5 - 69.3	6.1	11.4	53.5
N-Mineralisierung (kg/ha)	49.5	56.2 - 105.7	9.6	12.6	75.9

Abk.: VB= Variationsbreite, s= Standardabweichung, VK= Variationskoeffizient, x= Mittelwert

Zusammenfassung

In heterogenen Landschaften, beispielsweise in den Moränengebieten Schleswig-Holsteins, Mecklenburg-Vorpommerns und Brandenburgs, ist selbst auf kleinen Flächen von einer erheblichen räumlichen Variabilität auszugehen. Am Beispiel von zwei Ackerflächen kann gezeigt werden, daß einzelne Parameter im unterschiedlichen Maße räumliche Autokorrelationen aufweisen. Die Ergebnisse von Modellrechnungen verdeutlichen, daß die große kleinräumige Variabilität wichtiger Bodeneigenschaften zu beträchtlichen räumlichen Unterschieden hinsichtlich der Wasser- und Stickstoffdynamik führt. Beschränkt man sich bei der Modell-Parametrisierung auf die Daten eines Leitprofils, so sind in Hinblick auf die Modellergebnisse als Folge der kleinräumigen Heterogenität größere Ungenauigkeiten in Kauf zu nehmen.

5. Literatur

- Fotheringham, S. & Rogerson, P. (Eds., 1994): Spatial Analysis and GIS, Taylor & Francis, London, 281 p.
- Garcia-Moliner, G., Mason, D.M., Greene, C.H., Lobo, A., Li, B., Wu, J & Bradshaw, G.A. (1993): Description and analysis of spatial patterns, in: Levin, S.A., Powell, T.M. & Steele, J.H. (Eds.): Patch Dynamics, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 70-89
- Otte, F. (1988): Über die quantitative Erfassung der Bodenvariabilität und Gütemaße für großmaßstäbige Karten, SchR Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 2, Kiel, 133 S.
- Reiche, E.-W. (1993): Modelling water and nitrogen dynamics on catchment scale, Ecol. Modelling, 75/76, 230-244)
- Reiche, E.-W. & Schleuß, U. (1992): Untersuchungen zur Aussagegenauigkeit von Daten der Bodenschätzung anhand der Ergebnisse einer aktuell durchgeführten Bodenkartierung mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems (GIS), Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesell., 67, 249-252
- Schleuß, U., Schimming, C.-G., Beyer, L. Blume, H.-P., Irmeler, U., Piotrowski, J.A., Schrautzer, J. & Wachendorf, C. (1993): Ökosystemforschung im Bereich der Bornhöveder Seenkette, Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesell., 70, 207-232
- Webster, R. (1985): Quantitative Spatial Analysis of Soil in the Field, Advances in Soil Sciences, Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokio, 3, 1-70
- Zöllitz, R. (1983): Beispiele zur Anwendung der Variogrammanalyse auf flächenhaft erhobene Bodendaten. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesell., 36, 97-102.

Maßstabsprobleme der Regionalisierung von Bodendaten

von

Schmidt, R.*

Problemstellung

Mit der zunehmenden Bedeutung der regionalen ökologischen Planung und dem Einsatz von Bodenprozeßmodellen wächst der Bedarf an repräsentativen und zuverlässigen Bodendaten. Dabei wird allgemein anerkannt, daß die Datenbereitstellung von der Zielstellung der Aufgabe und den Eingangsdaten der Modelle abhängig ist, während die Bedeutung des Maßstabs oder der "geographischen Dimension" (NEEF 1967) der Arbeitsebene noch häufig unterschätzt wird. Gerade deshalb ist es wichtig herauszustellen, daß es maßstabsabhängig spezifische Verfahren und Methoden der Datenbereitstellung gibt. Sie stellen die Voraussetzung für die Regionalisierung von Bodendaten dar. Im Folgenden werden Probleme der Datenbereitstellung in drei unterschiedlichen Maßstabsbereichen (großmaßstäbig, mittel- und kleinmaßstäbig) erläutert, die für die Übertragung von Punkt zum Raum von Interesse sind. Die Ergebnisse werden im Rahmen von Diplomarbeiten und Forschungsprojekten erzielt (PFITZNER 1985; SCHMIDT et al. 1992; WENDLAND et al. 1993).

Untersuchungsgebiete und Datengrundlagen

Entsprechend den unterschiedlichen Zielstellungen der Untersuchungen bzw. Projekte werden ausgewählte Verfahren der Datenbehandlung und -aggregation, der Anwendung von Parametermodellen sowie der räumlichen Verallgemeinerung vorgestellt. Die Untersuchungen beziehen sich auf 3 Maßstabsebenen mit unterschiedlichen Ausgangsmaterialien und Datensätzen (Tab. 1). Im großmaßstäbigen Bereich des Testgebietes wurden geländebodenkundliche Untersuchungen mit bodenphysikalischen und -chemischen Analysen durchgeführt; in den Übersichtsmaßstäben wurden abgeleitete Daten auf ein Raster bezogen.

Der Begriff Regionalisierung wird in diesem Zusammenhang nicht eingeeengt auf den Einsatz geostatistischer Verfahren, sondern allgemeiner für die Gesamtheit der Methoden der räumlichen Verallgemeinerung benutzt.

* Fachhochschule Eberswalde, Fachbereich Landschaftsnutzung und Naturschutz
A.-Möller-Str. 1, 16225 Eberswalde

Tab. 1: Maßstabsebenen der Untersuchungen

Untersuchungsgebiet	Meßnetz	Datenbasis
Testgebiet Eberswalde - Groß Ziethen Größe 2 ha Maßstab 1:2.000	12,5 x 12,5 m n = 170 (Probenahmepunkte)	Feld- und Labordaten: Horizont, Bodenart, Humus, pH, N, P, K
Land Brandenburg Größe: 29.052 km ² Maßstab 1:100.000	500 x 500 m n = 60.196 (Rasterpunkte)	Mittelmaßstäbige Landwirt- schaftliche Standort- kartierung (MMK): Bodenformengesellschaften mit Leit- und Begleitboden- formen in Beziehung zu Oberflächenformen
Deutschland - Neue Bundesländer Größe 108.333 km ² Maßstab 1:750.000	7000 x 7000 m n = 12.310 (Rasterpunkte)	Daten der Bodenkarte des Atlas DDR: Typische Böden (Bodentyp/Bodenart) der Kartierungseinheiten

Ergebnisse zur Datenbereitstellung in verschiedenen Maßstabsebenen

Im **großmaßstäbigen Bereich** werden die Bodendaten in der Regel als konkrete Meßwerte erfaßt, um die Variabilität der Parameter und die Heterogenität der Bodendecke zu beschreiben. Datennutzung und speziell Modellierung sollten in diesem Bereich weitgehend auf gemessene Werte zurückgreifen.

Die Übertragung vom gemessenen Punkt auf andere Punkte bzw. auf die Fläche kann in der Regel nur durch genaue Kenntnis der Lagebeziehungen unter Nutzung geostatistischer Methoden erfolgen. Die Meßdaten dieser Maßstabsebene stellen die Grundlage für Datenaggregation und -verallgemeinerung dar, so daß Rahmenbedingungen und Gültigkeitsbereiche exakt definiert sein müssen.

Im **mittelmaßstäbigen Bereich** - bezogen auf Landschaften, Länder oder Planungsgebiete - werden Bodendaten in der Regel durch Auswahlverfahren, Statistik und Aggregierungsmethoden gewonnen. Entscheidend für die räumliche Verallgemeinerung und die Reproduzierbarkeit bodenkundlicher Aussagen ist, daß es in diesem Maßstabsbereich möglich und notwendig ist, Aspekte der Vergesellschaftung der Böden und ihrer räumlichen Anordnung zu berücksichtigen.

Einzelwerte sind in der Regel nicht mehr lokalisierbar, können jedoch in ihren räumlichen Zusammenhängen charakterisiert werden. Ausgewählte Methoden der Datenbereitstellung sind (SCHMIDT et al. 1994)

- Datenaggregation für Horizonte, Substrat- und Bodentypen bzw. für Bodengesellschaften mit statistischen Verfahren
- Pedotransferfunktionen bzw. Parametermodelle für "Erwartungswerte"
- Catenatypen der Bodenvergesellschaftung und weitere Typisierungen der räumlichen Anordnung.

Die Datenbereitstellung in diesem Maßstabsbereich hat große praktische Bedeutung, weil für Landschaften, für regionale und administrative Planungsebenen noch relativ gut angepaßte Daten ermittelt werden können, Bodeninformationssysteme haben in diesem Bereich die breiteste Anwendung.

Im **kleinmaßstäbigen Bereich** z.B. für Deutschland oder Teilgebiete der EU muß die Datenbereitstellung im allgemeinen durch Schätzverfahren erfolgen, die durch "Stützstellen" oder für größere Regionen typische Bodenprofile abzusichern sind. Es ist in der Regel nicht möglich, Meßwerte oder Mittelwerte anzugeben; die Charakterisierung erfolgt durch Klassenbildung, die von der Datenbasis und den Modellanforderungen abhängig ist.

Die Charakterisierung der Bodenheterogenität bzw. der Vergesellschaftung der Böden kann im kleinmaßstäbigen Bereich nur noch in vereinfachter Weise wiedergegeben werden, z.B. durch Angabe dominierender und subdominierender Böden.

Tab. 2: Datenbereitstellung in unterschiedlichen Maßstäben

Dimension und Maßstab	Datencharakteristik	Beispiele für Datenbereitstellung und -nutzung
Topologische Dimension ("homogene" Einheiten) bis 1:10.000/25.000	Meßwerte , bezogen auf Proben, Böden, Experimentalfelder etc.	Einzelwerte oder statistische Daten mit Raumbezug
Chorologische Dimension ("heterogene" Einheiten) 1:25.000 - 1:500.000	Abgeleitete Daten in Bezug zu Basiseinheiten, z.B. Bodenhorizonte, Böden, Bodenkombinationen	Pedotransferfunktionen, Substrat-Horizont-Gruppen, Catena-Typen
Regionische Dimension ("regional typische" Einheiten) über 1:500.000	Schätzdaten nach dominierenden Bodentypen oder Bodenprozessen	Semistatistische Methoden, Expertenschätzung, Auswahl repräsentativer Böden

Schlußbemerkungen

In den jeweiligen Maßstabsebenen sind spezifische Regionalisierungsverfahren anzuwenden, die den drei geographischen Dimensionsstufen topologische, chorologische und regionische Dimension zugeordnet werden können (Tab. 2). Während sich die dimensionsbezogenen Methoden auch in praktischer Hinsicht - z.B. in der GIS-Anwendung - immer mehr durchsetzen, gibt es noch erheblichen Forschungsbedarf bezüglich der Datentransformation von einer Maßstabsebene in die andere.

Literatur

NEEF, E. (1967): Die theoretischen Grundlagen der Landschaftslehre.
Verlag Hermann Haack Gotha, 152 S.

PFITZNER, C. (1985): Beitrag zur standortbezogenen Variabilitätsanalyse von Boden- und Ertragsdaten. Diplomarbeit Humboldt-Univ. Berlin

SCHMIDT, R.; G. ADLER; J. BEHRENS et al. (1992): Pilotstudie zur Einführung des Bodeninformationssystems in den Ländern Brandenburg und Sachsen. Texte 52/92, Umweltbundesamt Berlin. 57 S., Anlagen

SCHMIDT, R.; W. SCHRÖDER and M. TAPKENHINRICHS (1994): Soil data for models and resource management at different scales. Transactions 15 th World Congress of Soil Science Acapulco Mexico, Vol. 6a, S. 58-66

WENDLAND, F.; H. ALBERT; M. BACH und R. SCHMIDT (1993): Atlas zum Nitratstrom in der Bundesrepublik Deutschland. Springer-Verlag, 96 S.

**Die großmaßstäbige Bodenkartierung in Nordrhein-Westfalen als Weg vom Bohrpunkt zur Einzelfläche
2. Teil: Die quantifizierende Codierung als Grundlage EDV-gestützter Auswertungen**

von

Schrey, H.P.*

Problem

Erfahrungsgemäß sind flächenbezogene bodenkundliche Aussagen zusammengefaßte, punktuell erhobene und für die Zusammenfassung gewichtete Einzelinformationen.

So werden beispielsweise Lössen bodenartlich angesprochen als *schluffiger Lehm bis lehmiger Schluff*, Sandlössen als *schluffig-lehmiger Sand bis sandiger Schluff*, Terrassensande als *zum Teil schwach kiesiger Sand bis lehmiger Sand* und Fließerden oft als *schwach grusiger, steiniger, sandiger bis toniger Lehm*. Wenn die Bodenarten oder unterschiedliche Ausgangssubstrate sich maßstabsbezogen oder kartiertechnisch nicht trennen lassen, werden die Flächen- bzw. Volumenanteile der Einzelkomponenten in zusammenfassenden Aussagen gewichtet durch Begriffe wie *vereinzelt, stellenweise, zum Teil* oder *meist*, vergleiche nachfolgende Table 1.

Tab. 1: In Bodenkarten übliche Ausdrücke zur flächen- oder volumenbezogenen Gewichtung von Substratanteilen, ihre konventionelle Aussagespannen und ihre dominierenden Aussageschwerpunkte

gewichtender Ausdruck	Aussagespanne	Aussageschwerpunkt
ausschließlich	über 90 %	
vorherrschend	70 - 90 %	
meist	über 60 %	70 %
überwiegend	50 - 70 %	
verbreitet	30 - 50 %	
zum Teil	20 - 40 %	30 %
gelegentlich	10 - 30 %	
stellenweise	10 - 20 %	10 %
vereinzelt	unter 10 %	5 %
selten	unter 10 %	

Lösung

Bei der digitalen Erfassung derartiger Aussagen vor allem für die Bodenartenschichtung wurde in NRW ein Konzept entwickelt, das drei Anforderungen gleichermaßen gerecht wird:

* Geologisches Landesamt NRW, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld

- 1) Die bodenkundlichen Fachinformationen werden vollständig übernommen; sie werden nicht verkürzt auf eine Einzelaussage oder auf Mittel- und Extremwerte oder willkürlich in vorherrschende und nachrangige Angaben aufgeteilt.
- 2) Die Informationen werden standardisiert; die EDV-technische Abbildung der Sachverhalte ist auf die effiziente Weiterverarbeitung mit dem Rechner ausgelegt.
- 3) Die originäre Aussagespanne wird durch Steuerung des Auswerteprogramms ausgeschöpft.

Beispiel

Die standardisierende und quantifizierende Codierung wird am Beispiel eines dreischichtigen Bodens erläutert, der sich als Pseudogley-Parabraunerde aus Löß und Sandlöß über Grundmoräne über Gesteinen der Oberkreide entwickelt hat. Die konventionelle Beschreibung der Bodenartenschichtung lautet:

Tab. 2: Konventionelle Bodenartenschichtung

Konventionelle Bodenartenschichtung	Mächtigkeit
schluffiger Lehm bis lehmiger Schluff, z.T. wechsellagernd mit feinsandigem Schluff	6 - 10 dm
steiniger lehmiger Sand bis sandiger Lehm	4 - > 14 dm
Sandstein, Tonstein, Schluffstein	

Weil jede Codierung konventioneller Beschreibungen interpretativ ist, wird eine vom Kartierer autorisierte Codierung angestrebt. Für das vorliegende Beispiel liegt der Aussageschwerpunkt für *zum Teil* bei 30 %, der nicht definierte *feinsandige Schluff* wird nach Rücksprache mit dem Kartierer als *Schluff und Feinsand* interpretiert, Alternativen wären *Schluff und stark schluffiger Sand* oder *Schluff und schluffig-lehmiger Sand*. Ebenso wird nach Rücksprache der Steingehalt der zweiten Schicht auf *zum Teil steinig* abgeschwächt und der im Bodenartendiagramm zwischen lehmigem Sand und sandigem Lehm liegende stark lehmige Sand gleich gewichtet mit aufgeführt. Daraus ergibt sich:

Tab. 3: Quantifizierte Bodenartenschichtung

Quantifizierte Bodenartenschichtung	Mächtigkeit
((_35Lu_35U13)(_15FS_15Us))_99sf	6 - 10
(_35S13_35S14_30Ls3)_30x3	4 - 14.1
_99Z	0 - 10.1

mit **_nn** für die Angaben des Flächen-/Volumenanteils in Prozent, **sf** für *feingeschichtet*, **Z** für *Festgestein*, das in der Bodenartenschichtung nicht petrographisch differenziert werden kann. Das **.1** hinter den größten Schichtmächtigkeiten übersetzt das konventionelle *mehr als*.

Die auf EDV-technische Weiterverarbeitung hin ausgelegte, d.h. standardisierte, Codierung erlaubt einerseits die rein numerische Auswertung der Informationen für einzelne Schichten als auch schichtenübergreifend für definierte Tiefen, beispielsweise bis zur effektiven Durchwurzelungstiefe bzw. für den 1- oder 2-Meter-Raum, sofern kein hoch anstehendes Festgestein oder Grundwasser dies begrenzt.

Tab. 4: Parameter je Schicht in (mm/dm)

Mächtigkeit	nFK	LK	FK	kf	Hauptbodenart
8.0	20	10	33	74	Lu
6.1	16	10	27	81	Sl3
6.1	0	0	0	0	Z

Tab. 5: nFK, FK, LK, KAK über We summiert in (mm/We bzw. mmol/qm/We)
Erodibilität des schwach humosen (Ero2) oder humosen (Ero3) Oberbodens

We (dm)	nFK	FK	LK	KAK	Ero2	Ero3
10	196	327	104	142	0.56	0.46

Darüber hinaus kann die derart codierte Legende einheitlich verbalisiert, d.h. in lesbaren Text rückübersetzt werden. Das ergibt, nach einer leichten Überarbeitung hinsichtlich der erforderlichen Deklination, für das angeführte Beispiel:

Tab. 6: Decodierte quantifizierte Bodenartenschichtung

Decodierte quantifizierte Bodenartenschichtung	Mächtigkeit
schluffiger Lehm und lehmiger Schluff, feingeschichtet mit stellenweise Feinsand und stellenweise sandigem Schluff	6 - 10 dm
lehmiger Sand, zum Teil steinig und stark lehmiger Sand, zum Teil steinig und sandiger Lehm, zum Teil steinig	4 - 14.1 dm
Festgestein.	0 - 10.1 dm

Standardauswertungen

Entsprechend der vorgenannten Auswertungen und darüber hinaus sind für die digitale Bodenkarte in unterschiedlichen Einstufungen folgende Informationen flächenbezogen darstellbar:

Grundwasser- und Staunässe-Verhältnisse

Ökologische Feuchtestufen

Mittlere Wasserdurchlässigkeit

Bodenwertzahlen

Erodierbarkeit

Aktuelle Evapotranspiration nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT

Effektive Durchwurzelungstiefe

Durchlüftung des Oberbodens (4 dm),

weiterhin mit verschiedenen Tiefenbezügen (We, 1- oder 2-Meter-Raum):

Feldkapazität

nutzbare Feldkapazität

Luftkapazität

Kationenaustauschkapazität.

Wenn weitere Informationen flächenbezogen digital verfügbar sind, beispielsweise Realnutzung, Klima und Relief, lassen sich ebenfalls berechnen:

Tägliche Sickerswasserspende

und daraus

Austauschhäufigkeit des pflanzenverfügbaren Bodenwassers

(= Sickerwasserspende eines Zeitraums /nFKWe)

Bindungsvermögen für Schwermetall-Ionen

Grundwassergefährdung durch Schwermetall-Ionen

Mechanische Vorbelastung.

Diese Auswertungen sind derzeit für über 40 von 72 Blättern der Bodenkarte im Maßstab 1 : 50 000 abrufbar; voraussichtlich ist Ende 1995 die gesamte BK50 von NRW blattschnittbezogen digital uneingeschränkt verfügbar.

Für die ersten Probe-Verfahren der großmaßstäbigen Bodenkarte 1 : 5 000 sind diese Auswertungen (mit Ausnahme der Karte der Bodenwertzahlen) ebenfalls verfügbar. Für diesen Maßstab wird das Auswertespektrum auf Basis detaillierterer Eingangsdaten jedoch noch erheblich erweitert werden.

**Die großmaßstäbige Bodenkartierung in Nordrhein-Westfalen als Weg vom Bohrpunkt zur Einzelfläche
Teil 1: Datenerhebung und Fachdatenkonzept**

von

Schulte-Kellinghaus, S.*

Das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen erarbeitet mehrere Kartenwerke analoger Bodenkarten. Die mittelmaßstäbige Bodenkarte im Maßstab 1 : 50.000 (BK50) und die großmaßstäbigen Karten im Maßstab 1 : 5.000 zur Landwirtschaftlichen Standorterkundung (BK5L) und zur Forstlichen Standorterkundung (BK5F) werden dabei auf grundsätzlich gleiche Art bearbeitet. Der Kartierer bohrt in einem dem Maßstab angepaßten Netz von Sondierbohrungen bis 2 m Tiefe das Gelände ab. Die Lage der Sondierbohrungen hängt im Einzelnen von der Morphologie, Geologie, Nutzung und sonstigen Merkmalen des Geländes ab. Anhand der Ergebnisse der Sondierungen werden einzelne Flächen voneinander abgegrenzt und einer Kartiereinheit zugeordnet.

Für analoge Kartendarstellungen ist eine Klassifizierung der dargestellten Merkmale und die Zusammenfassung zu Bodeneinheiten erforderlich, da sonst die verschiedenen in der Karte wiedergegebenen Informationsebenen unübersehbar werden. Die Zahl der Bodeneinheiten der Legende hängt zwar von der Heterogenität der kartierten Fläche ab, die kartographische Darstellbarkeit und Überschaubarkeit der Legende erfordern aber ebenfalls Beschränkungen und Zusammenfassungen. Die fachliche Beschreibung der Legendeneinheit beruht auf einer Zusammenfassung und Auswertung der Sondierbohrungen in den einzelnen zugeordneten Flächen.

In einer konventionellen analogen Bodenkarte werden die einzelnen Flächen mit dem Symbol der Legendeneinheit versehen, das als Zeiger auf die Legende die Verknüpfung zwischen Karte und Legende sicherstellt. Für eine Auswertung steht für jede einzelne Fläche nur der Inhalt der Legende zur Verfügung, die Abweichung der Böden der einzelnen Fläche von der durchschnittlichen Beschreibung der Legendeneinheit ist nicht mehr rekonstruierbar. In der Legende der BK50 werden dabei die in Tabelle 1 aufgelisteten Parameter beschrieben. Allein die Symbole der Wasserverhältnisse sind als Einschreibungen unmittelbar in der jeweiligen Fläche

* Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld

enthalten und ermöglichen eine differenzierte Darstellung.

Mit entsprechend sehr viel höherer Flächengenauigkeit werden die Bodenkarten der BK5L und BK5F erarbeitet. Auch hier werden die durch die Kartierung ausgegrenzten Flächen zu Legendeneinheiten zusammengefaßt, aber es gibt Flächeneinschreibungen, die die Merkmale der Einzelfläche in Ergänzung oder Abweichung von der mittleren Beschreibung der Einheit wiedergeben.

Tabelle 1: Inhalte der Legende der BK50

Bodentyp bzw. -subtyp (ggf. mit untergeordnet auftretenden Bodentypen)
Bodenartenschichtung: vorherrschende und untergeordnete Bodenarten und Mächtigkeiten
Geologie: Geogenese bzw. Petrographie und Stratigraphie
Hinweise zur Nutzung und Eigenschaften der Böden

Der Maßstab und die Aufnahme Genauigkeit im Gelände ermöglichen und erfordern, zumindest in gewissem Maße, über die klassifizierte Beschreibung der Legende hinauszugehen: Bodenartenschichtung, Grund- und Stauwasserverhältnisse sowie Oberbodenmerkmale im Wald (BK5F) werden zusätzlich anhand der einzelnen Sondierbohrungen innerhalb der jeweiligen Fläche - als sehr einfache Form einer Einzelflächenbeschreibung - eingeschrieben.

Der grundsätzliche Unterschied und wesentliche Vorteil der digitalen Bodenkarte im Vergleich zu konventionellen, analogen Bodenkarte ist, daß graphische und fachliche Informationen getrennt gespeichert werden und nur über "Zeiger" - eine einheitliche Objektbezeichnung der Fläche und der Flächenbeschreibung - miteinander verknüpft werden. Ein Zwang zur Bildung von Legendeneinheiten, die Begrenzung der Zahl der Legendeneinheiten aus kartographischen Gründen oder Zwecken der Übersichtlichkeit entfallen.

Dadurch entfällt generell der Zwang zur relativ groben und allein auf die Legendenerstellung ausgerichteten Klassifizierung aller Merkmale. Sie kann stattdessen je nach Fragestellung nach neu definierten Kriterien durchgeführt werden, die Zusammenfassung zu Legendeneinheiten kann problembezogen variiert werden.

Deshalb ist der Kern der digitalen BK5 in Nordrhein-Westfalen die Einzelflächenbeschreibung. Alle Merkmale werden vom Kartierer nach Ausgrenzung einer Fläche komplett, aber nur bezogen auf eine Fläche auf Basis der Sondierbohrungen beschrieben.

Die Einzelflächenbeschreibungen werden in einer Datenbank gespeichert und stehen beliebigen Auswertungen, Selektionen, Klassifizierungen zur Verfügung.

Es wurde ein Parameterkatalog erarbeitet, der die Kriterien enthält, die im Gelände erfassbar oder für vorstellbare Auswertungen relevant sind. Dieser stützt sich mit seinem Datenschlüssel auf die Bodenkundliche Kartieranleitung mit einigen Modifikationen und Erweiterungen. Für

die Datenerhebung wurde ein Aufnahmeformular entwickelt, das in Abbildung 1 dargestellt ist. Es wird unterschieden zwischen:

- Kopfdaten: Zeiger zur Verknüpfung von Grafik und Fachdaten sowie Datenfelder zu Zwecken der Archivierung (Zeilen 1 und 2 des Aufnahmeformulars)
- Titeldaten: Fachdaten, die auf die Einzelfläche bezogen sind; dabei sind die Parameter nicht tiefenabhängig, d.h.: ein Datensatz pro Einzelfläche. Darüberhinaus Felder, die nur dazu dienen, die konventionellen Bodenkarten der BK5L und BK5F zu erzeugen sowie ein Klartextfeld für Angaben, die nicht in den Datenfeldern codiert abzulegen sind (Zeilen 3 bis 6 des Aufnahmeformulars).
- Horizont-/Schichtdaten: tiefenabhängige Fachdaten der Einzelflächen, normalerweise mehrere Datensätze pro Einzelfläche.

Als wesentliche Unterschiede analoger und digitaler Karten ist festzuhalten:

analoge Bodenkarten:

- Direkte, untrennbare Verknüpfung von Grafik und Fachinformation.
- Zusammenfassung der Merkmale einzelner Flächen zu Bodeneinheiten der Legende.
- Fachinformationen sind zum Zweck der Zusammenfassung klassifiziert, eine Extraktion der Ursprungsdaten, insbesondere einzelner Flächen ist nicht möglich.
- Karten unterschiedlicher Autoren und verschiedenen Alters unterscheiden sich (fachliche Entwicklung des Kartenwerkes).

digitale Bodenkarten

- Getrennte Speicherung von grafischen und Fachdaten (Einzelflächenbeschreibung), Verknüpfung über Zeiger.
- Speicherung weitgehend unklassifizierter Informationen, Klassifizierung erst bei Informationsabfrage nach problembezogen definierten Kriterien.
- Zusammenfassung zu Legendeneinheiten kann problembezogen sowie einheitlich und nachvollziehbar programmgestützt erfolgen.
- Standardisierte Einzelflächenbeschreibungen (Datenschlüssel) werden nach Änderungen von Kartieranleitung, Datenschlüssel oder Kartierrichtlinien einheitlich fortgeschrieben (Prämisse: konzeptwahrende Weiterentwicklung von Kartieranleitung, etc.).
- Mögliche Konsistenz- und Plausibilitätsprüfungen sorgen für Einheitlichkeit und Vergleichbarkeit der Fachinformationen (Datenqualität!).
- Vergleichbarkeit der Ergebnisse der Bearbeitungen verschiedener Bodenkarten.

Abb. 1: Aufnahmeformular für die Einzelflächenbeschreibung der BK5

DGK 5 (1) R H		laufende Nummer (2) /→		Verfahren (3)											
TK25/DGK-Nr. (4) /		DGK-Name (5)						Bearbeiter (6)						Aufn.-Jahr (7)	
Reliefpos. (8)	Néigung (9)	Exposition (10)	Bodentyp (11), vorh.	Bodentyp (12), untergeordnet			Kartiereinheit (13)	Legendeneinh. (14)	GW-Stufe (15)	SW-Stufe (16)					
Nutzung (17)	Nutzungséignung (18)	Versiegelung (19)	Bestockung (20)	Humusform (21)		Humusform - Spanne (22)		Podsoligk. (23)	Naßbleich. (24)	Biol.Zust. (25)					
Nutzungsvorgeschichte (26)			pot. Belastung (27)		Gutachten (28)	anthropog. Überformung (29)		Bodenschutz (30)							
Vermerk von digitalisierten Zusatzzeichen / Punktsignaturen (31)															
Schichtuntergrenze (Tiefenbereich) (32)		Schichtmächtigkeit (33)	Horizontbezeichnung (34)	Bodenart (35)				org.Subst. (36)	Carbonat (37)	Bas.Ver. (38)	Vermäss (39)	Geogenese/Gesteinsart (40)			Stratigraphie (41)
1	-	-													
2	-	-													
3	-	-													
4	-	-													
5	-	-													
6	-	-													
7	-	-													
8	-	-													
9	-	-													
10	-	-													
11	-	-													
12	-	-													
Zusatzangaben (42):															

Systematik der Moore

von

Schwerdtfeger, G.*

1. Einleitung

Zur bodensystematischen Ansprache der Moore sind an jedem Standort die dort anstehenden Torfe bis zum mineralischen Untergrund anzusprechen. In den meisten Torfen sind originäre, oft noch bestimmten Pflanzenarten zuzuordnende Pflanzenreste vorhanden. Eine erste grobe Gliederung erfolgt nach erkennbaren pflanzlichen Großresten als botanische Torfarteneinheiten: Moos-, Kräuter-, Reiser- und Holztorfe. Für eine weitere Unterteilung in botanische Torfartenuntereinheiten und botanische Torfarten sind gute botanische Kenntnisse und größere Geländeerfahrung erforderlich (KUNTZE u.a., 1994).

2. Ansprache eines Moorprofils

Wie bei jedem Bodenprofil ist auch im Moor die Gliederung in Horizonte unerlässlich. Dabei wird die bodenkundliche Torfartengruppe Hochmoortorf - Hh -, Übergangsmoortorf - Hu - und Niedermoortorf - Hn - bestimmt. In den H-Horizonten beträgt der Anteil an organischer Substanz > 30%mas. Liegt dieser Anteil zwischen 15 und 30%mas, so handelt es sich um einen Anmoorgleyhorizont Ga. Ist die Torfmächtigkeit < 3 dm, so steht ein Moorgley an. Moore mit natürlichen Mineralbodendecken > 4 dm Mächtigkeit werden bodensystematisch den entsprechenden Mineralbodentypen zugeordnet, z.B. Moormarsch (KUNTZE u.a., 1994).

Zur vollständigen Ansprache muß die gesamte Moormächtigkeit einschließlich örtlich vorhandener Mudden, der mineralische Untergrund sowie eine mineralische Deckschicht erfaßt werden. Moore sind oft nicht nur aus einer Torfart aufgebaut. Infolge wechselnder klimatischer und hydrologischer Entstehungsbedingungen überlagern unterschiedliche Torfarten Mudden (F) und fossile Mineralböden (MB).

Tab.1 Schichtfolgen von Torfen in Moorbodenprofilen

Niedermoor				Hochmoor				
		uH	uH	(hH)	hH	hH	hH	hH
nH	nH	nH	nH	uH	(uH)	(uH)	(uH)	
F			F		nH	nH		
MB	MB	MB	MB	MB	MB	F	MB	MB

*) D 29556 Suderburg, Am Tannenmoor 34

3. Bodensystematische Gliederung der Moore in Deutschland

Die Abteilung D Moore (Böden aus Torfen H) hat bisher nur eine Klasse Natürliche und Naturnahe Moore. Die anthropogen stärker veränderten Moore stehen in der Klasse c der Abteilung F Anthropogene Böden Y. Zwei unterschiedliche kulturtechnische Maßnahmen führen bodensystematisch zur Untergliederung dieser Klasse in die beiden Bodentypen Moordeckkulturboden und Moormischkulturboden. Damit eröffnet sich die Möglichkeit, den Unterschied von Nieder- und Hochmoor bereits auf der Ebene der Klassen zu systematisieren.

Tab.2 Bodensystematische Gliederung der Moore
(Entwurf Roeschmann 1993, verändert)

Abteilung		D Moore			
Klasse	a Niedermoore	moor		b Hochmoore	
Typen	Typisches Niedermoore	Carbonathaltiges	Übergangs-	Typisches Wurzelechtes Hochmoore	
	NHN	NHC	NHU	HHN	HH
Horizont- folge	nH/(F)/MB	cnH/(F)/MB	uH/(nH)/(F)/MB	hH/(uH/nH)/(F)/MB	hH/MB

Durch die Bildung einer Klasse b Hochmoore kann auf der Ebene der Bodentypen neben dem Typischen Hochmoor mit der Horizontfolge hH1/hH2/(hH3)/(uH/nH)/(F)/MB wie bisher auch weiter als Bodentyp das Wurzelechte Hochmoor mit der Horizontfolge hH1/(hH2)/MB stehen. Dieses Hochmoor ist direkt auf nassem, basenarmen Mineralboden aufgewachsen. Es ist im kühlfeuchten Bereich Nordwesteuropas häufiger anzutreffen.

Auf der Subtypebene können mit den Adjektiven Roh, Vererdet, Vermulmt und Vermurscht (= Segregiert) Aussagen über den physikalischen Zustand eines Moores erfolgen.

Tab.3 Subtypen der Moortypen in Tabelle 2

	Rohes	Vererdetes	Vermulmtes	Segregiertes
diagnostische Horizonte	nHn	nHv	nHm	nHa
nachgestellte Suffixe	n unverändert a in Aggregate	v vererdet segregiert	m vermulmt (vermurscht)	

Eine Untergliederung der Schichtfolgen mit den den Horizontsymbolen nachgestellten Zahlen 1, 2, 3 und den Moormächtigkeiten erfolgt in der nächsttieferen Kategorie der Varität. Dort können auch die Modifikationen der botanischen Torfart und des Zersetzungsgrades (MALTERER u.a.,1992) berücksichtigt werden. Mineralbe-

standteile in den Torfen sowie die Beschaffenheit des Liegenden (Substrat, Bodenart und Bodentyp des fossilen Mineralbodens) werden auf der Stufe der Bodenform erfaßt.

4. Bodensystematische Gliederung der Moore nach der WRB

World Reference Base for Soil Resources (WRB,1994) wurde zum 15.Kongreß der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft im Juli 1994 in Acapulco,Mexico veröffentlicht. Von den 30 Major Soil Groups steht die der Histosols an erster Stelle auf den Seiten 36 - 39.Sie erfaßt eine große Vielfalt von Torf- und Muddestandorten; zu diesen gehören die Moostorfe der borealen Tundra, Moos-, Ried/Seggen- und Waldtorfe der gemäßigten Zone und Mangrove- und Sumpfwaldtorfe der feuchten Tropen.

Die Gesamtfläche der Moore auf der Erde wird auf 275 Millionen ha geschätzt. Etwa die Hälfte davon liegt in der arktischen Zone der nördlichen Hemisphäre, ein Drittel im gemäßigten Tiefland und kühlen Gebirgen und ein Sechstel im tropischen Tiefland.Die in diesen Gebieten gebildete und angehäuften organische Torfsubstanz hat unterschiedliche chemische und physikalische Eigenschaften.Dabei schwankt auch der Grad der Zersetzung der organischen Substanz. Er ist ein wichtiges, zusätzliches Merkmal in der Untergliederung der Moore.

In Tabelle 4 sind die in der WRB vorgeschlagenen Untereinheiten der Histosols zusammengestellt.

Tab.4 Untergliederung der Histosols (nach WRB,1994)

Gelic	Permafrost innerhalb von 200 cm unter der Bodenoberfläche
Thionic	ein schwefelhaltiger Horizont innerhalb von 125 cm unter der Bodenoberfläche
Salic	salzhaltiger Horizont innerhalb von 50 cm unter der Bodenoberfläche
Folic	trockener organischer Horizont
Fibric	in mehr als 2/3 der organischen Substanz ganzpflanzliche Reste
Haplic	andere Histosols

Die in der Soil Taxonomy der US verwandten Begriffe Sapric und Hemic sind dort nicht mehr aufgeführt.

Ob eine Übersetzung dieser adjektivischen Ordnungsbegriffe ins Deutsche wünschenswert ist oder ob sie als inhaltlich klar definierte Fremdworte auch in unserer Systematik genutzt werden können, muß einer späteren Diskussion vorbehalten bleiben.

5. Verknüpfungen und Grenzen mit anderen Böden

In der World Reference Base for Soil Resources (WRB,1994) sind zu den 30 Hauptbodengruppen Aussagen über deren Verknüpfung mit anderen Böden gemacht. Für die Histosols ist mit einem Gehalt über 20% organische Substanz eine Abgrenzung zu anderen Böden mit einem hohen Gehalt an organischer Substanz gegeben; dem entspricht die Grenze von 30% organischer Substanz bei Mooren und 15 - 30% für Anmoor in der deutschen bodenkundlichen Systematik.

In Andosols, aber auch in einigen anderen Böden, gibt es Oberflächenhorizonte von 40 cm und mehr, die über 20% organische Substanz haben. Um die Histosols deutlich von den Andosols abzutrennen, darf bei den Histosols kein Andic-Horizont in den oberen 30 cm vorhanden sein. Eine entsprechende Regel könnte bei der Trennung von natürlichen Mooren von anthropogen stärker veränderten Mooren von Bedeutung sein.

Histosols unter ständigem Grundwassereinfluß sind in den niedrigliegenden Bereichen von Flußtälern, Seeufern und Meeresküsten entstanden. Unter gleichem Einfluß entstehen Fluvisols, Gleysols, Solonchaks und Vertisols. In der deutschen Bodensystematik ist die Abgrenzung zwischen Mooren und Gleyen, Pseudogleyen, Auenböden und Marschen von Bedeutung.

6. Arbeitsgruppen für Moorsystematik

Die bodensystematische Ansprache der Moore erfolgt mit der horizontweisen Bestimmung der bodenkundlichen Torfartengruppe (Entwurf DIN 4047, Teil 4). Diese Böden sind in der World Reference Base for Soil Resources als "major soil group Histosols" ausführlich beschrieben. Eine Arbeitsgruppe "Histic Soils" der Int. Peat Society (IPS) wird zu deren Tagung im Juni 1996 in Bremen ihren Bericht vortragen.

Als Vorarbeit zur 4. Auflage der Kartieranleitung (KA 4) sind Vorschläge zur Erweiterung der Bodensystematik der Moore veröffentlicht (ROESCHMANN u.a., 1993). Die Arbeitsgruppe Bodensystematik der DBG plant eine Neuauflage des Bandes 44 der Mitteilungen.

7. Literatur

- DBG (1985): Klassifikation der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Bd. 44 d. Mittlg. der DBG, deutsche, englische u. französische Ausgabe
- DIN 4047, Teil 4; Landw. Wasserbau, Begriffe Moor. Entwurf März 1994
- DRIESSEN, P. u. H. OKRUSZKO (1992): Histosols, Proposals of Histosols classification elaborated for Int. Reference Base.
- KUNTZE, H. G. ROESCHMANN u. G. SCHWERTFEGER (1994): Bodenkunde, 5. Auflg. Verlag E. Ulmer, Stuttgart.
- MALTERER, T. J., E. S. VERRY u. J. ERJAVEC (1992): Peat Classification in relation to several methods used to determine fiber content and degree of decomposition. Proceedings of 9th Int. Peat Congress, Uppsala. Vol. 1, 310 - 318.
- ROESCHMANN, G., G. GROSSE-BRUCKMANN, H. KUNTZE, J. BLANKENBURG u. J. TÜXEN (1993): Vorschläge zur Erweiterung der Bodensystematik der Moore Geol. Jb. (F), Heft 29, Hannover.
- SCHWERTFEGER, G. (1993): Die bodenkundliche Systematik der Moore im Internat. Vergleich. Mittlg. Dtsch. Bodenkdl. Ges., 72, 1055-1058.
- SPAARGAREN, O. C. (1994): World Reference Base for Soil Resources. IBG, ISRIC, FAO, Wageningen/Rom.

Die Regionalisierung aus Pedotransfer-Funktionen abgeleiteter Bodeneigenschaften

von

Sinowski, W., A. Scheinost und K. Auerswald*

Einführung

Die Regionalisierung von Bodeneigenschaften erfordert eine hohe Stichprobenzahl im Untersuchungsraum. Für viele Bodeneigenschaften ist der damit verbundene Analysenaufwand zu groß. Letzterer kann verringert werden, indem Pedotransfer-Funktionen (PTF) verwendet werden, die die Zielgröße aus leichter zu messenden Variablen (Eingangsvariablen) vorhergesagen. Bei der Regionalisierung der Zielgrößen sind dann prinzipiell zwei verschiedene Vorgehensweisen möglich:

Methode 1: Die gewünschte Bodeneigenschaft wird zuerst an jedem Meßpunkt mit Hilfe der PTF vorhergesagt und anschließend mit geostatistischen Verfahren in den Raum interpoliert.

Methode 2: Die an den Meßpunkten ermittelten Eingangsvariablen werden zuerst einzeln in den Raum übertragen. Anschließend wird die gewünschte Bodeneigenschaft mit Hilfe der PTF aus den regionalisierten Eingangsvariablen abgeleitet.

Stimmen die räumlichen Skalierungen von Eingangsvariablen und PTF nicht überein, kann die Skalierung der Eingangsvariablen durch Blockkriging angepaßt werden. In diesem Fall ist nur Methode 2 möglich. Auch können bei einer Regionalisierung nach Methode 1 nur Meßpunkte herangezogen werden, an denen alle Eingangsgrößen der PTF vorliegen. Dies kann zu geringeren Datendichten und damit höheren Regionalisierungsfehlern im Vergleich zur Methode 2 führen (BURROUGH, 1993).

Beide Methoden wurden für zwei Bodeneigenschaften geprüft: das reduzierte K/Ca-Aktivitätsverhältnis der Gleichgewichts-Bodenlösung (AR_0) wird aus dem CAL-extrahierbaren Kalium (K_{CAL}) und dem Tongehalt des Feinbodens (Ton), die effektive Kationenaustauschkapazität (KAK_e) wird aus Ton, dem organischen Kohlenstoffgehalt (C_{org}) und dem pH-Wert vorhergesagt (SCHEINOST, 1994).

Material und Methoden

Für das Untersuchungsgebiet, das 150 ha große Versuchsgut Scheyern im Unterbayerischen Tertiärhügelland, liegen alle Eingangsgrößen der PTF sowohl als gemessene Punktdaten im 50m×50m-Raster als auch als regionalisierte Bodeneigenschaftskarten vor.

Der jeweilige Gesamtfehler der Zielgrößen durch die beiden Regionalisierungsmethoden wurde über Monte-Carlo-Simulation ($n=10000$) aus dem Modellfehler der PTF und dem Regionalisierungsfehler der Zielgröße (Methode 1) bzw. den Regionalisierungsfehlern der Eingangsgrößen (Methode 2) bestimmt. Als Regionalisierungsfehler wurde die maximale Krige-Standardabweichung nach einer

* Lehrstuhl für Bodenkunde, TU München-Weihenstephan, 85350 Freising

Interpolation mit Ordinary Kriging eines regelmäßigen rechtwinkligen 50m×50m-Rasters angenommen.

Ergebnis

Neben den bereits oben erwähnten Einschränkungen (BURROUGH, 1993) ist Methode 2 auch dann vorzuziehen,

- wenn die räumliche Variabilität der PTF-Eingangsvariablen von verschiedenen bodenbildenden Faktoren beeinflusst werden und die Eingangsvariablen daher unterschiedliche räumliche Strukturen aufweisen. So wird im Untersuchungsgebiet die räumliche Variabilität von K_{CAL} im wesentlichen durch Nutzungsunterschiede, die räumliche Variabilität von Ton dagegen durch das Ausgangsgestein bestimmt. Diese unterschiedlichen Ursachen der Variabilität können bei der Regionalisierung der Eingangsvariablen Ton und K_{CAL} berücksichtigt werden, jedoch nicht bei der Regionalisierung der Zielgröße AR_0 . Da Ton und K_{CAL} nahezu gleichgewichtet in die PTF eingehen, führte Methode 2 zu einer plausibleren räumlichen Struktur von AR_0 als Methode 1.
- wenn Meßpunkte außerhalb des Gültigkeitsbereiches der PTF liegen. Der Gültigkeitsbereich der PTF für AR_0 wurde an 51 von 525 Meßpunkten überschritten. Bei Methode 1 mußten diese Meßpunkte vor der Regionalisierung verworfen werden. Die dadurch entstandenen Lücken im Meßnetz waren räumlich nicht ausgrenzbar und konnten nur mit interpolierten Werten aufgefüllt werden. Durch Blockkriging nach Methode 2 konnten dagegen Blöcke mit Gültigkeitsbereichsüberschreitung räumlich definiert ausgegrenzt werden. Bei der Regionalisierung der Eingangsgrößen ging deren volle Variationsbreite ein. Dadurch konnte im Vergleich zu Methode 1 auch in Bereichen ohne Gültigkeitsbereichsüberschreitungen eine höhere Variation der AR_0 -Werte erhalten werden.
- wenn eine Abschätzung der Auswirkung der einzelnen Fehlerkomponenten der PTF notwendig ist. Falls nach der Regionalisierung die Vorhersagesicherheit zu gering ist, so läßt sich der Regionalisierungsfehler entweder durch eine verdichtete Probenahme der Eingangsgrößen, durch eine herabgesetzte räumlichen Auflösung, oder durch eine Verbesserung des Bestimmtheitsmaßes der PTF vermindern. Welche der Maßnahmen am effektivsten den Fehler der Zielgröße reduziert, läßt sich vorab nur bei Verwendung von Methode 2 prognostizieren, indem Fehlerabschätzungen mit variablen Szenarien durchgeführt werden. Während bei der PTF für AR_0 mit einem r^2 von 0,93 der Modellfehler und die jeweiligen Regionalisierungsfehler von K_{CAL} und Ton in etwa gleichgewichtet zum Gesamtfehler beitrugen, überwog bei der PTF für die KAK_e ($r^2 = 0,82$) der Beitrag des Modellfehlers die Regionalisierungsfehler der Eingangsgrößen um das 2- bis 10-fache.

Literatur

- BURROUGH P.A. (1993): Soil variability: A late 20th century view. *Soils & Fertilizers*, 56, 529-562.
- SCHEINOST A.C. (1994): Pedotransfer-Funktionen zum Wasser- und Stoffhaushalt einer Bodenlandschaft. Diss. Lehrstuhl f. Bodenkunde, TU München, 176 S.

Die Forschungsaktivitäten des Forschungsverbundes Agrarökosysteme München (FAM) werden durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT 0339370) unterstützt. Die Pacht- und Betriebskosten des FAM-Versuchsgutes Scheyern trägt das Bayerische Staatsministerium für Unterricht, Kultur, Wissenschaft und Kunst.

Identifying the variability of soil substrates by geoelectrical methods

von

Sperl, C.*, H.P. Durlleser**, F. Echternacht** und
K. Auerswald*

Introduction

Pesticide concentrations far above drinking water limit are found in regional groundwater. They cannot be explained by prior land use of the research area. Even higher concentrations occurred in a spring located in the adjacent forest (Martens et al., 1993). Both findings indicated a lateral water flow occurring at various depths. The complex pattern of water flow probably originates from clay lenses embedded in the dominant tertiary sands and gravels. For analyzing the impact of land use on water quality, this water flow pattern caused by substrate changes has to be revealed.

Geophysical methods combine the advantages of high resolution and minimal disturbance. A combination of methods should allow to identify substrate changes in three dimension.

VLF/R method

The geophysical method VLF/R (Very Low Frequency and Resistivity) uses induced electromagnetic current systems within soil and beneath for the nondestructive determination of the spatial distribution of the electrical resistivity.

Strong military transmitters emit electromagnetic waves in the frequency range of 15-30 kHz, which diffuse into the underground and induce there the current system (Fig. 1). From two horizontal electric and three magnetic components, which are measured with coils and metallic electrodes, the apparent resistivity ($\rho_a / \Omega m$) and the phase shift between the electric and magnetic field vector ($\Phi / Grad$) can be calculated.

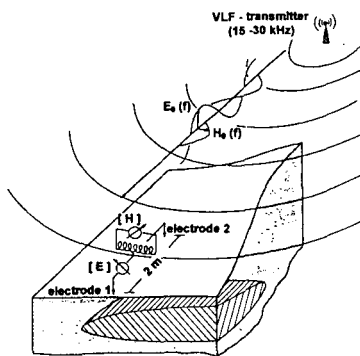


Figure 1: Princip of the VLF/R method to identify the soil substrates.

* Lehrstuhl für Bodenkunde, TU-München-Weihenstephan, 85350 Freising

** Institut für Allg. und Angew. Geophysik, Ludwig Maximilians Universität, 80333 München

The resistivity depends on the soil electrolyte concentration (which is more or less constant), but it is also influenced by porosity, tortuosity and mainly on the amount of water filled pores. This allows to infer geological structures (e.g. clay lenses) from superficial VLF/R measurements.

The phase shift Φ is 45° for an homogenous substratum. Higher values indicate increasing conductivity with increasing depth and vice versa.

Results and Discussion of VLF/R

800 measurements in a 2×2 m grid to assess small-scale underground structures at the example monitoring sites show clearly two regions of different electric resistivities (Fig. 2). Values around $60 \Omega\text{m}$ in the SW corner indicate clayey material, which adjoins laterally to sandy material with higher resistivity (Fig. 2, left). This clayey material must be overlain by a less conducting substratum. This is inferred from the phase shift of $>60^\circ$ in this region (Fig. 2, right).

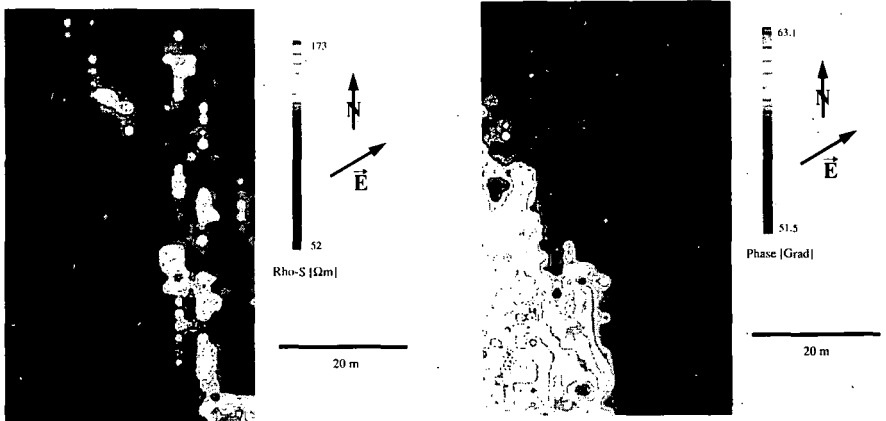


Figure 2: Field measurements of resistivity and phase shift Φ with VLF/R.

DC Vertical Electrical Sounding (VES)

In contrast to the VLF/R method, which has advantages in determining horizontal variations of the electrical resistivity, VES is more appropriate to measure vertical distributions of the resistivity on a spot. Given a geometric configuration of the electrodes (Fig.3), from the potential difference ΔV at the surface between two electrodes M and N the apparent resistivity can be calculated:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot k$$

where I is the current between the electrodes A and B. The electrode distance determines k .

In order to examine the vertical distribution of the resistivity on a single spot, the distances between the current electrodes A and B are increased symmetrically, whereas the potential electrodes stay fixed. Due of increasing penetration of the current, deeper-lying layers influence more and more the distribution of the current system.

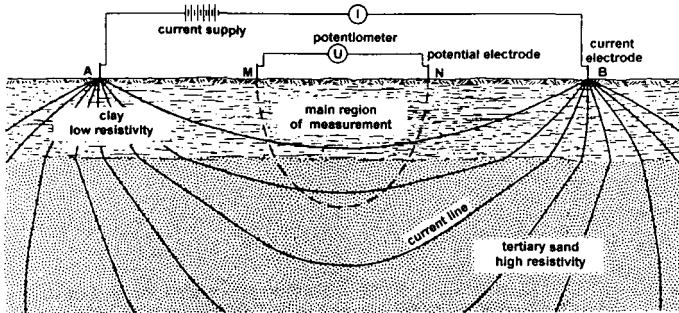


Figure 3: Electrode configuration and current distribution of VES method.

A recent development in DC geoelectric sounding is the usage of a multi-electrode array (Fig. 4). With this survey technique, disadvantages of single spot measurements, which may suffer from unknown lateral variations of the resistivity, are overcome.

Results and Discussion of VES

Several clay lenses with local ground water above the regional ground water were found on a EW transect of 22 VES measurements (Jezek et al., 1994). An even better spatial resolution could be obtained by the multi electrode array technique. With 189 measurements at 21 electrode positions an outcrop of a clay lens could be delineated. Approximated maximal thickness was 15 m.

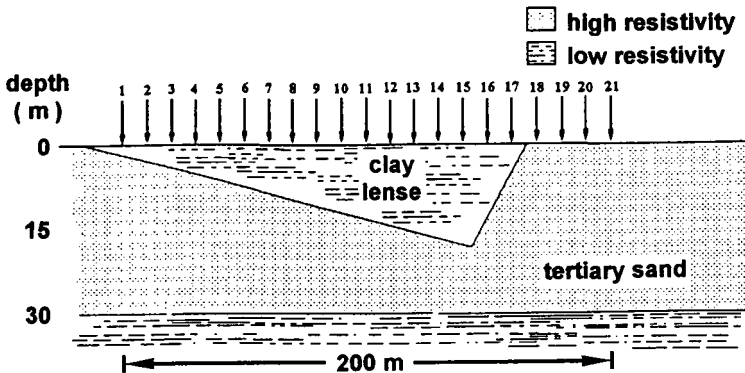


Figure 4: Multi-electrode array measurement at an outcrop of a clay lens.

Conclusion

Geophysical methods allow insight into soil with high resolution and minimal disturbance. The combination of different methods provides information about 3-dimensional variability. This information improves understanding of waterflow and transport of agrochemicals.

Acknowledgement

The scientific activities of the research network Forschungsverbund Agrarökosysteme München (FAM) are financially supported by the Federal Ministry of Research and Technology (BMFT 0339379). Rent and operation expenses of the experimental farm in Scheyern are paid by the Bavarian State Ministry for Education and Culture, Science and Art.

References

- Jezek, P.; Morgenstern, M.; Sperl, C. (1994): Hydrologic characterization of the FAM-testsite and the surrounding. Poster ÖFZ-Tagung München.
- Martens, D.; Spitzauer, P.; Kettrup, A. (1993): Bestimmung organischer Verbindungen in Agrarböden, in Oberflächengewässern und im Grundwasser. FAM - Bericht 3: 280 - 299.

State Space Analyse: Interpolation zur
Identifizierung von Prozessen in Raum und Zeit

von

Wendroth, O.¹ und D.R. Nielsen²

EINLEITUNG

Ökologische Auswirkungen und ökonomische Tragfähigkeit von Bodennutzungssystemen werden häufig mit Hilfe der randomisierten Probenahme in mehrfachen Wiederholungen in Steigerungsversuchen untersucht. Für bestimmte Fragestellungen und Standorte mag dieses Vorgehen effizient genug sein, um Hinweise für eine verbesserte Flächenbewirtschaftung zu erhalten. Besonders auf den heterogenen eiszeitlich geprägten Standorten, wie z.B. in weiten Teilen Brandenburgs, ist für viele agrarökologische Fragestellungen die Blockanlage jedoch nicht immer zweckmäßig. Zu klären bleibt, ob nicht ohne Versuche mit Behandlungen und Steigerungen, aber mit Erhebungs- und Auswertungsverfahren, mit denen Koordinaten von Meßpunkten und die Heterogenität im Felde berücksichtigt werden können, Prozesse im Felde treffender zu analysieren sind, um daraus praxisrelevante Aussagen abzuleiten.

Bereits in der agrarischen Forschung der ehemaligen DDR wurden Erhebungen vor Ort in Praxisschlägen vorgenommen mit dem Ziel, schlagspezifische Erkenntnisse für folgende Bewirtschaftungsmaßnahmen der jeweiligen Flächen zu gewinnen und gleichzeitig Bewirtschaftungsmaßnahmen für andere Ackerflächen abzuleiten. Diese sogenannten Versuche ohne Eingriff wurden unter anderem an der ZALF-Vorgängerinstitution, dem FZB Müncheberg, zum Beispiel von Kundler und Reiher (1982) und Rogasik und Smukalski (1993) durchgeführt. Darin galt es, diejenigen geogenen und anthropogenen Faktoren zu bestimmen, die zum einen räumliche Ertragsunterschiede trotz "einheitlicher" Bewirtschaftung hervorriefen, zum anderen das Produktionsniveau generell limitierten. Diese intensiven und auf eine rationelle Bewirtschaftung gerichteten Erhebungen wurden überwiegend mit Verfahren der klassischen multiplen Regression ausgewertet, wie das auch in einer Vielzahl von internationalen on-site Untersuchungen der Fall ist (z.B. Bruce et al., 1990).

¹Inst. f. Bodenforschung, ZALF, Eberswalder Str. 84, D-15374 Müncheberg.

²Dep. Land Air and Water Resources, Univ. California, Davis, 113 Veihmeier Hall, Davis, CA 95616, USA.

Der Erfolg des aus der multiplen Regression resultierenden Schätzergebnisses entspricht in vielen Fällen nicht den Erwartungen, gemessen an den teilweise aufwendigen Erhebungen. Bi- und multivariate Analysen der Ertragsvariabilität können dadurch verschleiert werden, daß sich das Niveau der Beziehungen zwischen Variablen abhängig von Raum und Zeit verschiebt. Diesem Umstand ist durch Ansätze zu begegnen, die nicht mehr von einer zufälligen Verteilung der Beobachtungen ausgehen, sondern die erlauben, die Position und die Nachbarbeziehungen zwischen Beobachtungen zu berücksichtigen. Ziel dieses Beitrages ist, die state-space Analyse beispielhaft als Technik zur Regionalisierung von Beobachtungen und Identifizierung von Prozessen im Felde, die Boden-Pflanze-Interaktionen beeinflussen, vorzustellen.

Felduntersuchung

In einer Mandelplantage nördlich von Sacramento, Kalifornien, wurden integrative Parameter für vorläufige Hinweise zur Bewirtschaftung erhoben. Entlang einiger Transekte wurden Stammumfang als Parameter, in dem sich die Wachstumsbedingungen über die Jahre hinweg kumuliert widerspiegeln und Mandelertrag als Parameter, der die Wachstumsbedingungen innerhalb der Vegetationsperiode integriert wiedergibt, erhoben. Einzelheiten dazu in Wendroth und Nielsen (1994). In dieser Arbeit soll untersucht werden, wie eng die Beziehung zwischen Stammumfang und Ertrag bei klassischer Regression ist und inwieweit dieser Zusammenhang mit Hilfe der state-space Analyse zu identifizieren ist, wenn darüberhinaus die räumliche Beziehung zwischen benachbarten Beobachtungen mitberücksichtigt wird.

Theorie

Das state-space-Verfahren wurde von Kalman (1960) eingeführt. Die sogenannte Kalman-Filter-Technik dient dazu, Signal und Rauschen von Meßserien zu trennen. Mit Hilfe der state-space-Methode können Meßreihen geglättet, fehlende Beobachtungen interpoliert und Werte außerhalb des beobachteten Bereiches vorhergesagt werden.

Die Beobachtungsgleichung lautet

$$Y_i = A_i X_i + v_i$$

wobei Y_i und v_i als Vektoren die Beobachtungsreihen (Messungen) und Meßfehler beinhalten und die Beobachtungsmatrix A_i den Zusammenhang zwischen Messung und Zustand X_i widerspiegelt.

In Matrixform lautet die State-Gleichung:

$$\begin{pmatrix} X_{i1} \\ X_{i2} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \phi_{11} & \phi_{12} \\ \phi_{21} & \phi_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X_{i-1,1} \\ X_{i-1,2} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} w_{i1} \\ w_{i2} \end{pmatrix}$$

wobei die ϕ_{ij} -Matrix als state-Koeffizientenmatrix den Prozeß der

Meßreihe bei einhergehendem Fehler (w_{ij}) beschreibt. State-Koeffizienten und Fehler werden iterativ geschätzt (Einzelheiten s. Shumway, 1988).

Ergebnisse und Diskussion

Erträge und Baumstammumfänge entlang der Transekte 1 und 2 sind in Abbildung 1 wiedergegeben.

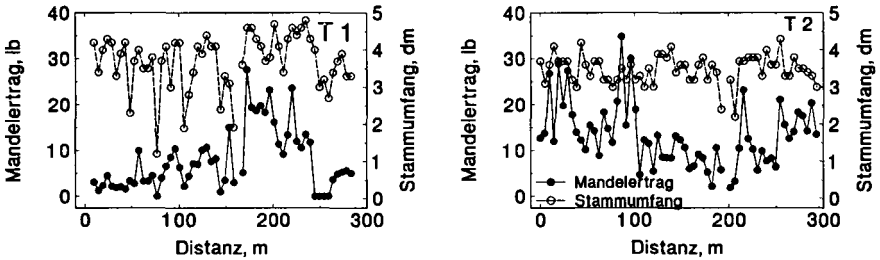


Abb. 1: Mandelertrag und Stammumfang von Bäumen entlang zweier Transekte (T1, T2) in einer Mandelplantage.

In der Abbildung 2 wird die vergleichsweise geringe Beziehung zwischen Mandelertrag und Stammumfang deutlich, wenn, wie bei der klassischen Analyse üblich, räumliche Beziehungen der Beobachtungen unbeachtet bleiben.

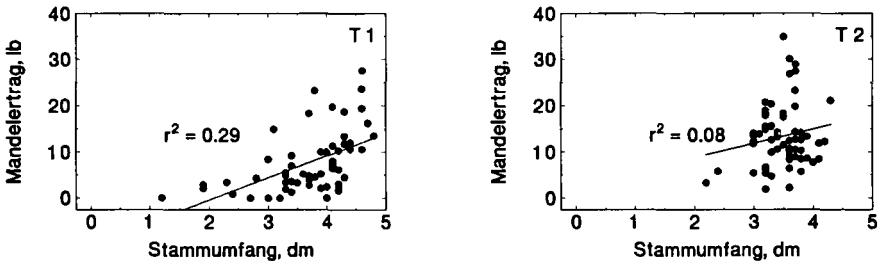


Abb. 2: Beziehung zwischen Mandelertrag und Stammumfang aus zwei Transekten (T1, T2)

Wird dagegen der Ertrag am Punkt i mit Hilfe des Ertrages und des Baumstammumfanges am Punkt $i-1$ geschätzt, so daß die räumliche Beziehung zwischen Nachbarbeobachtungen in die Schätzung einbezogen wird, zeigt sich eine enge Beziehung zwischen Ertrag und Stammumfang. Dies ist sogar dann der Fall, wenn eine Situation angenommen wird,

bei der nur an jeder zweiten Position der Ertrag beobachtet wurde. Die dazwischenliegenden Erträge wurden mit Hilfe der state-space-Analyse interpoliert und ihr Standardschätzfehlerintervall im Vergleich zum Meßergebnis in Abbildung 3 dargestellt.

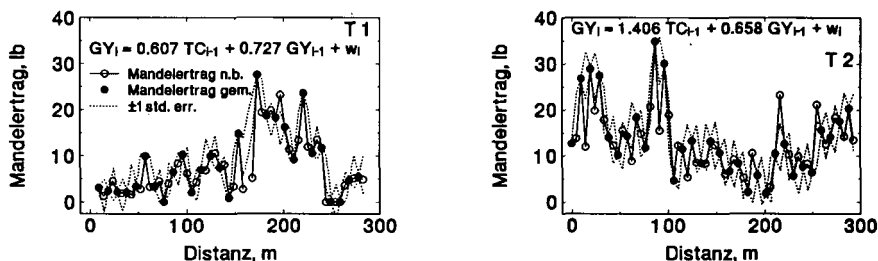


Abb. 3: Mandelertrag (gemessen [gem.] und gemessen, aber für die Schätzung nicht berücksichtigt [n.b.], sondern interpoliert) entlang zweier Transekte (T1, T2) in einer Mandelplantage.

Schlußfolgerung

Mit der state-space Analyse, die erlaubt,

- Unsicherheiten der Beobachtungen und des Modellansatzes und
- die räumliche Beziehung zwischen benachbarten Beobachtungen zu berücksichtigen, kann der einhergehende räumliche Verlauf und der Zusammenhang zwischen Ertrag und den ihn bestimmenden integrativen Parametern treffender identifiziert werden als mit der klassischen Regressionsanalyse.

Literatur

- Bruce, R.R., W.M. Snyder, A.W. White, A.W. Thomas, and G.W. Langdale. 1990. Soil variables and interactions affecting prediction of crop yield. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:494-501.
- Kalman, R.E. 1960. A new approach to linear filtering and prediction problems. *Trans. ASME J. Basic Eng.* 8:35-45.
- Kundler, P. und W. Reiher. 1982. Beitrag zur Aufklärung der Beziehungen zwischen Bodeneigenschaften und Winterweizenerträgen auf Produktionsschlägen durch Versuche ohne Eingriff. *Arch. Acker- Pfl. Boden.* 27:151-160.
- Rogasik, J. und M. Smukalski. 1993. Beziehungen zwischen quantitativen Faktoren der Bodenfruchtbarkeit und Höhe des Pflanzenertrages auf Ackerstandorten sowie deren Modifikationen durch ausgewählte Klimatelemente. *Arch. Acker- Pfl. Boden.* 37:325-340.
- Shumway, R.H. 1988. *Applied statistical time series analysis.* Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Wendroth, O. and D.R. Nielsen. 1994. Opportunities of on-site monitoring in an almond orchard for sustainable field management. eingereicht.

**Die räumliche Variabilität der mikrobiellen
Biomasse einer heterogenen Agrarlandschaft**

von

Winter, K. und R. Rackwitz*

Einleitung

Im Rahmen des Forschungsverbundes Agrarökosysteme München (FAM) wurde eine Untersuchung zur räumlichen Variabilität der mikrobiellen Biomasse auf dem Versuchsgut in Scheyern durchgeführt. Ziel war die flächendeckende Erfassung der potentiellen Stoffwechselleistung der Mikroorganismen und die Quantifizierung des Pools leicht mineralisierbarer Nährstoffe, den die mikrobielle Biomasse darstellt.

Untersuchungen zur räumlichen Variabilität sind bisher hauptsächlich an chemischen und physikalischen Bodeneigenschaften vorgenommen worden und kaum an biotischen. Dabei ist die kleinräumige Heterogenität aufgrund eingearbeiteter organischer Substanz und Wurzelrückständen vermutlich besonders groß.

Folgende Fragen wurden näher betrachtet: Wie groß ist die Variabilität? Welches sind die Haupteinflußgrößen auf die Variabilität? Wieviele Proben sind nötig, um die mikrobielle Biomasse mit einer bestimmten Sicherheit angeben zu können?

Material und Methoden

Die Variabilität der mikrobiellen Biomasse im A(p)-Horizont wurde sowohl im Herbst 1990 an sieben verschiedenen Acker-Standorten auf einem Quadratmeter ($n = 9$) und auf einen Hektar ($n = 16$) bestimmt, als auch im Frühjahr 1992 mittels eines 50 x 50 Meter Rasters über der zentralen Fläche ($n = 402$). Das Versuchsgut Scheyern liegt im tertiären Hügelland nördlich von München auf ca. 460 m über NN und wird durch einen jährlichen Niederschlag von 825 mm und eine Jahresdurchschnittstemperatur von 7,4 °C charakterisiert. Auf der zentralen Fläche kommen vorwiegend Braunerden vor, die sowohl auf tertiären Sedimenten, die von sandig-kiesig bis tonig reichen, als auch auf mit Lößlehm bedecktem Material auftreten. Wie Tabelle 1 zeigt, hatten die Hektarflächen jeweils gleiche Vorfrüchte und Kartiereinheiten. Die Untersuchungen sind detailliert bei BEESE et al. (1994) beschrieben.

Die Probennahme erfolgte mittels eines Wurzelbohrers (Durchmesser 8 cm). Die Proben wurden feldfeucht auf 2 mm gesiebt und bis zur Bestimmung der mikrobiellen Biomasse bei 4 °C gelagert. Vor der Messung wurde der Wassergehalt auf 40-60 % der maximalen Wasserkapazität eingestellt.

* GSF - Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit, Institut für Bodenökologie, Neuherberg, Postfach 1129, 85758 Oberschleißheim

Tabelle 1: Kenndaten der sieben Acker-Standorte, Mittelwerte der Hektarprobebung, n=16

Standort Vorfrucht	G1	G2 Gerste	G3	R4 Raps	W5	W6 Weizen	W7
Kartiereinheit	2b	4	12	12	12	4	2b
Bodenart	uL	uL	sL	sL	sL	uL	uL
pH-Wert (CaCl ₂)	6.2	6.0	6.2	6.2	6.5	6.6	6.5
Ct (%)	1.1	1.3	1.4	1.4	1.5	1.5	1.4
Cmic (µgCmic/g)	304	354	445	420	424	406	294

Die mikrobielle Biomasse wurde nach der Substrat-Induzierten Respirations-Methode (SIR) von ANDERSON & DOMSCH (1978) ermittelt, jedoch mit unterschiedlichen Vorgehensweisen. Auf den sieben Acker-Standorten wurden 100 g Feuchtboden mit 600 mg Glukose in 1.5 l Weckgläsern bei 22 °C über 4-5 Stunden inkubiert. Die stündliche CO₂-Produktion wurde gaschromatographisch mittels Subtraktion der CO₂-Anfangskonzentration von der CO₂-Endkonzentration ermittelt. Für die Rasterprobebung 1992 stand eine automatisierte Anlage nach HEINEMEYER et al. (1989) zur kontinuierlichen Messung der CO₂-Abgabe des Bodens zur Verfügung. Dabei wurden 50 g Feuchtboden mit 300 mg Glukose versetzt und kontinuierlich mit Luft (200 ml/min) durchströmt. Die Raumtemperatur lag ebenfalls bei 22 °C. Die CO₂-Konzentration wurde mittels eines Infra-Rot Gasanalysators bestimmt. Für alle Messungen wurde nur eine Messwiederholung durchgeführt.

Ergebnisse

Der Variationskoeffizient (cv) der mikrobiellen Biomasse für die einzelnen Hektarflächen (n = 16) lag zwischen 23 und 39 %. Die Quadratmeterflächen (n = 9) hatten keinen geringeren cv mit 26 bis 45 %. Dabei war die Höhe der Streuung sowohl von der Bodenart als auch von der Vorfrucht unabhängig. Die Streuung zwischen den sieben Acker-Standorten war vergleichsweise geringer für die Hektarflächen (16 %) als für die Quadratmeterflächen (28 %). Im Vergleich dazu variierten die Gesamt-Kohlenstoffgehalte auf den Quadratmeterflächen mit 2 bis 6 % deutlich weniger als auf den Hektarflächen (7 - 13 %). Die Streuung der Standortmittelwerte lag für beide Flächengrößen bei etwa 10 %.

Daraus ließen sich nun folgende Schlußfolgerungen bezüglich der notwendigen Stichprobenzahl ziehen. Fordert man eine Aussage über den Mittelwert einer Fläche mit einer Abweichung von höchstens 10 % des Mittelwertes, so sind bei einem mittleren Variationskoeffizienten von 32 % für die mikrobielle Biomasse 27 Stichproben nötig. Ist allerdings der Mittelwert mit höchstens 5 % Abweichung anzugeben, so erhöht sich die notwendige Stichprobenzahl auf 111. Für den Gesamt-Kohlenstoffgehalt sind dagegen nur 2 bzw. 9 Stichproben nötig (cv = 9 %).

Die aus der 50 x 50 m Rasterprobebung gewonnenen Daten wurden geostatistisch ausgewertet. Das Datenkollektiv zeigte eine außerordentlich linksschiefe Verteilung und wurde vor der weiteren Behandlung logarithmiert. Mit Hilfe des Software-Paketes GS+ (Vcr 2.1, Gamma Design Software) wurden Semivariogramme erstellt und Modelle angepaßt. Abbildung 1 zeigt die Variogramme für den Gesamtdatensatz und für unterschiedliche Teile des Datensatzes.

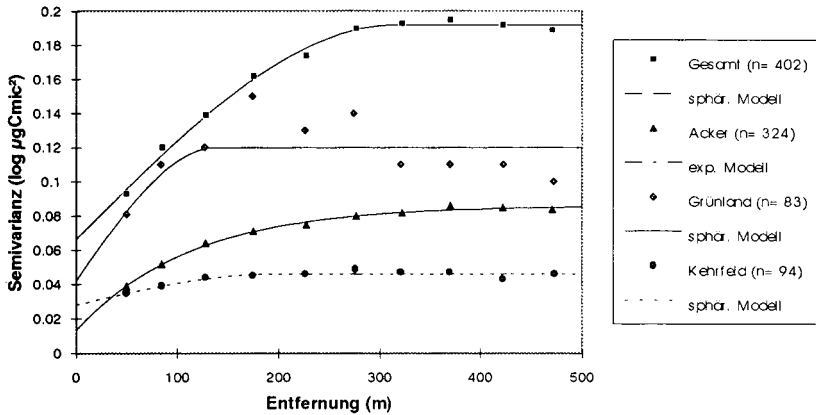


Abbildung 1: Semivariogramme für mikrobielle Biomasse in Scheyern, verschiedene Datensätze

Tabelle 2 zeigt eine Zusammenfassung der wichtigsten Parameter der Datensätze und Modelle. Es zeigte sich, daß die Varianz erheblich reduziert werden kann, wenn die Nutzung berücksichtigt wird. Wird nach Acker und Grünland unterschieden, so halbiert sich die Varianz nahezu. Dabei hat das Grünland eine höhere Varianz als der Acker. Um die Einflüsse auf die Varianz im Acker noch weiter zu ergründen, wurde ein Schlag (Kehrfeild), der zwei Jahre lang einheitlich bewirtschaftet worden war, herausgegriffen. Die Varianz ging gegenüber dem Acker nochmal um etwa die Hälfte zurück. Dabei ging die im Gesamtdatensatz so offensichtliche hohe räumliche Abhängigkeit weitgehend verloren. Der Anteil des Nuggets am Sill ist beim Gesamtdatensatz wesentlich geringer als beim Kehrfeild.

Interpolierte Karten der mikrobiellen Biomasse sind bei FROMM et al. (1993) zu sehen.

Tabelle 2: Übersicht der verschiedenen Datensätze, Modelle und Schätzfehler

Datensatz	Gesamt	Acker	Grünland	Kehrfeild
n	402	324	83	94
Mittelwert	639	510	1131	465
cv	52	29	35	21
Nugget	0.066	0.013	0.042	0.028
Sill	0.192	0.086	0.120	0.046
Range	316	112	138	196
Varianz	0.190	0.082	0.127	0.044
Schätzfehler	140	74	210	47

Diskussion

Die auf den Quadratmeterflächen und Hektarflächen ermittelte Varianz der mikrobiellen Biomasse ist außerordentlich groß im Vergleich zur Varianz des Gesamtkohlenstoffgehalts. Die Untersuchung mikrobiologischer Eigenschaften erfordert deshalb eine hohe Stichprobenzahl zur Charakterisierung einer

pedogen einheitlichen Fläche. Gleichzeitig darf allerdings die Meßvarianz nicht unterschätzt werden und muß möglichst minimiert werden, wenn Unterschiede zwischen Untersuchungsflächen abgesichert werden sollen. Die Meßvarianz ist aus Erfahrung für die Weckglasinkubation recht groß. Die erforderliche Stichprobenzahl für eine Aussage mit bestimmter Genauigkeit ist ausschließlich für diese Methode errechnet worden und darf nicht auf andere Methoden übertragen werden. In der Literatur sind nur wenige Untersuchungen zur räumlichen Streuung mikrobiologischer Parameter zu finden. SPEIR et al. (1984) fanden für die SIR Variationskoeffizienten von 20 % für eine Fläche von 40 m² auf einer Weide. Möglicherweise führte die erst nach der Einarbeitung der Ernterückstände erfolgte Probennahme in unseren Untersuchungen zur höheren Varianz durch eine heterogene Verteilung der organischen Substanz ('hot spots').

Die fehlende Zunahme der Varianz von der Quadratmeterfläche zur Hektarfläche deutet darauf hin, daß die räumliche Abhängigkeit der mikrobiellen Biomasse noch innerhalb eines Meters liegt.

Bei der großen Streuung der mikrobiellen Biomasse konnte kein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Vorfrucht einerseits und der Bodenart andererseits gefunden werden, im Gegensatz zu Untersuchungen von AMATO & LADD (1992), BECK (1990), KAISER et al. (1992).

Für die Rasterbeprobung konnte gezeigt werden, daß die Bewirtschaftungsform (Acker/Grünland) einen sehr großen Teil der Variabilität der mikrobiellen Biomasse erklären kann. Ebenso hatte die schlagspezifische Bewirtschaftung einen erheblichen Einfluß, was allerdings nicht vom Einfluß des Bodens getrennt werden konnte.

Danksagung

Die Forschungsaktivitäten des 'Forschungsverbundes Agrarökosysteme München' (FAM) werden durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT 0339370) unterstützt. Die Pacht- und Betriebskosten des FAM-Versuchsgutes Scheyern trägt das Bayerische Staatsministerium für Unterricht und Kultus, Wissenschaft und Kunst.

Literatur

- AMATO M, LADD JN (1992) Decomposition of ¹⁴C-labelled glucose and legume material in soils: Properties influencing the accumulation of organic residue C and microbial biomass C. *Soil Biol Biochem* 24: 455-464
- ANDERSON JPE, DOMSCH KH (1978) A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils. *Soil Biol Biochem* 10:215-221
- BECK T (1990) Der Einfluß langjähriger Bewirtschaftungsweise auf bodenmikrobiologische Eigenschaften. *Kali-Briefe* 20:17-29
- BEESE F, HARTMANN A, BECK T, RACKWITZ R, ZELLES L (1994) Microbial community structure and activity in agricultural soils under different management. *Z Pflanzenernähr Bodenk* 157:187-195
- FROMM H, WINTER K, FILSER J, HANTSCHERL R, BEESE F (1993) The influence of soil type and cultivation system on the spatial distributions of the soil fauna and microorganisms and their interactions. *Geoderma* 60:109-118
- HEINEMEYER O, INSAM H, KAISER EA, WALENZIK G (1989) Soil microbial biomass and respiration measurements: An automated technique based on infra-red gas analysis. *Plant Soil* 116:191-195
- KAISER EA, MÜLLER T, JÖRGENSEN RG, INSAM H, HEINEMEYER O (1992) Evaluation of methods to estimate the soil biomass and the relationship with soil texture and organic matter. *Soil Biol Biochem* 24:675-683
- SPEIR TW, ROSS DJ, ORCHARD VA (1984) Spatial variability of biochemical properties in a taxonomically-uniform soil under grazed pasture. *Soil Biol Biochem* 16:153-160

MITTEILUNGEN
DER
DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

Referate und Posterbeiträge

Sitzung Kommission I

**"Modellierung des Wasser- und Stofftransportes in räumlich
heterogenen Böden"**

am 13. und 14. September 1994

in

ROSTOCK

Band 74

1994

**Physikalisch begründete, prozeßorientierte
Modellierung der Wasserflüsse auf und in Hängen und
Kleineinzugsgebieten**

von

Bronstert, A.*

1 Einleitung

In den letzten Jahren haben sich die Anforderungen der Praxis an hydrologische Modelle – vor allem aus dem Bereich des Umweltschutzes – immer mehr erweitert, wobei diese Aufgabenstellungen nicht immer mit systemhydrologischen Modellansätzen bearbeitet werden können. So bedingt die Forderung nach Umweltverträglichkeitsprüfungen für jeden größeren anthropogenen Eingriff in die Natur, Untersuchungen zur Gefährlichkeit von Altlasten im Boden, Vorsorge gegen Störfälle von Industrieanlagen oder Schutz des Grundwassers gegen landwirtschaftliche Chemikalien, Modelle zur Untersuchung des lokalen und/oder regionalen Wasserhaushaltes, welche durch die systemhydrologischen Ansätze nicht abgedeckt werden können.

Modelle, welche solche Aufgaben bewältigen sollen, müssen flächendetailliert sein, also die natürliche und anthropogen bedingte Variabilität des Einzugsgebiets räumlich aufgelöst erfassen. Weiterhin muß zur Differenzierung der verschiedenen Fließwege prozeßorientiert modelliert werden, und zwar in einer Weise, welche sowohl physikalisch als auch computertechnisch akzeptabel ist. Daraus läßt sich eine Orientierung an physikalischen Gesetzen, bzw. die Notwendigkeit von Modellparametern mit physikalischer Bedeutung ableiten.

Das in den letzten Jahren am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft (IHW) der Universität Karlsruhe entwickelte Modellsystem HILLFLOW (BRONSTERT, 1994a) orientiert sich an diesen Anforderungen. Die wesentlichen Kennzeichen dieses Modellsystems sind:

- Einbeziehung aller relevanten hydrologischen Prozesse und deren Interaktionen: Interzeption, Verdunstung (aufgeteilt in Interzeptionsverdunstung, Evaporation des Bodens und Pflanzentranspiration), Infiltration, Wasserbewegung in der Bodenmatrix, Oberflächenabfluß, oberflächen-naher Zwischenabfluß, Interaktion zwischen Mikro- und Makroporensystem, return flow.
- Das breite Spektrum der Porengeometrien wird durch ein Mikro- und Makroporensystem angenähert. Makroporen sind durch Porendurchmesser gekennzeichnet, worin die Fließprozesse praktisch nur unter Gravitation ablaufen (nach BEVEN & GERMANN, 1982). Im Modell wird angenommen, daß sich die Makroporen auf einen Bereich nahe der Bodenoberfläche beschränken.
- Modellierung der Infiltration als Summe der Mikro- und Makroporeninfiltration.
- Kompatibilität von Infiltrations- und Bodenfeuchtemodellierung.

* A. Bronstert, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, 76128 Karlsruhe

- Ermittlung der Wasserbewegung in der Bodenmatrix auf Grundlage des Potentialkonzeptes. Dabei kommt entweder der auch in diesen Mitteilungen (BRONSTERT, 1994b) vorgestellte Ansatz auf Basis der Fuzzy Logik oder eine elementweise Bilanzierung der Bodenwasserflüsse mit örtlicher Lösung der ungesättigten Darcy-Gleichung zum Einsatz.
- Modellierung des oberflächennahen, hangparallelen Makroporenabflusses („Zwischenabfluß“).
- Ansatz der kinematischen Welle für die Oberflächen- und Zwischenabflußberechnung.
- Bereitstellung mehrerer Standardverfahren zur Berechnung der Interzeptions- und Verdunstungsvorgänge.
- Berücksichtigung aller relevanten Prozeßinteraktionen.
- Bereitstellung von 1-D-, 2-D- und 3-D-Modellversionen
- Zeitschrittsteuerung in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität, Oberflächen- und Zwischenabflußrate und der Geschwindigkeit der Wasserbewegung in der Bodenmatrix.

Im folgenden wird nicht näher auf die verschiedenen Ansätze zur Modellierung der einzelnen hydrologischen Teilprozesse eingegangen. Ausführliche Darstellungen hierzu sind in der Arbeit von BRONSTERT (1994)a enthalten. In diesem Beitrag werden die verschiedenen Versionen des Modellsystems HILLFLOW zusammenfassend vorgestellt und einige exemplarische Simulationsergebnisse gezeigt.

2 Modellversionen

Die eindimensionale Modellversion HILLFLOW-1D wurde entwickelt, um einfach und schnell Simulationen des Bodenwasserhaushaltes durchführen zu können, bei denen nur die vertikale Fließrichtung von Bedeutung ist. Dieses Modell kann also Anwendung finden für Simulationen der Bodenwasserbewegung von Standorten in flachem Gelände und für Situationen in beliebigem Gelände, wo nur die vertikale Fließrichtung auftritt bzw. von Interesse ist. Oberflächen- und Zwischenabfluß werden nicht spezifisch modelliert, da es sich nicht um vertikale Prozesse handelt.

Die zweidimensionale Modellversion HILLFLOW-2D ermöglicht Simulationen der Wasserdynamik von vertikal-ebenen Fragestellungen. Sie eignet sich somit für die Simulation der Abflußbildung und -konzentration an Hängen sowie zur Berechnung der Bodenwasserflüsse im Hang. Auch alle anderen Problemstellungen vertikal-ebener Art — also bei einem Auftreten einer horizontalen Fließkomponente neben der vertikalen — sind für eine Modellierung mit dieser Version geeignet.

In Ergänzung zu HILLFLOW-1D beinhaltet das zweidimensionale Modell noch eine horizontale bzw. laterale Komponente der Wasserbewegung in der Bodenmatrix sowie eine detaillierte Berechnung des Oberflächenabflusses und des Zwischenabflusses.

HILLFLOW-3D ermöglicht Simulationen der Wasserdynamik in allen drei Dimensionen. Es eignet sich sowohl für die Simulation der Abflußbildung und -konzentration auf der Bodenoberfläche als auch zur Berechnung der Wasserdynamik im Boden bei beliebiger Topographie des betrachteten Geländes. Der Unterschied zur zweidimensionalen Modellversion besteht in der Hinzunahme einer weiteren lateralen Fließrichtung sowohl bei der Berechnung des Wasserbewegung in der Bodenmatrix als auch bei der Berechnung des Oberflächen- und des Zwischenabflusses.

Allerdings eignet sich diese Modell noch nicht zur Simulation eines beliebigen Einzugsgebietes, da urbanhydrologische Effekte bisher nicht erfaßt werden, Abflußvorgänge im Vorfluter nicht simuliert werden, und die Rechenzeiten für größere Einzugsgebiete bei gleichzeitiger hoher räumlicher Auflösung des Gebietes noch zu hoch sind. In Abb. 1 wird schematisch die Struktur des dreidimensionalen Modells dargestellt und die modellierten Prozesse werden aufgelistet.

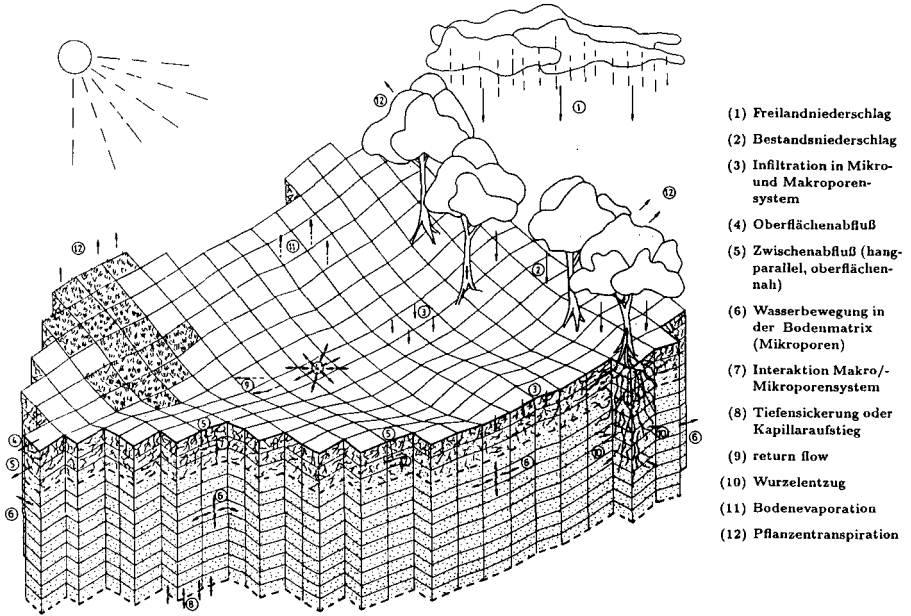


Abbildung 1: Struktur des Modells HILLFLOW-3D

3 Exemplarische Modellanwendungen

Als zweidimensionale Modellanwendung wird die Langzeitsimulation eines Hanges präsentiert. Als 3D-Anwendung wird das Ergebnis einer Simulation eines kleinen, landwirtschaftlich genutzten Gebietes gezeigt. Hang und Gebiet befinden sich im Weiherbachgebiet, einem hügeligen, landwirtschaftlich genutzten Lößezugsgebiet im Kraichgau in Südwestdeutschland (siehe PLATE, 1992).

Aufgrund der detaillierten Erhebung der Bodeneigenschaften und zahlreichen Bodenfeuchtemessungen am „Meßhang 1“ eignet sich dieser Hang gut zur zweidimensionalen Simulation des Bodenwasserhaushaltes. Anhand des von BOHLEBER (1992) erstellten geologischen Profils des Hanges kann die Parametrisierung der Bodeneigenschaften entsprechend der kartierten Schichtung räumlich differenziert erfolgen. Weiterhin können die Simulationsergebnisse mittels eines Vergleichs der modellierten Bodenwassergehalte mit den an sieben Profilen mit einer Neutronensonde gemessenen Werten überprüft werden. Als Tiefe der modellierten Bodenmatrix wurde drei Meter gewählt.

Abb. 2 stellt die Bodenfeuchteverteilungen für den 7.9.1992 (am Ende der Simulationsdauer von 18 Monaten) auf Basis der Messungen dem Simulationsergebnis gegenüber.

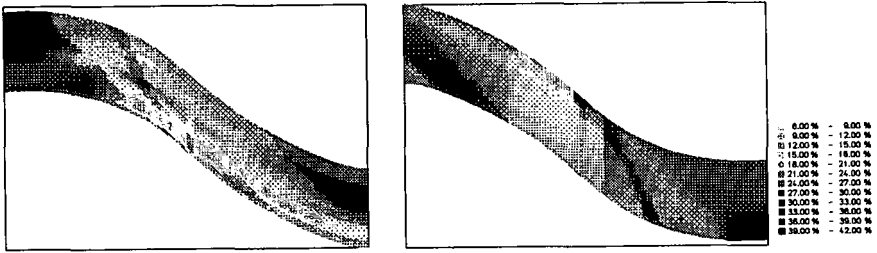


Abbildung 2: Bodenfeuchte am „Meßhang 1“ am 7. 9 1992 (Topographie überhöht): links: Interpolation aufgrund der Meßwerte an 7 NS-Meßstellen; rechts: Simulationsergebnis;

HILLFLOW-3D wurde auf das Teileinzugsgebiet „Neuenbürger Pfad“ (Fläche = 33 ha) angewendet. Innerhalb des Gebietes befinden sich neben einer Reihe anderer Meßeinrichtungen 16 TDR-Meßpunkte zur Messung der Bodenfeuchten in 4 Bodentiefen. Die Simulation wurde mit raumzeitlich variablen Vegetationsdaten und räumlich verteilten Anfangsbodenfeuchten durchgeführt. Innerhalb des Simulationszeitraums vom 19.10.1992 bis 3.11.1992 lag eine Niederschlagsperiode ($\sum N = 94,5 \text{ mm}$). In Abb. 3 ist die nach 16 Tagen Simulationszeit (d.h. für den 3.11.92) berechnete und die auf der Basis der Meßwerte interpolierte Feuchteverteilung in den oberen 15 cm des Bodens dargestellt. Das bei der Interpolation aufgetretene räumliche Muster der Bodenfeuchte wird von den Berechnungsergebnissen wiedergegeben. Die Differenz zwischen Modell- und Meßwerten liegt im Mittel bei 3,7 Vol.-%.

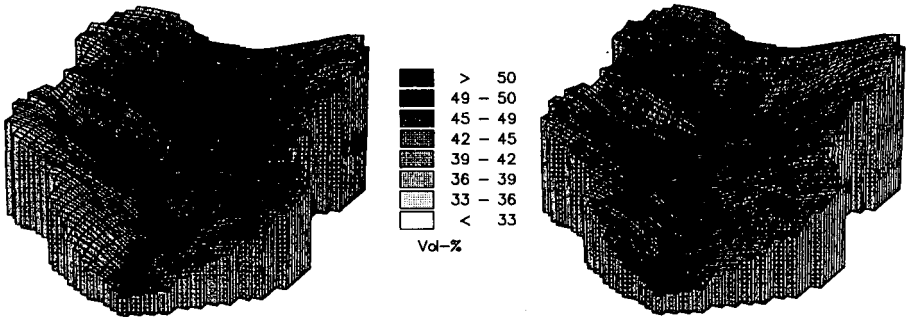


Abbildung 3: Bodenfeuchteverteilung im Teilgebiet „Neuenbürger Pfad“ am 3.11.1992 (Topographie 5-fach überhöht): links: Interpoliert auf der Basis der Punktmessungen; rechts: Modellergebnis;

4 Literaturverzeichnis

- BEVEN, K., GERMANN, P.F. (1982): Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18 (5)
- BOHLEBER, A. (1992): Quantifizierung von Bodenwasserbewegungen unter kombinierten Einsatz von Neutronen- und Gamma-Gamma-Sonde. Schriftenreihe Angew. Geologie Karlsruhe, Nr. 18, Univ. Karlsruhe
- BRONSTERT, A. (1994)a: Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 46, Universität Karlsruhe
- BRONSTERT, A. (1994)b: Umgehung der Probleme bei der numerischen Lösung der Richards-Gleichung durch Anwendung der Fuzzy Logik. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, diese Ausgabe
- PLATE, E.J. (1992): „Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet“. Mitt. des Inst. für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 41, Univ. Karlsruhe

**Umgehung der Probleme bei der numerischen Lösung
der Richards-Gleichung durch Anwendung der Fuzzy-
Logik**

von

Bronstert, A.*

1 Einleitung

Für die Simulation der Wasserbewegung in der Bodenmatrix wird davon ausgegangen, daß für die Beschreibung der Fließvorgänge das Potentialkonzept angewendet werden kann und daß eine Betrachtung des mikroporösen Mediums als Ganzes erfolgt. Dieser „makroskopische“ Ansatz führt zu dem von RICHARDS (1931) aufgestellten Zusammenhang zwischen der (mittleren) Filtergeschwindigkeit und dem Saugspannungsgradienten:

$$\frac{\partial}{\partial x}(k_{xx}(\theta) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(k_{yy}(\theta) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(k_{zz}(\theta) \cdot (\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1)) = \frac{\partial \psi}{\partial t} \cdot C - S' \quad (1)$$

mit:

v_x, v_y, v_z	=	Filtergeschwindigkeit
k_{xx}, k_{yy}, k_{zz}	=	ungesättigte Leitfähigkeit
ψ	=	Saugspannungspotential
C	=	spezifische Feuchtekapazität
θ	=	aktuelle Bodenfeuchte
S'	=	Senken- bzw. Quellenterm.

Gl. 1 kann analytisch nur für bestimmte Anfangs- und Randbedingungen bei homogenen Bodeneigenschaften gelöst werden. Für allgemeinere Fälle muß auf numerische Lösungsverfahren zurückgegriffen werden. Diese Lösungsverfahren sind insbesondere für mehrdimensionale Aufgabenstellungen sehr aufwendig (BINLEY & BEVEN, 1992), was außer für eindimensionale Fragestellungen (z.B. bei BELMANS ET AL. (1983) oder SMITH & FERREIRA (1989)) eine Anwendung in der hydrologischen Praxis bisher verhindert hat.

Diese Schwierigkeiten haben in der Vergangenheit oft dazu geführt, daß in operationellen hydrologischen Modellen anstatt des Potentialkonzeptes bzw. der Richards-Gleichung konzeptionelle Vorstellungen wie Speicherelemente zur Beschreibung der Bodenwasserdynamik angewendet wurden, so z.B. von BEVEN ET AL. (1984), LEDOUX ET AL. (1989) und HENNING & ZEPP (1992).

Um die Schwierigkeiten bei der analytischen und numerischen Lösung teilweise zu vermeiden und um sogenannte „unscharfe Informationen“ verwerten zu können, wurde zur Beschreibung der Wasserbewegungen in der Bodenmatrix ein auf der Fuzzy Logik beruhender Ansatz entwickelt.

* A. Bronstert, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, 76128 Karlsruhe

Die physikalische Grundlage ist weiterhin das Potentialkonzept, die angenäherte Lösung von Gl. 1 wird allerdings mithilfe eines Fuzzy-Regelwerkes bestimmt.

Die Grundlagen der Fuzzy-Regel-basierten Methode für Anwendungen auf geophysikalische und ingenieurwissenschaftliche Fragestellungen werden von BÁRDOSSY & DUCKSTEIN (1994) gegeben. In der Hydrologie wurde ein auf Fuzzy-Regeln basierendes Modell erstmals von BÁRDOSSY & DISSE (1993) zur Beschreibung des Infiltrationsvorganges vorgestellt.

2 Anwendung der Fuzzy Logik zur Beschreibung der Bodenwasserbewegung

Die Fuzzy Logik wird im folgenden angewendet um den Fluß zwischen zwei benachbarten Bodenelementen zu ermitteln. Eine Fuzzy Regel besteht hier aus zwei Voraussetzungen A_1 und A_2 und einer Konsequenz B , wobei Voraussetzungen und Konsequenzen als sogenannte Dreiecks-Zahlen definiert werden. A_1 und A_2 stehen für die relativen Bodenfeuchten benachbarter Matrixelemente, die Konsequenz B für den resultierenden Flux zwischen den Elementen. Abbildung 1 zeigt eine typische Fuzzy Regel für den Fluß zwischen zwei Elementen.

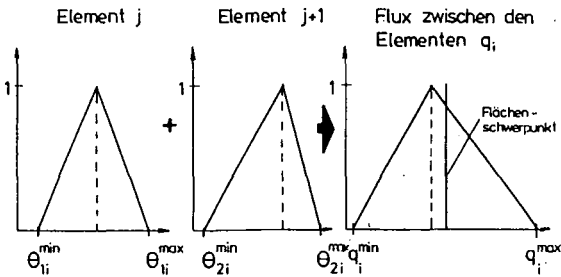


Abbildung 1: Eine typische fuzzy Regel für den Fluß zwischen zwei Elementen

Um alle möglichen Kombinationen von Feuchtezuständen in benachbarten Elementen abdecken zu können, wird eine Regelsatz, welcher aus mehreren Einzelregeln besteht, benötigt. Jede Einzelregel steht für bestimmte Feuchtebereich in den beiden Elementen. Die Bereiche der Einzelregeln können dabei überlappen. Für die vertikale und horizontale Fließrichtung werden verschiedene Regelsätze benötigt, da bei der horizontalen Fließrichtung die Gravitation nicht berücksichtigt wird.

Für eine gegebene Kombination (relativer) Bodenfeuchten (θ_j, θ_{j+1}) in den benachbarten Elementen $j, j + 1$ wird der resultierende Flux $Q_{i,j+1}$ nach folgendem Schema berechnet (siehe auch Abb. 2):

1. Identifizierung aller Regeln, in welche die spezifische Kombination (θ_j, θ_{j+1}) enthalten ist.
2. Berechnung des Erfüllungsgrades ν_i für jede Regel i für die gegebene Feuchtekombination und Bestimmung der Antworten der Einzelregeln basierend auf den Konsequenzen q_i .
3. Berechnung des resultierenden Fluxes als gemeinsamer Schwerpunkt der Regelantworten aller für die spezifische Feuchtekombination zutreffenden Regeln (Gl. 2).

$$Q_{j,j+1} = \frac{\sum_i \nu_i q_i}{\sum_i \nu_i} \cdot \frac{k_s}{k_s^*} \quad (2)$$

4. Umwandlung des Fluxes $Q_{j,j+1}$ in die entsprechenden Bodenwassergehalte des nächsten Zeitschrittes.

In Gl. (2) ist k_s^* der Referenzwert der gesättigten Leitfähigkeit, mit welchem die Regeln bestimmt wurden.

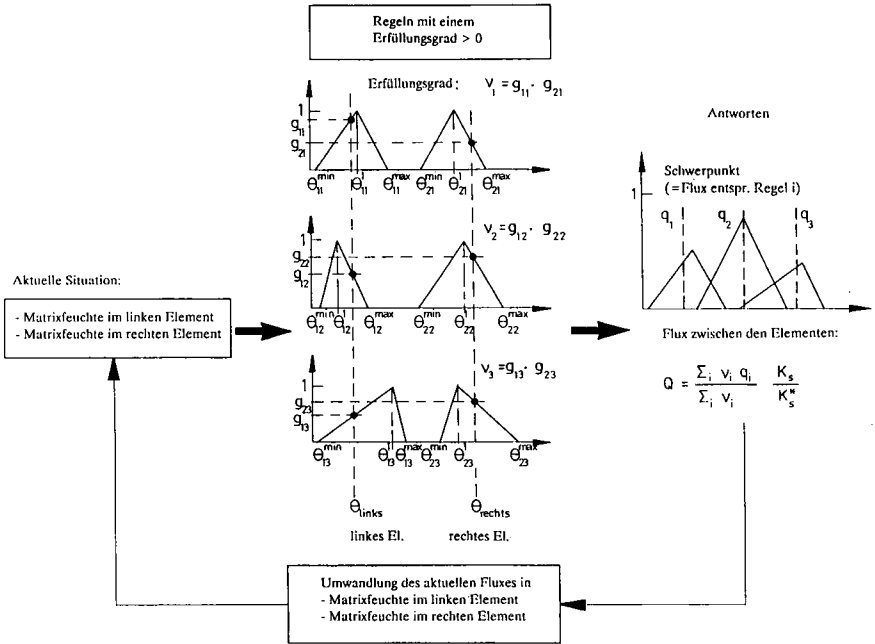


Abbildung 2: Ablaufschema beim Fuzzy-Modell zur Matrixfeuchtemodellierung

Die Anwendung von Fuzzy-Regeln erfordert natürlich, daß diese Regeln vorher aufgestellt wurden. In einfachen Fällen können diese aus Erfahrungswerten abgeleitet werden, bei komplexeren Problemstellungen — z.B. auch der Feuchtemodellierung — empfiehlt sich dagegen das Ableiten der Regeln aus Trainingsmengen. Die Trainingsmengen können von „wahren“ Ergebnissen — etwa von einmalig berechneten numerischen Lösungen der Richards Gleichung — abgeleitet werden. Zur Ableitung der Regeln bzw. der Aufstellung eines kompletten Fuzzy-Regelwerkes siehe BÁRDOSY ET AL. (1994) oder BRONSTERT (1994).

Die Berechnung des Fluxes zwischen zwei Elementen ist bei der Fuzzy Methode gebunden an die bei der Regelerstellung gültigen Bedingungen wie räumliche Diskretisierung und Bodenart. Da die Einflüsse dieser Bedingungen stark nichtlinear sind, gelten die Regeln nur für die bei der Regelerstellung verwendeten Diskretisierungseinheiten und Bodenparameter.

Diese Einschränkung reduziert die Flexibilität der Fuzzy-Methode hinsichtlich der räumlichen Diskretisierung. Zur Beschreibung der Bodenvariabilität können die Parameter k_s (k_s übt einen nur linearen Einfluß in Gl.1 aus) und θ_s (quasi linearer Einfluß, da nur geringe absolute Unterschiede) variiert werden. Die aus der Trainingsmenge abgeleiteten Flüsse werden dann über das Verhältnis k_s/k_s^* in Gl. 2 normiert. Für Böden mit völlig unterschiedlichen bodenhydraulischen Beziehungen (d.h. Unterschiede bedeutsam nicht nur bzgl. k_s und θ_s) werden jeweils eigene Regelsätze verwendet.

Diese Einschränkungen sind neben der bei der Fuzzy Logik immer etwas geringeren Genauigkeit die einzigen Nachteile gegenüber der numerischen Berechnung. In der Praxis zeigt sich allerdings, daß der Verlust an Genauigkeit irrelevant ist, da die Unsicherheiten bei der Parameterschätzung und deren Variabilitäten wesentlich schwerer wiegen.

Zusammenfassend die Vorteile der Berechnung der Feuchteflüsse mithilfe von Fuzzy Regeln:

1. hohe numerische Robustheit,
2. bei mehrdimensionaler Anwendung hohe Beschleunigung der Berechnung gegenüber der numerischen Berechnungsmethode,
3. einfache und transparente Programmiermöglichkeit,
4. die Möglichkeit einer einfachen Berücksichtigung weiterer Einflüsse auf die Dynamik der Matrixfeuchte, wie z.B. der Variabilität der Bodenparameter, ebenfalls unter Anwendung der Fuzzy Logik (PLATE ET AL., 1993).

Der beschriebene Ansatz zur Berechnung der Wasserbewegungen in der Bodematrix ist im hydrologischen Modellsystem HILLFLOW eingesetzt worden (BRONSTERT, 1994). Die erzielten Ergebnisse belegen die Operationalität dieser Methode.

3 Literaturverzeichnis

- BÁRDOSSY, A., DISSE, M. (1993): Fuzzy rule-based models for infiltration. *Water Resources Research*, 29 (2), 373-382
- BÁRDOSSY, A., DUCKSTEIN, L. (1994): Fuzzy rule-based Modeling with Applications to Geophysical, Biological and Engineering Systems. CRC-Press, Boca-Raton (USA), 236 Seiten, (in Druck)
- BÁRDOSSY, A., BRONSTERT, A., MERZ, B. (1994): 1-, 2- and 3-dimensional modeling of water movement in the unsaturated soil matrix using a fuzzy approach. *Advances in Water Resources*, eingereicht
- BELMANS, C., WESSELING, J.G., FEDDES, R.A. (1983): Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *Journal of Hydrology*, 63, 271-286
- BEVEN, K., KIRKBY, M., SCHOFFIELD, N., TAGG, A. (1984): Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. *J. of Hydrology*, 69, 119-143
- BINLEY, A., BEVEN, K. (1992): Three-dimensional modelling of hillslope hydrology. *Hydrological Processes*, 6 (3), 347-359
- BRONSTERT, A. (1994): Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Nr. 46, Universität Karlsruhe, 192 Seiten und Anhänge
- HENNING, A., ZEPP, H. (1992): Simulation der vertikalen Bodenwasserdynamik mit linearen und nichtlinearen Speicherkaskaden - Eine praxisorientierte Alternative zu bodenphysikalisch-deterministischen Modellen - *Deutsche Gewässerkundliche Mitt.*, 36 (3/4), 108-115
- LEDoux, E., GIRARD, G., DE MARSILY, G. (1989): Spatially distributed modeling: Conceptual approach, coupling surface water and groundwater. *Unsaturated Flow in Hydrological Modeling. NATO ASI Series C - No. 275*. Ed.: J. Morel-Seytoux. Reidel, Boston (USA), 435-454
- PLATE, E., BÁRDOSSY, A., MERZ, B. (1993): Berücksichtigung der stochastischen Unsicherheit bei der Aggregation von Niederschlag-Abflußmodellen für homogene Teilflächen in Einzugsgebietsmodelle. *Arbeitsbericht zum Schwerpunktprogramm „Regionalisierung in der Hydrologie“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft*, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, 99 Seiten
- RICHARDS, L.A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1, 318-333
- SMITH, R.E., FERREIRA, V.A. (1989): A comparison of unsaturated zone model components. *Unsaturated Flow in Hydrological Modeling. NATO ASI Series C - No. 275*. Eds.: J. Morel-Seytoux. Reidel, Boston (USA), 391-412

**Zweidimensionale Modellierung von Wasserbewegung
und Stofftransport in heterogenen Bodensystemen**

von

Gerke, H.H.* und T. Vogel**

1. Heterogene Bodensysteme

In natürlichen Böden treten Heterogenitäten auf unterschiedlichen räumlichen Skalen auf. Der Begriff "Bodensysteme" wurde gewählt, um die Heterogenität aufgrund der räumlichen Anordnung von Böden oder Bodenhorizonten mit unterschiedlichen Eigenschaften im Gelände einzuschließen. In heterogenen Bodensystemen kann neben der makroskaligen räumlichen Variabilität (oberhalb REV-Skala) von z.B. hydraulischen Parametern gleichzeitig eine Heterogenität aufgrund von Aggregation oder Strukturbildung (unterhalb REV-Skala) vorhanden sein. Während die Bodenparameter-Variabilität generell zu räumlich mehrdimensionalen Verlagerungsproblemen führt, kann es bei strukturbedingter Heterogenität nur unter bestimmten Bedingungen zur Wasser- und Stoffverlagerung durch präferentiellen Fluß und zu Ungleichgewichten im Matrixpotential des Bodenwassers oder in den Stoffkonzentrationen kommen.

In diesem Beitrag wird ein möglicher Ansatz zur Beschreibung von Wasserbewegung und Stofftransport in heterogenen Bodensystemen bei räumlicher Variabilität der Bodenparameter und gleichzeitiger Strukturierung vorgestellt. Der Ansatz basiert auf einem zweidimensionalen Dual-Porositätsmodell, in dem räumliche Verteilungen und Autokorrelation von z.B. hydraulischen Parametern als Realisierungen eines stochastischen Prozesses in einem repräsentativen Profilausschnitt abgebildet werden. Mit dem Modell werden Auswirkungen unterschiedlicher Beschreibungen von Bodenheterogenitäten auf Wasserbewegung und Stoffverlagerung studiert.

2. Zweidimensionales Dual-Porositätsmodell

Das Dual-Porositätsmodell (für den räumlich eindimensionalen Fall siehe z.B. *Gerke und van Genuchten* [1993a,b]; *Gerke* [1993]) basiert auf der Annahme, daß der Boden aus zwei kontinuierlichen Porensystemen besteht. Porosität, ϵ , [-], volumetrischer Wassergehalt, θ , [L^3L^{-3}] und die Konzentration gelöster Stoffe, c , [ML^{-3}] des Gesamtbodens lassen sich auf das Matrix- (Index m wie *matrix*) und Grobporensystem (Index f wie *fracture*) wie folgt aufteilen:

$$\epsilon = \epsilon_f w_f + \epsilon_m (1 - w_f) \tag{1a}$$

$$\theta = \theta_f w_f + \theta_m (1 - w_f) \tag{1b}$$

$$c = c_f \frac{\theta_f}{\theta} w_f + c_m \frac{\theta_m}{\theta} (1 - w_f) \tag{1c}$$

wobei w_f den relativen Volumenanteil des Grobporensystems bezeichnet.

* Zentrum für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung (ZALF) e.V., Müncheberg, Institut für Wald- und Forstökologie, Dr.-Zinn-Weg, 16225 Eberswalde

** Charles University, Department of Applied Mathematics and Computer Sciences, Albertov 6, 12843 Prague, Tschechische Republik

Das mehrdimensionale Modell (DUAL_2D) der instationären Wasserbewegung bei variabler Sättigung des Porenraumes besteht aus zwei gekoppelten Richards'-Gleichungen

$$C_f \frac{\partial h_f}{\partial t} = \nabla \cdot (K_f \nabla h_f) + \nabla \cdot (K_f \nabla z) - \frac{\Gamma_w}{w_f} \quad (2a)$$

$$C_m \frac{\partial h_m}{\partial t} = \nabla \cdot (K_m \nabla h_m) + \nabla \cdot (K_m \nabla z) + \frac{\Gamma_w}{1-w_f} \quad (2b)$$

wobei h das Matrixpotential (pressure head) [L], C die spezifische Wasserkapazität dh/dh [L⁻¹], K den hydraulischen Leitfähigkeitstensor [LT⁻¹], z die Bodentiefe (positiv aufwärts gerichtet) [L] und t die Zeit [T] ist. Der Massentransferterm, Γ_w , [T⁻¹] zur Beschreibung von Wasseraustausch zwischen beiden Porensystemen in (2a,b) ist definiert als

$$\Gamma_w = \alpha_w (h_f - h_m) \quad (3)$$

wobei α_w ein Transferkoeffizient erster Ordnung [L⁻¹T⁻¹] ist [Gerke und van Genuchten, 1993b]

$$\alpha_w = \frac{\beta}{a^2} \gamma_w K_a(h) \quad (4)$$

Gleichung (4) enthält Koeffizienten zur Beschreibung der Geometrie, β , [-], der charakteristischen (halbe) Länge, a , [L] des Matrixporensystems, der hydraulischen Leitfähigkeit, K_a , [LT⁻¹] an der Grenzschicht zwischen Matrix- und Grobporensystem und einen empirischen Faktor, γ_w , [-].

Das DUAL_2D-Modell des Transports gelöster Stoffe besteht aus zwei gekoppelten Konvektions-Dispersions-Gleichungen,

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta_f R_f c_f) = \nabla \cdot (\theta_f D_f \nabla c_f) - \nabla \cdot (q_f c_f) - \frac{\Gamma_s}{w_f} \quad (5a)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta_m R_m c_m) = \nabla \cdot (\theta_m D_m \nabla c_m) - \nabla \cdot (q_m c_m) + \frac{\Gamma_s}{1-w_f} \quad (5b)$$

wobei R ein Retardationsfaktor [-], D der Tensor des Dispersionskoeffizient [L²T⁻¹] und q die Wasserflußdichte [LT⁻¹] ist; der Transferterm, Γ_s , [ML⁻³T⁻¹] ist [Gerke und van Genuchten, 1993a]

$$\Gamma_s = \alpha (c_f - c_m) + \begin{cases} \Gamma_w \vartheta_f c_f / \theta & \Gamma_w \geq 0 \\ \Gamma_w \vartheta_m c_m / \theta & \Gamma_w < 0 \end{cases} \quad (6)$$

Der Transferkoeffizient erster Ordnung, α , [T⁻¹] ist [z.B. van Genuchten und Dalton, 1986]

$$\alpha = \vartheta_m \frac{\beta}{a^2} D_a \quad (7)$$

wobei D_a der effektive Diffusionskoeffizient [L²T⁻¹] der Matrix an der Grenzschicht zwischen Matrix- und Grobporensystem ist. In (6) und (7) stellt ϑ [L³L⁻³] ($\vartheta_m = \theta_m(1-w_f)$; $\vartheta_f = \theta_f w_f$) den auf das gesamte Bodenvolumen bezogenen volumetrischen Wassergehalt dar.

Für die numerische Lösung der Gleichungssysteme (2) und (5) wurde das Finite-Elemente-Simulationsprogramm SWMS_2D [Simunek et al., 1992] durch Einbeziehung des Dual-Porositätsansatzes erweitert. Die Gleichungen für die einzelnen Regionen wurden zunächst je Zeitschritt separat gelöst und anschließend der Massentransfer berechnet.

Die hydraulischen Parameter wurden beschrieben als [Van Genuchten, 1980]

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) [1 + |\alpha h|^n]^{-m} \quad (8)$$

$$K(S_e) = K_s S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (9)$$

mit $m = 1-1/n$ und $S_e = (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$; θ_r ist der residuale und θ_s der Sättigungs-Wassergehalt, K_s

ist die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit $[LT^{-1}]$ und $\alpha [L^{-1}]$ und n sind empirische Parameter. Der Dispersionskoeffizient des Stofftransportmodells wird beschrieben als

$$D = D_o \tau + \lambda \frac{|q|}{\theta} \quad (10)$$

wobei D_o der molekulare Diffusionskoeffizient $[L^2T^{-1}]$, λ die Dispersivität $[L]$ und $\tau = \theta^{1/3} / \theta_s^2$ der Tortuositätsfaktor ist.

Zur Generierung einer räumlichen Verteilung ("Randomisierung") der hydraulischen Leitfähigkeit in eindimensional-horizontaler Richtung als log-normal verteilter autokorrelierter Skalierungsfaktor $\alpha_K = K_i / \bar{K}_s$, wurde ein Markov-Prozeß erster Ordnung verwendet,

$$y_{i+1} = \mu_y + \rho_y (y_i - \mu_y) + t_{i+1} \sigma_y (1 - \rho_y^2)^{1/2} \quad (11)$$

wobei $y_i = \ln \alpha_K$ der Logarithmus der skalierten hydraulischen Leitfähigkeit, μ_y der Mittelwert und σ_y die Standardabweichung der Verteilung sind; $t \sim N\{0,1\}$ und ρ_y ist der Autokorrelationskoeffizient zwischen Werten von y mit Abstand 1 Lag.

3. Simulationsbeispiel: Furchenbewässerung

Die Infiltration infolge einer Bewässerung eines 1.5 m tiefen Bodenprofils mit zwei Furchen und Dämmen wurde über einen Zeitraum von 12 Stunden simuliert. Der Wasserstand in den Furchen von 10 cm über der Bodenoberfläche wurde konstant gehalten. Am unteren Rand des Profils herrschte ein konstantes Potential von 0 cm Wassersäule. An anderen Rändern der Fließregion trat kein Fluß auf. Als Anfangsbedingung wurden Gleichgewichtszustand mit dem Grundwasserstand und ein salzfreies Profil angenommen. Für die räumliche Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit wurde eine Realisierung des Zufallsprozesses (11) verwendet mit $\mu_y = -1.5$, $\sigma_y = 1.7$, $\rho_y = 0.8$ und 1 Lag = 3 cm. Für alle Porenregionen wurde $\theta_r = 0.24$, $\theta_s = 0.45$, $\alpha = 0.019 \text{ cm}^{-1}$, $n = 1.83$, $D_o = 0.01 \text{ cm}^2 \text{ min}^{-1}$, $\lambda = 5 \text{ cm}$ und $R = 1$ eingesetzt. Als \bar{K}_s -Mittelwerte wurden 0.01 cm min^{-1} für das singuläre, $0.0002 \text{ cm min}^{-1}$ für das Matrix- und 0.2 cm min^{-1} für das Grobporensystem verwendet. Als Transferparameter wurden $w_f = 0.05$, $K_a / K_m = 0.01$, $D_a / D_m = 0.01$, $a = 1 \text{ cm}$, $\beta = 3$ und $\gamma_w = 0.4$ eingesetzt.

Untersucht wurden fünf Szenarien: (1) singuläres Porensystem mit uniformer hydraulischer Leitfähigkeit **SU**, (2) singuläres Porensystem mit randomisierter hydraulischer Leitfähigkeit **SR**, (3) duales Porensystem mit uniformer hydraulischer Leitfähigkeit **DU**, (4) duales Porensystem und Randomisierung im Fracture- oder Grobporensystem (5) duales Porensystem und Randomisierung in der Matrix.

Als Beispiel ist in Abbildung 1 die heterogene Verteilung gelöster Stoffe 12 Stunden nach Infiltrationsbeginn für die Variante **DRF** dargestellt. Die Raten der Wasser- und Stoffmengenflüsse am unteren Rand des Profils in Abbildung 2 zeigen, daß sich besonders beim Stoffausgang die Variante **DRF** durch rasche und hohe Austragsraten hervorhebt (vgl. Vogel et al, 1993).

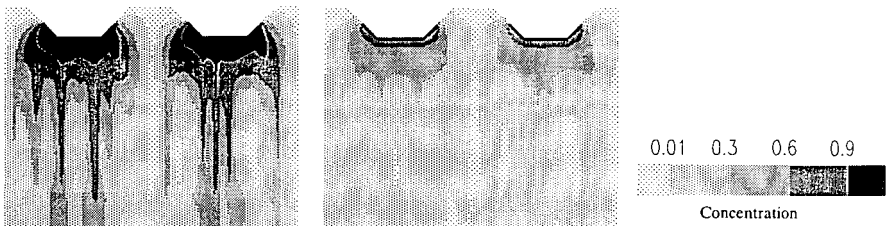


Abb. 1. Konzentrationsprofile 12 Stunden nach Beginn der Infiltration aufgrund von Furchenbewässerung bei Randomisierung der hydraulischen Leitfähigkeit im Grobporensystem (a) und uniformer Matrix (b).

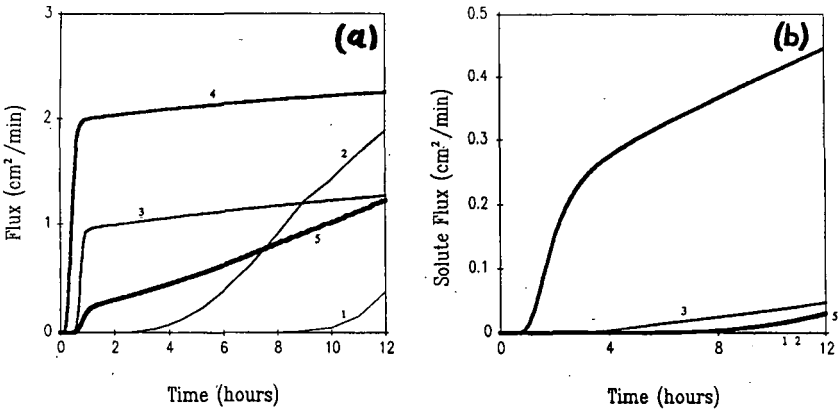


Abb. 2. Austragsraten von Wasser (a) und gelösten Stoffen (b) durch den unteren Rand des Bodenprofils für die Varianten singular uniform (1), singular randomisiert (2), dual uniform (3) sowie dual mit Randomisierung im Grobporensystem (4) und in der Matrix (5).

4. Schlussfolgerungen

Der vorgestellte zweidimensionale Dual-Porositätsansatz ermöglicht die kombinierte Berücksichtigung der Heterogenität auf der Makro- (Variabilität poröser Medien) und Mesoskala (Präferentieller Fluß) bei der Beschreibung der Wasser- und Stoffverlagerung in heterogenen Bodensystemen. Die tatsächlich dreidimensionalen Prozesse werden vereinfacht in einem repräsentativen zweidimensionalen Profilausschnitt abgebildet; der Effekt der Bodenstruktur wird vereinfacht durch einen Dual-Porositätsansatz beschrieben. Mit dem Modell lassen sich ähnlich komplexe Verlagerungsmuster simulieren, wie sie im Gelände mit Hilfe von Farbstofftracer-Infiltrationsversuchen beobachtet werden können. Nach Parameterisierung lassen sich Einflüsse von Bodeneigenschaften und deren räumliche Verteilung auf die Verlagerung von Wasser und gelösten Stoffen quantitativ analysieren. Im Verhältnis zur Komplexität der Wasser- und Stoffverlagerung unter natürlichen Bedingungen ist das kombinierte Modell zwar einfach, es enthält jedoch wesentliche Informationen zur Beschreibung der Heterogenität von Bodensystemen.

5. Literatur

- Gerke, H. H., Dual-Porositätsansatz zur Modellierung von Wasserbewegung und Stofftransport in strukturierten Böden, *Mittteilg. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, 72(1), 107-110, 1993.
- Gerke H. H., and M. T. van Genuchten, A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media, *Water Resour. Res.*, 29(2), 305-319, 1993a.
- Gerke H. H., and M. T. van Genuchten, Evaluation of a first-order water transfer term for variably saturated dual-porosity models, *Water Resour. Res.*, 29(4), 1225-1238, 1993b.
- Simunek, J., T. Vogel, and M. T. van Genuchten, The SWMS_2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media, *Research Report No. 126*, U. S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, CA., 1992.
- van Genuchten, M. T., A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898, 1980.
- van Genuchten, M. T., and F. N. Dalton, Models for simulating salt movement in aggregated field soils, *Geoderma*, 38, 165-183, 1986.
- Vogel, T., R. Zhang, H. H. Gerke, and M. T. van Genuchten, Modeling two-dimensional water flow and solute transport in heterogeneous soil systems, In: *Hydrogeologic Investigation, Evaluation, and Ground Water Modeling*, Proceedings of Industrial and Agricultural Impacts on the Hydrologic Environment, The Second USA/CIS Joint Conference on Environmental Hydrology and Hydrogeology, 16-21 May 1993, Washington, D.C., edited by Y. Eckstein and A. Zaporozec, pp. 279-302, 1993.

Welche Bedeutung haben auflastabhängige hydraulische Bodenkennwerte für die Wassertransport-Modellierung?

von

Gräsle, W.*, B.G. Richards**, T. Baumgartl* und R. Horn*

Einleitung

Die Beschreibung von Fluß- und Transportprozessen in Böden durch numerische Simulationen gewinnt ständig an Bedeutung. Die Wirkungen mechanischer Einflüsse werden dabei jedoch meist nicht in die Modellformulierung einbezogen. An dieser Stelle soll es daher um grundsätzliche Überlegungen zur Bedeutung spannungsabhängiger hydraulischer Bodenparameter für den Wasser- und Lösungsstromtransport in Böden und deren Modellierung gehen.

Theoretische Betrachtungen zur Modellentwicklung:

a) Wasserfluß

Aus Gründen der Übersichtlichkeit sei hier nur der Wasserfluß in Böden betrachtet. Daß dies dann auch Rückwirkungen auf die Modellierung des Transports wasserlöslicher Substanzen haben muß, liegt auf der Hand. Ebenso wird nur das Beispiel einer einfachen Potentialtheorie mit linearem Flußgesetz, also einen Darcy-Fluß, diskutiert, auch wenn klar ist, daß beide für sehr trockene Böden, wenn der Fluß weniger in Kapillarquerschnitten als in Oberflächenfilmen abläuft, erhebliche Mängel zeigen, und das lineare Flußgesetz auch bei sehr hohen Fließgeschwindigkeiten und zunehmender Bedeutung turbulenter Prozesse keine gute Beschreibung der Realität darstellt.

Der Wasserfluß in Böden wird grundsätzlich in dem Zusammenwirken von Potentialgradienten mit der Charakteristik des Porensystems beschrieben. Die Betrachtung zeitlich variabler Potentiale in Modellen ist allgemein üblich (stationäre Modelle), dagegen werden die Eigenschaften des Porensystems i. a. als zeitlich invariant behandelt. Das Porensystem wird üblicherweise durch Größen wie Porengrößenverteilung, Porenkontinuität bzw. -tortuosität sowie Oberflächeneigenschaften der Bodenmatrix gekennzeichnet.

* Inst. für Pflanzenernährung und Bodenkunde der CAU Kiel, Ohlshausenstr. 40, 24118 Kiel, Deutschland

** Div. of Soils, CSIRO, Brisbane, Australien

In der klassischen Formulierung des Wasserflusses durch Kontinuitätsgleichung und Darcy's Gleichung, wie sie den meisten Flußmodellen zugrunde liegt, erfolgt die Charakterisierung des Porensystems durch die ungesättigte Leitfähigkeit (K - Ψ -Kurve) sowie die Wasserspannungs-Wassergehalts-Beziehung (Θ - Ψ -Kurve). Beide Funktionen werden gegebenenfalls durch Hysterese-Effekte prozeßabhängig modifiziert. Schematisch läßt sich die Arbeitsweise eines solchen Modells so darstellen :

Eine gegebene räumliche Verteilung der volumetrischen Wassergehalte Θ bestimmt zusammen mit ggf. räumlich variablen hydraulischen Bödenkennwerten - z. B. den Werten α und n in den von van Genuchten entwickelten Gleichungen - eine räumliche Verteilung des hydraulischen Potentials Ψ . Dies bestimmt seinerseits wiederum zusammen mit ggf. räumlich variablen Bödenkennwerten den Tensor der hydraulischen Leitfähigkeit K_u , der zusammen mit dem Potential-Gradienten den Wasserfluß steuert. Über die Veränderung des Wassergehalts durch den Wasserfluß schließt sich dann der Kreis. Die Steuerung des gesamten Prozesses erfolgt über konstante oder zeitlich variable Randbedingungen.

Neben zeitlich variablen Randbedingungen für Wassergehalte oder Wasserspannungen unterliegen Böden i. a. aber auch zeitlich variablen mechanischen Randbedingungen, z. B. durch Befahrung, Baumaßnahmen oder auch durch wechselnde Auflast infolge schwankender Wassergehalte darüber lagernder Bodenschichten. Auch wechselnde Quellungsdrücke in quellungsfähigen Böden wären hier zu nennen.

Unter dem Einfluß mechanischer Spannungen reagiert ein Boden mit Verformung und somit auch mit einer Änderung des Porensystems. Die Änderung des Porensystems kann temporärer Natur sein, bei Überschreitung der Elastizitätsgrenzen wird sie jedoch irreversibel. Dies kann nicht ohne Auswirkungen auf die hydraulische Leitfähigkeit und somit auf Flußprozesse bleiben. Daß dies kein Problem ist, daß nur für einige spezielle Situationen Bedeutung besitzt, zeigt das wichtigste Beispiel für derartige irreversible Veränderungen des Porensystems: der fast allgegenwärtige Prozeß der Strukturbildung in quellfähigen Böden während Austrocknungszyklen.

b) mechanische Prozesse:

Aus all dem ergibt sich die Notwendigkeit, für die genannten Situationen das Flußmodell durch ein elasto-plastisches bodenmechanisches Modell zu ergänzen. Im einfachsten Fall ist dies ein quasistatisches Modell: Zu gegebenen Randbedingungen wird jeweils ein Gleichgewichtszustand berechnet, in dem die wechselseitige Abhängigkeit von mechanischem Spannungstensor σ und Verformungstensor ϵ durch eine Anzahl mechanischer Bödenkennwerte, z. B. die Moduli K_s und G und die Belastbarkeitsgrenzen τ_f und σ_f , bestimmt wird. Insbesondere bei plastischen Verformungen müssen diese Bödenkennwerte ihrerseits Funktionen der Verformung oder der Spannung werden. Die gesamte Zeitabhängigkeit ist in einem quasistatischen Modell durch die zeitliche Variabilität der Randbedingungen gegeben. Als direkte und leicht faßbare Wirkung bodenmechanischer Prozesse auf

das Porensystem läßt sich aus der Verformung die Änderung der Porenziffer e berechnen. Daß diese die Änderung des Porensystems noch nicht hinreichend beschreibt, wird noch zu diskutieren sein.

Die Aufwendigkeit eines solchen mechanischen Modells beruht zum einen auf der Notwendigkeit, neben elastischen Vorgängen auch eine große Bandbreite plastischer Prozesse zu beschreiben. Zum anderen sind die Spannungen in Böden fast nie auch nur näherungsweise isotrop verteilt, daher muß die Modellformulierung dem Tensorcharakter der Größen Spannung und Verformung in vollem Umfang Rechnung tragen.

Daß auch die mechanischen Bodenkenngößen K_e , G , τ_f und σ_f Tensoren, d. h. richtungsabhängig sind, ist bekannt. Da bislang aufgrund des extrem hohen Meßaufwands noch für keinen Boden eine vollständige Bestimmung dieser Tensoren in der Literatur vorliegt, dürfte eine Implementierung dieser Bodenkenngößen als Tensoren in Modellen jedoch noch nicht sinnvoll sein. Allenfalls eine Differenzierung in vertikale und horizontale Werte für diese Bodenkenngößen erscheint hier angemessen. Dies entspricht der Annahme von Tensoren mit einer vertikalen Hauptachse und Zylindersymmetrie bezüglich dieser Achse.

c) Kopplung: Wasserfluß und mechanische Prozesse:

Wie muß nun die Kopplung des Flußmodells mit dem mechanischen Modell aussehen? Auf der Seite der mechanischen Prozesse sei dies nur kurz erwähnt: Zum einen wird eine Differenzierung zwischen totaler und effektiver mechanischer Spannung notwendig, zum anderen werden die mechanischen Bodenkennwerte Funktionen des Wassergehaltes oder besser des Matrixpotentials. Ferner können durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse, d. h. Änderungen des hydraulischen Potentials, erhebliche mechanische Spannungen induziert werden.

Auf der Seite des Flußmodells sind mindestens 4 Einflüsse mechanischer Prozesse zu unterscheiden: Zum einen haben mechanische Spannungen zumindest in annähernd gesättigten Böden einen direkten Einfluß auf das hydraulische Potential und können z. B. im Falle von Befahrungen vorübergehend sogar erhebliche Porenwasserüberdrücke hervorrufen. Die 3 anderen Einflüsse ergeben sich direkt aus Änderungen der Porenziffer. Änderungen der Porenziffer, d. h. Volumenänderungen, bedeuten wegen der Inkompressibilität von Wasser notwendigerweise immer eine Änderung des volumetrischen Wassergehaltes. Da sich mit dem Porenvolumen auch die Porengrößenverteilung ändert, wird das hydraulische Potential nicht nur durch den veränderten volumetrischen Wassergehalt, sondern auch durch die Modifizierung der Θ - Ψ -Kurve beeinflusst. Und schließlich muß sich bei Änderung der Porengrößenverteilung natürlich auch die hydraulische Leitfähigkeit (K - Ψ -Kurve) ändern.

Wie schon zuvor angedeutet wurde, ist diese Beschreibung der Änderung des Porensystems durch eine skalare Größe, hier z. B. die Porenziffer, letztlich nicht ausreichend. Sie spiegelt lediglich den Einfluß einer einzigen Verformungs-Komponente wieder, nämlich des volumetrischen Strains, d. h. der Spur des Verformungstensors. Dies ist gleichbedeutend mit der Divergenz des Verschiebungsfeldes der Bodenmatrix.

Die übrigen 5 Komponenten des symmetrischen Verformungstensors beschreiben volumenkonstante Verformungen, also Scherungen. Die Wirkung mechanischer Spannungen auf die Bodenstruktur und damit auf das Porensystem, die durch Volumenänderungen bedingt ist, ist oft weit geringer als die Wirkungen, die durch Scherverformungen hervorgerufen werden. Scherungen führen i. a. zu einer Abnahme der mittleren Aggregatdurchmesser bis hin zur vollständigen Strukturzerstörung sowie vielfach zur Einregelung von Bodenpartikeln. Insbesondere in gut strukturierten Böden resultieren Scherungen meist in einer Verringerung der Porenkontinuität sowie einem Verlust an Grobporen zugunsten feinerer Porenklassen. Gleichwertige Beschreibungen für diesen Vorgang wären: Strukturzerstörung, Homogenisierung oder Erhöhung der Entropie.

Dem Wissen um die herausragende Bedeutung von Scherprozessen für hydraulische Bodeneigenschaften und einer guten qualitativen Beschreibung dieser Vorgänge steht bislang das fast vollständige Fehlen brauchbarer quantitativer Beschreibungen gegenüber, so daß die Einbindung von Scherprozessen ein zentrales Problem für gekoppelte Mechanik-Wasserfluß-Modelle darstellt.

Schlußfolgerungen:

1. Unter dem Einfluß mechanischer Prozesse verändern sich Porensysteme in Böden hinsichtlich Porenvolumen, Porengrößenverteilung und Porenkontinuität. Daraus ergibt sich eine i. a. nicht vernachlässigbare Abhängigkeit aller hydraulischen Bodenkenwerte von den mechanischen Bedingungen.
2. Die Modellierung von Wasserfluß und Stofftransport in Böden mit zeitlich variablen mechanischen Bedingungen erfordert die Kopplung des Flußmodells mit einem elasto-plastischen bodenmechanischen Modell.
3. Diese Kopplung ist insbesondere angezeigt für die Modellierung von instationären Flußprozessen in ungesättigten, quellfähigen Böden, da hier starke Rückkopplungen der Flußprozesse auf die bodenmechanischen Bedingungen auftreten.
4. Bei der Modellierung von Flußprozessen unter konstanten mechanischen Bedingungen, z. B. dem Stofftransport in Grundwasserleitern, ist ein reines Transportmodell ausreichend. Die verwendeten hydraulischen Bodenkenwerte müssen jedoch an Proben unter mechanischen Bedingungen bestimmt werden, die den in situ Verhältnissen entsprechen, nicht an entlasteten Proben.
5. Die Wirkung volumetrischer Verformungen (Verdichtung, Lockerung) auf hydraulische Bodenkenwerte läßt sich i. a. gut quantifizieren. Hinsichtlich der quantitativen Beschreibung der Wirkung volumenkonstanter Verformungen (Scherungen) auf hydraulische Bodenkenwerte besteht dagegen noch großer Forschungsbedarf.

Ansätze zur Messung und Modellierung der gekoppelten Transporte von Wasser, Wärme und Bodengasen in der ungesättigten Zone heterogener Böden bei zeitlich variablen Randbedingungen

von

Haubold, M.* und B. Huwe**

1. Einleitung

Der Gasaustausch zwischen der Bodenmatrix und der darüberliegenden Atmosphäre spielt eine wichtige Rolle im Ökosystem. Er ist von grundlegender Bedeutung für die Atmungsprozesse von Wurzeln und Mikroorganismen. Über ihn findet die Nachlieferung von Sauerstoff in den Boden sowie der Abtransport der Atmungsprodukte (Kohlendioxid CO_2 und - bei anaeroben Bedingungen - Distickstoffoxid N_2O) statt. Insbesondere die Anlieferung dieser Atmungsprodukte an die Bodenoberfläche ist von großem ökologischen Interesse, da die beteiligten Gase in der Atmosphäre starke Treibhauseffekte hervorrufen und diese Treibhauseffekte durch Klimaänderungen wieder auf die Gasproduktion im Boden einwirken. Bisher gibt es kaum Untersuchungen über die wechselseitigen Beziehungen zwischen den einzelnen Transportmechanismen und deren Einflüsse auf die Größe der Transporte. Klar ist nur, daß der Gastransport durch die oberen Bodenschichten durch starke Kopplungen mit dem Wärme- und Wasserhaushalt gekennzeichnet wird.

2. Der Gashaushalt der ungesättigten Zone

Die ungesättigte Bodenzone ist ein Drei-Phasen-System, in dem sich Wasser und Bodenluft das vorhandene Porenvolumen teilen. Durch diese Teilung sind Gas- und Wasserhaushalt fest miteinander verkoppelt. Zusätzlich kommen noch Kopplungen mit dem Wärmefluß hinzu. Um den Gashaushalt der ungesättigten Zone beschreiben zu können, ist eine eingehende Analyse des Gastransports unter Berücksichtigung der Wechselwirkungen mit den Transporten von Wasser und Wärme notwendig.

Ursachen des Gastransports sind:

- Konzentrationsgradienten aufgrund von Atmungsprozessen, unterschiedlich starken Löslichkeiten der verschiedenen Gase im Bodenwasser und räumlich variabler Quantität der Bodenatmung, welche diffusive Gasströme hervorrufen
- Druckgradienten als Folge nicht-äquimolarer Atmungsprozesse
- Druckgradienten als Folge von aktiven Verdrängungsprozessen, z.B. durch infiltrierendes Wasser (Niederschläge) oder thermisch expandierende Bodenluft (Wärmeeinstrahlung).

Der Gastransport zwischen Boden und Atmosphäre ist ein dynamischer Prozeß, das heißt er unterliegt starken räumlichen und zeitlichen Schwankungen. Diese Dynamik kommt durch die starken Kopplungen mit Wasser und Wärme in den oberen Bodenschichten zustande (siehe Abb. 1). Die externen Einflußgrößen oder Parameter sind Niederschläge, Wärmeeinstrahlungen sowie Luftdruckschwankungen.

Am Beispiel starker Niederschläge (bzw. schlechter Permeabilitäten) lassen sich dessen Kopplungen mit der Bodenluft deutlich aufzeigen:

- Sättigung der oberer Bodenschichten unterbindet normalen Gasfluß zur Atmosphäre.
- Unterhalb der Sättigungszone entstehen starke Konzentrationsgradienten (Jury et al., 1991)

* Universität Bayreuth, BITÖK, Abteilung Bodenphysik, 95440 Bayreuth

** Universität Bayreuth, Lehrstuhl Bodenkunde und Bodengeographie, Abteilung Bodenphysik, 95440 Bayreuth

- Es entstehen anaerobe Bedingungen im Boden, wobei durch Denitrifikation N_2O gebildet wird.
- Beim Weiterwandern der Bewässerungsfront wird die verdrängte Luft komprimiert, es bildet sich ein Druckgradient der Bodenluft gegenüber der Atmosphäre aus.

Die Wärmeeinstrahlung verändert zum einen die bodeninternen Parameter (Viskosität, Permeabilität usw.). Gleichzeitig hat sie Verdrängungsprozesse des Wassers durch thermisch expandierende Bodenluft (Gesetz von Boyle-Mariott) zur Folge.

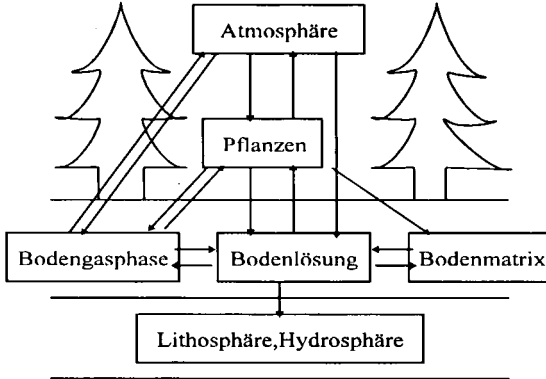


Abb. 1: schematische Darstellung auftretender Wechselwirkungen

Da es sich bei der ungesättigten Bodenzone um ein Drei-Phasen-System mit zwei dynamischen Phasen (Wasser/Bodengase) handelt, können die einfachen Gleichungen der Hydrologie (Gesetz von Darcy, Richardsgleichung) nicht oder nur mit Einschränkungen zur Beschreibung der Transportprozesse herangezogen werden. Stattdessen benötigt man Mehrphasen/Mehrkomponenten-Gleichungen (G.d.Marsily, 1986). In diesen Gleichungen sind die Bodenparameter Funktionen des Wassergehalts θ .

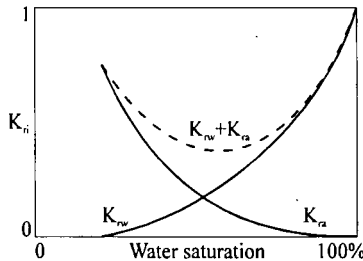


Abb. 2: rel. Permeabilitäten eines 2-Phasen-Systems (Wasser, Luft) (nach G.d.Marsily, Quantitative Hydrogeology)

Abbildung 2 zeigt diese Funktionalität an den relativen Permeabilitäten K_{rw} und K_{ra} für Wasser und Luft in einer Bodenprobe. Man erkennt, daß die Summe der Permeabilitäten kleiner als 1 ist, was bedeutet, daß eine dissipative Wechselwirkung zwischen Gasphase und Wasserphase stattfindet. Außerdem sinkt K_{ra} bereits für nicht vollständig gesättigte Böden auf Null ab.

Bei der Betrachtung natürlicher Böden kommt erschwerend dazu, daß diese in hohem Maß inhomogen sind. Diese Inhomogenitäten lassen sich in drei Klassen einteilen:

- Variabilität der Bodenparameter zwischen verschiedenen Bodenhorizonten
- Variabilität (statistisch) innerhalb eines Horizonts
- Variabilität von Niederschlägen und Infiltrationsbedingungen.

Diese Inhomogenitäten haben zur Folge, daß auch laterale Flußkomponenten von Wasser, Wärme und Bodengasen auftreten. Es bilden sich inhomogene Bewässerungsfronten sowie bevorzugte Fließwege und Makroporenfluß aus. Um diese Effekte handhaben zu können, sind mehrdimensionale Betrachtungsweisen und stochastische Simulationen notwendig.

3. Untersuchungskonzept

Das Forschungsvorhaben wird im Rahmen des BITÖK durchgeführt und ist dreigeteilt in Freilandmessungen, Laboruntersuchungen und Modellrechnungen. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Modellierung der Prozesse.

3.1. Freiland

Die Freilandmessungen finden am Forschungsgelände des BITÖK am Waldstein (Fichtelgebirge) statt. Sie dienen dazu, reale Datensätze zur Beschreibung der externen Parameter des Modells zu erhalten. Zusätzlich werden Bodenparameter wie z.B. Wassergehalt und Druck der Bodenluft in Abhängigkeit von den externen Parametern gemessen.

3.2. Bodensäule

Die Bodensäule wird zur Verifikation der Ergebnisse der Simulationsläufe verwendet. Sie weist einen rechteckigen Grundriß auf, um zweidimensionale Flüsse beobachten zu können (Abb. 3).

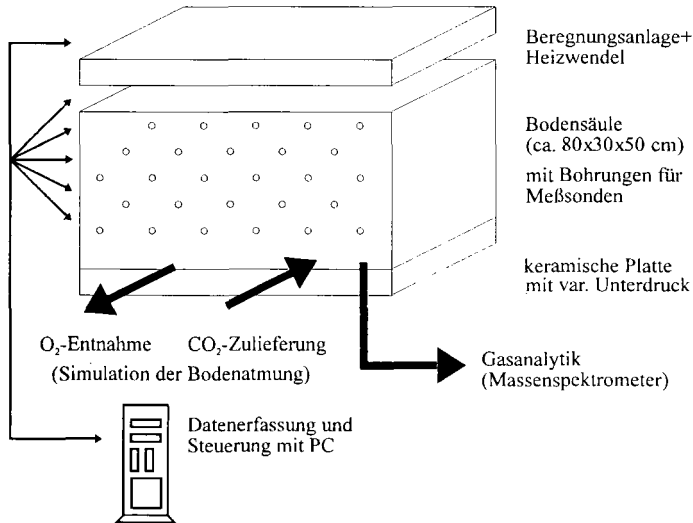


Abb. 3: schematische Darstellung der Bodensäule

Die Sensoren werden von einer Seitenfläche aus eingebracht, um die Flüsse möglichst wenig zu stören. Durch den Aufbau der Anlage ist es leicht möglich, künstliche Störungen (z.B. Steine) in der Säule nachzubilden und in ihren Auswirkungen auf die Flüsse zu untersuchen.

3.3. Modellierung

Bei der Modellierung werden die den Flüssen zugrundeliegenden Differentialgleichungen numerisch gelöst. Dabei handelt es sich um das Darcy-Gesetz, angewendet auf eine kompressible (Bodengase) und eine nichtkompressible (Bodenwasser) Phase:

$$\bar{j}_w = -k \frac{k_{rw}}{\mu_w} (\nabla p_w + \rho_w g \nabla z)$$

$$\bar{j}_a = -k \frac{k_{ra}}{\mu_a} (\nabla p_a + \rho_a g \nabla z)$$

Die dazugehörigen Kontinuitätsgleichungen sind:

$$\nabla \bar{j}_w = -\omega \frac{\partial S_w}{\partial t} + q_w$$

$$\nabla (\rho_a u_a) = -\omega \frac{\partial (\rho_a S_a)}{\partial t} + q_a$$

$$p_w - p_a = p_c \quad ; \quad S_w + S_a = 1$$

Hinzu kommen noch Gleichungen für den diffusiven Gastransport, den Wärmetransport sowie für die Phasenübergänge flüssig/gasförmig und gasförmig/gelöst.

Diese Gleichungssysteme werden über ein integriertes Finite-Differenzen-Verfahren (finite Volumina) numerisch gelöst (Demirdzic et al., 1993). Als Rechnerplattformen stehen Workstations unter UNIX zur Verfügung. Die verwendete Programmiersprache ist C++, mit einer Grafikschnittstelle zu PostScript.

4. Zusammenfassung und Ausblick

- Gastransport kann nicht isoliert betrachtet werden, sondern erfordert aufgrund starker Kopplungen mit anderen Prozessen die simultane Betrachtung mit Wasser- und Wärmetransport. Von besonderer Bedeutung sind neben den Transportkopplungen Inhomogenitäten und Störungen der betrachteten Systeme (Transportparameter und Randbedingungen).
- Im Rahmen des BITÖK werden sowohl experimentelle als auch modellanalytische Studien zum gekoppelten, dynamischen Gastransport durchgeführt. Das experimentelle Programm umfaßt dabei in-situ-Messungen wichtiger Parameter sowie den Betrieb einer Säulenanlage zur gezielten Parametersteuerung. Den Schwerpunkt bildet die Entwicklung des Simulationsmodells **PhysTrans**.
- Ziel der Modellentwicklung ist die Verbesserung des Prozeßverständnisses und nach Komplexitätsreduktion die Integration in komplexe Ökosystemmodelle (WHNSIM, SIMFONI)

Literatur

- Demirdzic, I., Z. Lilek und M. Peric (1993): A collocated finite volume method for predicting flows at all speeds. International Journal for Numerical Methods in Fluids, Vol. 16, 1029-1050.
- Jury, W. A., W. R. Gardner and W. H. Gardner (1991): Soil Physics. John Wiley & Sons.
- De Marsily, G. (1986): Quantitative Hydrogeology. Academic Press.

**Parameterschätzungen und Modellrechnungen zum
Gebietswasserhaushalt kleiner, heterogener Einzugs-
gebiete mit einfachen Modellkonzepten**

von

Huwe, B.+ , H. Götz-Huwe+ und J. Eberhardt**

Wassertransport in Landschaften

Für viele, unter ökologischen Gesichtspunkten relevante, Transportprobleme in Böden ist eine punktuelle Betrachtung des Wasserhaushalts nicht adäquat. Die Bemühungen um eine flächige Quantifizierung bzw. Modellierung der Wasserdynamik auf dem Skalenniveau von Einzugsgebieten und Landschaften stößt jedoch auf erhebliche Schwierigkeiten, die zum Teil technischer Art sind (Arbeitsaufwand), zum Teil aber auch prinzipiellen Charakter (Heterogenität des porösen Mediums, Parameteridentifikation) haben. Ein zentrales Problem der flächigen Behandlung des Wassertransports stellt die räumliche Variabilität von Randbedingungen und Transportparametern dar, die auf den verschiedenen Skalenniveaus jeweils unterschiedliche Charakteristika aufweist.

Modellkonzepte

Grundsätzlich sind auf Einzugsgebiets- und Landschaftsebene verschiedene Modellstrategien denkbar:

- ◆ 2-D oder 3-D deterministische Modellierung (Richardsgleichung mit räumlich fest zugeordneten Eingangsgrößen)
- ◆ 2-D oder 3-D stochastische Modellierung (Richardsgleichung mit stochastischen Eingangsgrößen)
- ◆ Physikalisch vereinfachte Modellansätze (Platten-, Kaskaden-, patch-Modelle)
- ◆ Black-Box-Modelle (Fuzzy-sets, Niederschlags-Abfluß-Modelle)

In diesem Kontext kommt Fragen der Bestimmung effektiver Modellparameter, sowie der Erklärungs- und Prognoseeigenschaften von Modellen eine vorrangige Bedeutung zu. Aus Aufwandsgründen sind Modellansätze auf der Basis der Richardsgleichung oft nicht praktikabel. Hinzu kommt, daß sie nicht immer in der Lage ist, die im Freiland beobachteten Daten befriedigend wiederzugeben. Hingegen erhält man mit sehr einfachen Simulationsmodelle auf der Basis von Plattenansätzen und Linearspeichern oft überraschend gute Ergebnisse (z.B. Huwe 1987).

Das hier verwendete Modell NAMOD dient der näherungsweise Beschreibung des Gebietswasserhaushalts kleiner, heterogener Einzugsgebiete. Es besteht aus einer Parallelschaltung von Bodenbilanzspeichern, die den einzelnen, als homogen angenommenen Teilflächen, zugeordnet sind. Zur Berücksichtigung von Infiltrationsverzögerungen bei Frost ist jedem dieser Bodenspeicher ein einfaches Schneedeckenteilmodell vorgeschaltet. Die nachgeschaltete Parallelschaltung zweier Linearspeicher dient der Modellierung des Abflußverhaltens (Abb1). Das Bilanzmodell für den Bodenspeicher folgt hierbei einem Ansatz nach Blau et al. (1983) unter Ver-

* Lehrstuhl für Bodenkunde und Bodengeographie, Abteilung Bodenphysik, Universität Bayreuth, 95440 Bayreuth

** Agnesstraße 25, 67549 Worms

wendung einer Reduktionsfunktion nach Renger et al. (1974) zur Umrechnung der potentiellen Evapotranspiration nach Haude (1955) in die aktuelle Evapotranspiration.

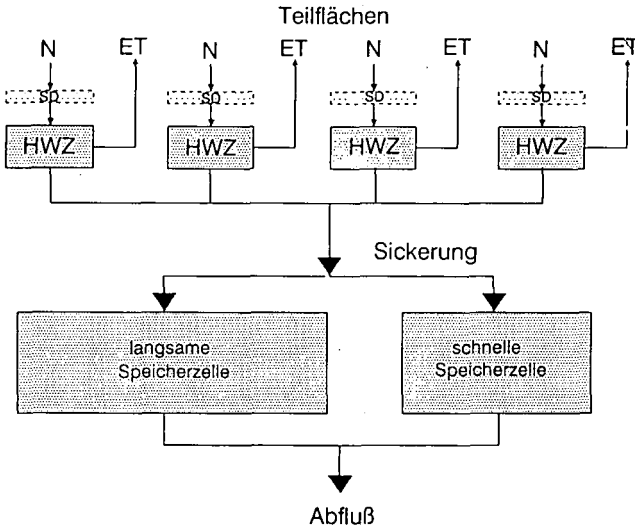


Abb. 1: Schematische Darstellung von NAMOD (SD: Schneedeckenspeicher; HWZ: durchwurzelter Bodenspeicher; N: Niederschlag; ET: Evapotranspiration)

Parameteridentifikation

Die Parameteridentifikation erfolgt, nach Festlegung einer Anfangsschätzung für den Parametervektor durch Messungen und Schätzungen mit NAMOPT mittels inverser Modellierung, die charakterisiert ist durch:

- Iterative Verbesserung des Startvektors durch ein gedämpftes Gauß-Newton-Verfahren (nach Späth, 1974) mit Restriktionen und Dämpfung zur Verbesserung des Konvergenzverhaltens; Bestimmung des Dämpfungsfaktors durch fortgesetzte Halbierung.
- Wahl der Abstandquadratsumme der gemessenen Abflüsse am Meßwehr als Optimalitätskriterium.
- Bestimmung der partiellen Ableitungen der simulierten Abflüsse in der Funktionalmatrix durch zentrale Finite Differenzen nach entsprechender Parametervariation.

Das Verfahren wurde in einem kleinen Einzugsgebiet im Hunsrück getestet und ergab im Rahmen dieser Studie zufriedenstellende Resultate (Eberhardt und Götz-Huwe, 1993). Ein Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Abflußraten ist in Abb. 2 dargestellt.

Konvergenzverhalten

Die Optimierungsprozedur konvergierte in in allen bisher untersuchten Fällen außerordentlich rasch (Abb. 3). Die Güte des resultierenden Parametervektors hängt hierbei entscheidend von der Qualität des Startvektors ab: Wird dieser nur geringfügig abgeändert (Muster 1 bis 5 in Tab. 1), so erhält man praktisch identische Lösungen. Liegt die Startnäherung weiter vom Optimum entfernt, so ergeben sich zum Teil deutlich verschiedene, meist auch, im Sinne des Optimalitätskriteriums, schlechtere Lösungen (Muster 7 bis 9 in Tab. 1).

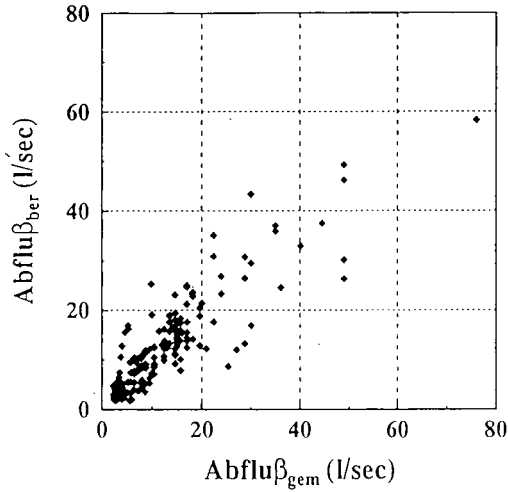


Abb.2: Vergleich von gemessenen und mit NAMOD berechneten Abflußraten

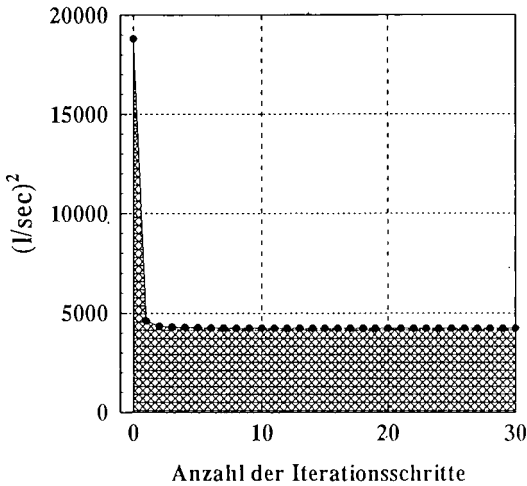


Abb. 3: Konvergenzverhalten von NAMOPT (Ordinate: Optimalitätskriterium)

Schlußfolgerungen

- Einfache Modellansätze können auch auf Einzugsgebietsebene für praktische Zwecke brauchbare Ergebnisse liefern. Grundsätzlich zu empfehlen sind Fehlerabschätzungen die Auslotung des Geltungsbereichs simplifizierender Modellansätze.
- Die Bestimmung von Modellparametern sollte weitgehend durch unabhängige Messungen bzw. Schätzungen erfolgen. Die Zahl der "reinen" fit-Parameter ist zu minimieren.

Tab. 1: Relative Variation der Anfangsbedingungen zur Analyse der Sensitivität bezüglich der Anfangsschätzungen (C1 und C2: Abklingkonstanten der Linearspeicher; F: Splitparameter zw. schnellem und langsamem Abfluß, AFU: Leckagefaktor, FETP: Kalibrierfaktor für potentielle Evapotranspiration; SQ: Optimalitätskriterium)

Par	Variante								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
C1	1,0	0,5	1,5	0,5	1,5	0,1	2,0	0,1	2,0
C2	1,0	0,5	1,5	1,5	0,5	2,0	0,1	0,1	2,0
F	1,0	0,5	1,5	0,5	1,5	0,1	2,0	0,1	2,0
AFU	1,0	0,5	1,5	1,5	0,5	2,0	0,1	0,1	2,0
FETP	1,0	0,5	1,5	0,5	1,5	0,1	2,0	0,1	2,0

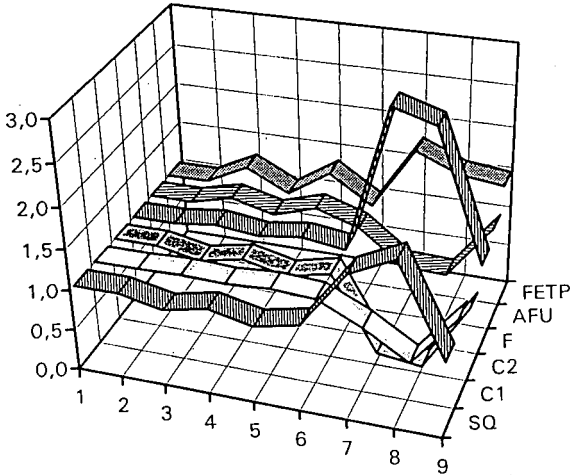


Abb. 4: Sensitivität des durch NAMOPT bestimmten Parametervektors bezüglich der Anfangsschätzung der Parameter

- Der Einsatz inverser Modellierungstechniken sollte unter Freilandbedingungen auf die Verbesserung "hinreichend guter" Startnäherungen beschränkt werden.
- Nach Möglichkeit sollte der Abstand von der interessierenden Zielgröße als Optimalitätskriterium dienen. Indirekte Kalibrierungen sind nach Möglichkeit zu vermeiden.
- Zur Beurteilung der Zuverlässigkeit der Lösung empfiehlt sich die Analyse der Sensitivität der angepaßten Parameter bezüglich der Startnäherung mit Testmustern oder Monte-Carlo-Techniken.

Literatur

Blau, R.V., Hoehn, P., Werner, A. und P. Hufschmid (1983): Ermittlung der Grundwasserneubildung aus Niederschlägen. Gas-Wasser-Abwasser 63(1): 45-54.

Haude, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. Mitteilungen des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 11, Band 2.

Huwe, B. (1987): Transportprozesse in Flußsedimenten nach Ablagerung in Monodeponien: Experimentelle und modellanalytische Untersuchungen. Diss. Uni. Hohenheim. Stuttgart-Hohenheim.

Renger, M., O. Strelbel und W. Giesel (1974): Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 15: 148-160, 206-221, 353-366.

Späth, H. (1974): Algorithmen für multivariable Ausgleichmodelle. R. Oldenbourg Verlag, München, Wien.

Die Bedeutung der Aggregation für den Wassertransport in Böden - Grenzen der Anwendbarkeit von hydraulischen Kennwerten

von

Junkersfeld, L.*

Fragestellung

Bodenkundliche Kenngrößen wie z.B. Lagerungsdichte, pF/WG -Beziehung und Wasserleitfähigkeit dienen der Charakterisierung von Böden. Üblicherweise werden hierbei starre Porensysteme vorausgesetzt. Durch natürliche Faktoren (Quellung/Schrumpfung) oder anthropogene Einflüsse (Bearbeitung) werden vorhandene Porensysteme ständig verändert. Diese Dynamik im Bodenzustand bewirkt eine permanente Änderung der hydraulischen Eigenschaften.

Im folgenden wird dargestellt, welche Auswirkungen verschiedene Aggregierungszustände und Aggregierungsursachen auf hydraulische Kennwerte haben.

Ergebnisse

Bei Austrocknung unter Freilandbedingungen erreicht zuvor homogenisiertes, sich nun restrukturierendes Material im Vergleich zu strukturiertem Boden höhere Wasserspannungswerte (Abb.1). Die Ursache liegt in der verminderten Wasserleitfähigkeit des homogenisierten Materials auf Grund fehlender, leitender Poren.

Die Untersuchung verschiedener Aggregatzustände ergab charakteristische Unterschiede zu "der" pF/WG -Beziehung des Gesamtbodens (Abb.2). Je nach Aggregatentwicklung und -bewässerungsvorgeschichte wird die Wassernachlieferung für die Pflanze beeinträchtigt: In Abhängigkeit von der Möglichkeit der Aggregate zu quellen und zu schrumpfen werden unterschiedliche Bodenzustände erreicht, die erhebliche Auswirkungen auf die Wassernachlieferung an die Pflanzenwurzel haben. Gleichzeitig verändert sich die Lagerungsdichte.

* Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde, CAU Kiel, 24118 Kiel

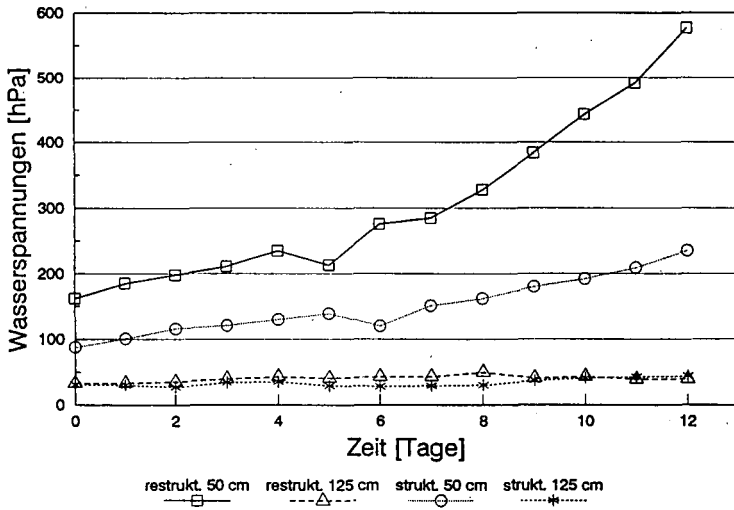


Abb.1: Verlauf der Wasserspannung in strukturiertem und restrukturierendem B_t -Material im Freiland

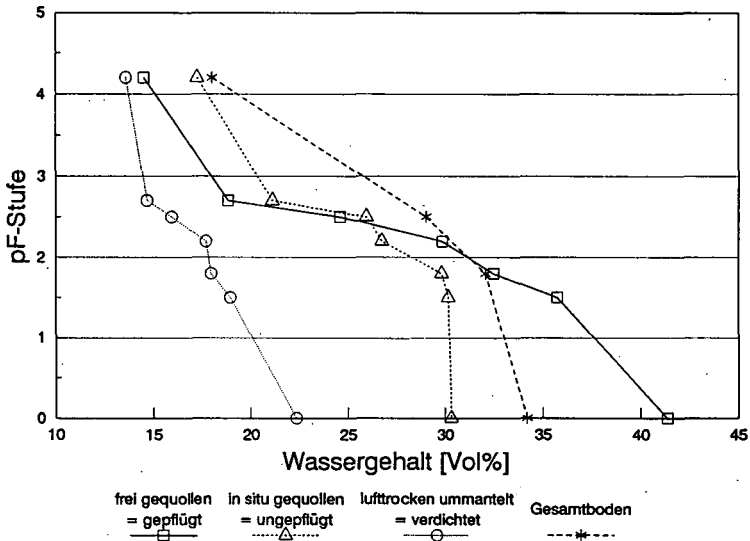


Abb.2: pF/WG-Beziehung von Aggregaten in unterschiedlichen Entwicklungsstadien im Vergleich zum Gesamtboden

Bei verschiedenen Aggregatentwicklungszuständen ist demnach auch der Wasservorrat sehr unterschiedlich (Tab.1). Auf Grund dessen werden die Wasseraufnahme der Wurzel und die Pflanzenentwicklung beeinträchtigt.

Tab.1: nFK unterschiedlich gequollener Aggregate

Zustand	nFK [Vol%]
Gesamtboden	14,1
Aggregate, frei gequollen	18,0
Aggregate, <i>in situ</i> gequollen	12,6
Aggregate, ohne Quellung	4,4

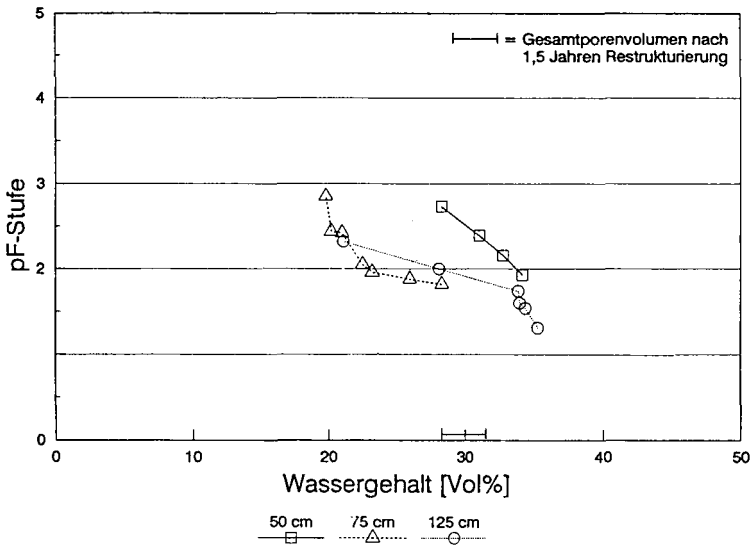


Abb.3: pF/WG-Beziehung von restructurierendem B₁-Material in verschiedenen Tiefen, unter Raps

Quellung und Schrumpfung als Ursache für Aggregation beeinflussen auch die Wasserhaltungsparameter. Dieser Effekt wird durch die Pflanze selbst verstärkt. Im Versuch mit Raps auf restructurierendem Boden entzogen die Wurzeln dem Boden soviel Wasser, daß er

bereits nach wenigen Wochen schrumpfte und Aggregate bildete. Die Hauptwurzelmasse lag in etwa 125 cm Tiefe und bewirkte dort die stärkste Wassergehaltsabnahme bei gleicher Wasserspannung als Zeichen für Strukturbildung (Abb.3).

Schlußfolgerungen

- Neben physikalischen Faktoren wie Quellung und Schrumpfung wirken biologische Faktoren (z.B. Pflanzenwurzeln) aggregierend und verändern hydraulische Kennwerte.
- Je nach maximaler Austrocknungsintensität (und vorraussichtlich auch der Häufigkeit) ändert sich der Strukturzustand kurzfristig. Die Porengrößenverteilung variiert zudem nicht gleichlaufend für den gesamten Wasserspannungsbereich. Folglich ist die für starre Porensysteme geltende pF/WG -Kurve nicht für diesen spezifischen Wasserspannungsbereich und Entwässerungsbereich gültig.
- Hiermit ändert sich ebenso die ungesättigte Wasserleitfähigkeit des Bodens.

**Prozeßmodellierung und Parameteridentifikation von
Zweiphasenströmungsprozessen in porösen Medien**

von

Kemmesies, O. und L. Luckner¹

Modellbildung

Der Untergrund wird als ein Mehrphasensystem betrachtet. Jeweils zwei Phasen bilden dabei untereinander Phasengrenzflächen aus. Eine Phase wird als kohärent verteilt bezeichnet, wenn sie zusammenhängend vorliegt, als inkohärent hingegen, wenn sie räumlich voneinander getrennt ist [BUSCH et.al., 1993]. Die feste Phase wird immer als immobil betrachtet. Die fluiden Phasen besitzen eine mobile und eine immobile Komponente. Die geohydraulische Betrachtung dieses Mehrphasensystems führt zur Definition, daß die immobile Komponente einer fluiden Phase durch den Volumenanteil $\theta_{i,r} = V_{i,r}/V$ charakterisiert ist, der sich durch hydromechanische Kräfte nicht mehr bewegen läßt.

Strömungsmodell

Das mathematische Strömungsmodell für Mehrphasensysteme in porösen Medien wird durch die RICHARD's-Gleichung beschrieben, die mit Hilfe der FE-Methode unter Ansatz linearer Basisfunktionen gelöst wird. Dem hochgradig nichtlinearen Charakter der Parameterfunktionen der Speicherkapazität und der Durchlässigkeit Rechnung tragend, werden die Funktionswerte für die Elemente durch nichtlineare Funktionen zwischen den Knoten interpoliert.

Parameterfunktionen

- Speicherkapazität

Die Parameterfunktion der kapillaren Speicherkapazität ($C=f(p_c)$) ist die erste Ableitung der Zustandsfunktion $\theta_b=f(p_c)$, die basierend auf [VAN GENUCHTEN, 1980] von [BUSCH et.al., 1993] mit

$$\theta_b = A + \frac{\phi - A - B}{\left[1 + (\alpha \cdot p_c)^n\right]^{1-\frac{1}{n}}} \quad \text{für } p_c > 0 \quad (1a)$$

$$\theta_b = \phi - B \quad \text{für } p_c \leq 0 \quad (1b)$$

beschrieben wurde.

Die Variablen A, B und die Porosität ϕ begrenzen und skalieren den Bereich des Phasengehalts der benetzenden Phase, der Parameter α ist ein Maßstabsfaktor und n ein Parameter der den Anstieg der Funktion kennzeichnet.

Die Zustandsfunktion $\theta_b=f(p_c)$ ist hysteres, da der Benetzungswinkel hysteres und die Porengeometrie unregelmäßig ist. Ausgewählte Funktionsverläufe (vgl. Abb. 1) der Zustandsfunktion $\theta_b=f(p_c)$ sind die:

- ① Primäre Drainagekurve (Primary Drainage Curve PDC),
- ② Arbeitsimbibitionskurven (Scanning Wetting Curves SWC),
- ③ Arbeitsdrainagekurven (Scanning Drainage Curves SD),
- ④ Hauptimbibitionskurve (Main Wetting Curve MWC) und
- ⑤ Hauptdrainagekurve (Main Drainage Curve MDC).

Der Parameter $\theta_{b,r}$ kennzeichnet den Übergang vom hydraulisch mobilisierbaren zum hydraulisch nicht mobilisierbaren Volumenanteil der benetzenden Phase und setzt sich aus dem Filmanteil der benetzenden Phase, der als Hülle um die Feststoffpartikel angelagert ist, und dem residual verteilten Anteil der benetzenden Phase zusammen.

Die nichtbenetzende Phase kann durch die vordringende benetzende Phase (Imbibition) inkohärent verteilt werden, wenn die benetzende Phase die kleineren Poren bereits eingenommen hat und so die nichtbenetzende Phase einkesselt. Dieser Volumenanteil wird als Restphasengehalt der nichtbenetzenden Phase $\theta_{nb,r}$ bezeichnet.

¹Dresdner Grundwasserforschungszentrum e.V.

Winterbergstr. 2 · 01277 Dresden

Tel.: 0351-257-8410 · Fax.: 0351-257-8418

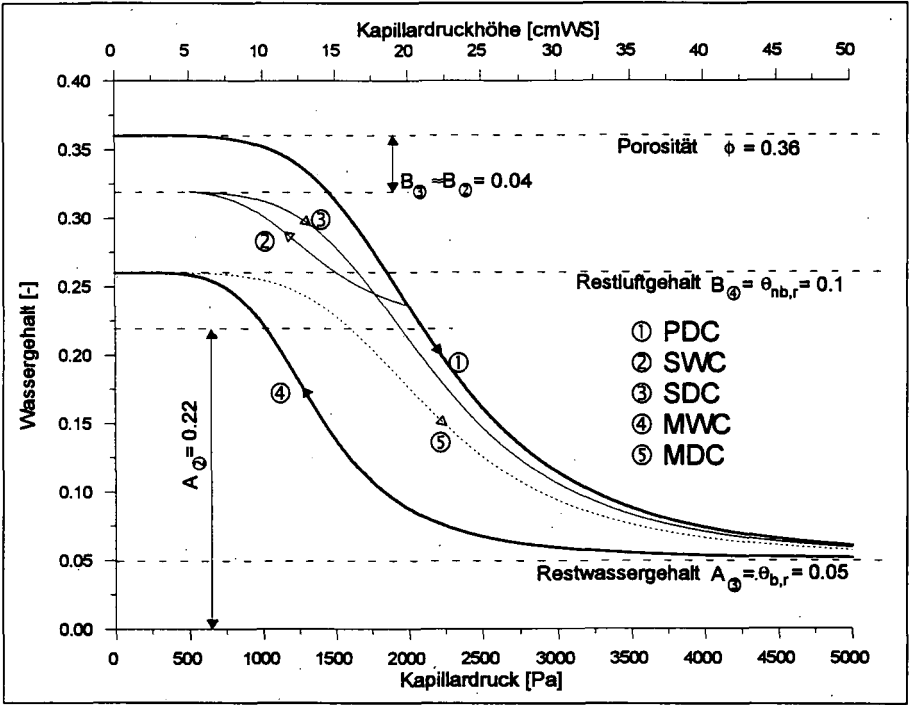


Abb. 1: Typische Verläufe der Zustandsfunktion $\theta_b = f(p_c)$

Die Normierung des Phasengehalts in den erläuterten hydraulisch mobilen Bereichen der benetzenden Phase führt zur Definition des Sättigungsgrades der benetzenden Phase ($S_b, 0 \leq S_b \leq 1$):

$$S_b = \frac{\theta_b - \theta_{b,r}}{\phi - \theta_{b,r}} \quad (2)$$

Die Variable A aus Gleichung (1a) charakterisiert den Restgehalt der benetzenden Phase in den verschiedenen Verläufen der Zustandsfunktion $\theta_b = f(p_c)$. Den unteren Grenzwert bildet die Asymptote $\theta = \theta_{b,r}$. Das asymptotische Zu- bzw. Wegstreben vom unteren Grenzwert $\theta_{b,r}$ ist aber nur im Falle aller Drainagekurven und der MWC sinnvoll, für diese Kurven gilt deshalb $A^i = \theta_{b,r}$. Für die SWC wird ein veränderter Restgehalt der benetzenden Phase ($A^i > \theta_{b,r}$) berechnet. Der neue Wert für A^i mit ergibt sich unter Verwendung der Koordinaten des Umkehrpunktes (p_c^0, θ^0) von der Drainage zur Imbibition zu:

$$A^i = \frac{\phi - B_i - \theta^0 \cdot \left[1 + (\alpha \cdot p_c^0)^n \right]^{-1/n}}{1 - \left[1 + (\alpha \cdot p_c^0)^n \right]^{-1/n}} \quad (3)$$

Die Variable B beschreibt, das asymptotische Verhalten von Gleichung (1a) bei Annäherung der Funktion an den Restgehalt der nichtbenetzenden Phase. Der obere Grenzwert $B^i = \theta_{nb,r}$ kann nur erreicht werden, wenn eine Drainage bis zum Punkt $\theta_{b,r}$ ($S_b \rightarrow 0$) erfolgt wäre und die nichtbenetzende Phase in alle Poren hätte vordringen können. In diesem Fall folgt die Imbibitionskurve der MWC. Für die SWC gilt daher immer $B^i < \theta_{nb,r}$. Die Beschreibung der Abhängigkeit der Variablen B_i von dem historisch minimal erreichten Sättigungsgrad kann durch eine lineare Interpolation erreicht werden:

$$B^i = \text{MAX}(B^i, (1 - S_b) \cdot \theta_{nb,r}) \quad (4a)$$

Für die primäre Drainagekurve muß zwingenderweise $B^d=0$ gelten.
 Analog zur Variablen A ergibt sich B^d beim Wechsel von der Imbibition zur Drainage zu:

$$B^d = \phi - \theta_{b,r} - (\theta^0 - \theta_{b,r}) \cdot \left[1 + (\alpha \cdot p_c^0)^n \right]^{1-\frac{1}{n}} \quad (4b)$$

Der Maßstabsparameter α muß hysterese sein, da er allein den Kapillardruck p_c in Gleichung (1a) skaliert. Da α zum Porenradius r proportional ist, folgt: $\alpha^d < \alpha^i$, wobei α^d die engsten und α^i die weitesten Poren im porösen Medium widerspiegelt. Der Anstiegsparameter n ist ein Maß der Ungleichförmigkeit der Porenverteilung.

- Durchlässigkeit

Die Parameterfunktion der Durchlässigkeit ($K=f(\theta)$) wurde von [BUSCH et al., 1993] basierend auf [MUALEM, 1976] und [VAN GENUCHTEN, 1980] wie folgt beschrieben:

$$K(\theta) = K_0 \cdot \left(\frac{S}{S_0} \right)^\lambda \cdot \left[\frac{1 - (1 - S_m^i)^m}{1 - (1 - S_0^i)^m} \right]^2 \quad (5)$$

Die Funktion wird durch die Einbeziehung von $K_0(\theta_0)$ ($\theta_0 < \phi$) durch diesen Punkt gezwungen. Die sonst übliche Skalierung der Funktion mit der stark fehlerbehafteten Größe der gesättigten Durchlässigkeit K_s entfällt. Der Term $(S/S_0)^\lambda$ wird von [NIELSEN et al., 1992] als Produkt der Produkt der Tortuosität und des Verbindungsgrades der Poren interpretiert. In Auswertung seiner Versuche wurde von [MUALEM, 1976] für $\lambda = 0.5$ angegeben. Der Transformationsparameter $m=1-1/n$ wurde von [VAN GENUCHTEN, 1980] in dieser Form eingeführt, um die Gewährleistung der Integrierbarkeit von Gleichung (1a) sicherzustellen.

Parameteridentifikationsmodell

Start- und Grenzwerte

Identifizierbare Parameter sind somit $\theta_{b,r}$, $\theta_{nb,r}$, α^d , α^i , n und m . Die Wertebereiche für diese Parameter können durch die Analyse der Meßwertreihen (p_c , $\theta(p_c)$, $K(\theta)$, u.a.) der durchgeführten Feld- oder Laborversuche präzisiert werden. Der Restgehalt der benetzenden Phase $\theta_{b,r}$ muß kleiner sein, als der im Versuch minimal bestimmte. Der Restgehalt der nichtbenetzenden Phase $\theta_{nb,r}$ ist nur identifizierbar, wenn Meßwerte zur Imbibition vorliegen. Er muß größer sein, als der maximal gemessene, da kein Wert $\theta < \theta_{b,r}$ gemessen werden kann und demzufolge der Wertebereich von Gleichung (4a) nicht voll ausgeschöpft wird. Die Invertierung des Kapillardrucks an der Stelle $\hat{S}=2/3$ (\hat{p}_c , $\theta(\hat{p}_c)$) führt zu einer Abschätzung des Maßstabsparameters $\alpha=1/\hat{p}_c$ im Drainage- und Imbibitionsfall. Sind keine Daten über die Imbibition verfügbar, so ist α^i nicht identifizierbar. Für eine Simulation kann dann die Abschätzung $\alpha^i \approx 2 \cdot \alpha^d$ verwendet werden. Der Startwert für den Parameter n kann ebenfalls mit Hilfe des Wertepaares (\hat{p}_c , $\theta(\hat{p}_c)$) abgeschätzt werden. Die dazu notwendige Iterationsformel wurde aus den Ableitungen der Zustandsfunktion $\theta_b=f(p_c)$ hergeleitet.

$$n = 1 - \frac{\theta(\hat{p}_c)}{(\phi - A - B) \cdot \alpha \cdot \hat{p}_c} \cdot 2^{2-\frac{1}{n}} \quad (6)$$

Startwert für die Iteration kann $n=2$ sein. Der Wertebereich für n sollte mit $1.1 < n < 5$ angegeben werden. Dem Parameter m wird der Wertebereich $0 < m < 1$ zugewiesen, als Startwert wird $m=1-1/n$ verwendet.

Optimierungsalgorithmus

Als Optimierungsverfahren wurde das Levenberg-Marquardt-Verfahren ausgewählt, das die Zielfunktion $ZF = \sum (y_{i,c} - y_{i,m})^2$ minimiert. Die Parameter werden mit ihren Grenzen skaliert $\bar{a}_i = a_i / (a_{max,i} - a_{min,i})$. Lokale Minima der Zielfunktion treten häufig an den Grenzen des Parameterraumes auf. Deshalb werden bei Grenzwertverletzungen, auch bei der Berechnung der 1. Ableitung der Zielfunktion, die Parameteränderungen in der Richtung umgekehrt. Schlechte Parametersätze führen zu Schwingungen der Lösung. Diese werden erkannt und der Wert der Ableitung $dy(a_i+da_i)/da_i$ so verändert ($y_{i,c}=0$), daß diese Richtungsänderung für den Parameter a_i unmöglich wird. Mehrdeutige Lösungen wurden bisher nur bei schlecht konditionierten Datensätzen gefunden, d.h. bei Datensätzen mit geringem Informationsgehalt bezüglich der Menge und der Dynamik der stattfindenden Prozesse.

Interpretation

Die ermittelten Parameter sind nur für den tatsächlich erfaßten Wertebereich der Meßwerte gültig. Simulationsrechnungen außerhalb dieses Bereiches können zu fatalen Fehlern in der Bilanzierung der fluiden Phasen führen.

Anwendung

Die von uns mit der AMHYP-Anlage [NITSCHKE et al., 1992] durchgeführten Multistep-Flow-Tests wurden mit dem vorgestellten Parameteridentifikationsmodell ausgewertet. Wie Abb. 2 zeigt, sind die erzielten Anpassungen an die Beobachtungsergebnisse gut. Der ermittelte Parametersatz entspricht den Erwartungen. Daneben wurden von uns, insbesondere zur Modellverifikation, Datensätze aus der Literatur verwendet. Die von uns ermittelten Parameter passen die Meßwerte weitaus besser an, als die von den Autoren angegebenen.

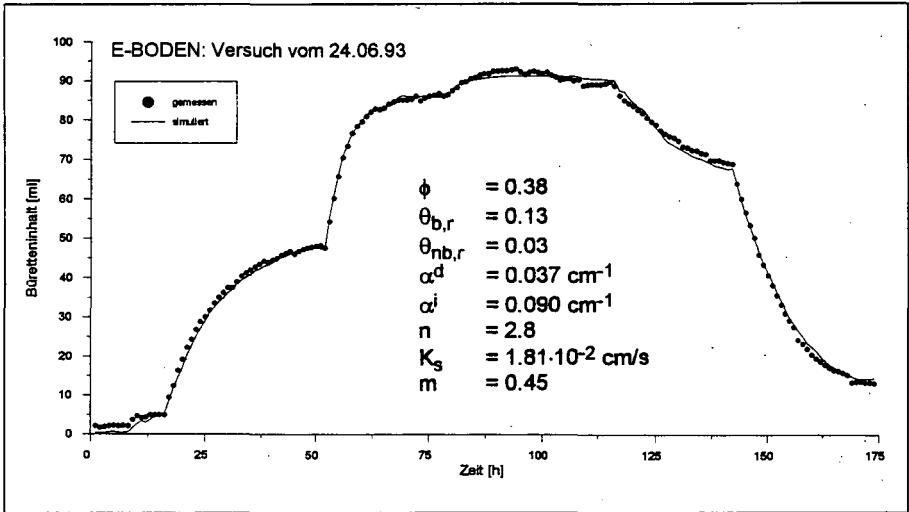


Abb. 2: Multistep-Flow-Test Daten (Saugverfahren)

Literatur

- Busch, K.F., L. Luckner and K. Tiern. 1993: Geohydraulik. Lehrbuch der Hydrogeologie Band 3. Gebrüder Bornträger, Berlin-Stuttgart.
- Luckner, L., M.Th. van Genuchten and D.R. Nielsen. 1989: A Consistent Set of Parametric Models for the Two-Phase Flow of Immiscible Fluids in the Subsurface. *Water Resour. Res.* 25:2187-2193.
- Mualem, Y. 1976: A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. *Water Resour. Res.* 12:513-522.
- Nielsen, D.R. and L. Luckner. 1992: Theoretical Aspects to Estimate Reasonable Initial Parameters and Range Limits in Identification Procedures for Soil Hydraulic Properties. In: *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. Riverside, California, October 11-13, 1989, edited by M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L.J. Lund. University of California, Riverside, CA 92521, USA.
- Nitsche, C., L. Luckner and M.Th. van Genuchten. 1992: An Expert System for Planning, Controlling and Analyzing Laboratory Measurements of the Soil Hydraulic Properties. In: *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. Riverside, California, October 11-13, 1989, edited by M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L.J. Lund. University of California, Riverside, CA 92521, USA.
- van Genuchten, M.Th. 1980: A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.

Anmerkungen

Die im Vortrag gezeigten Abbildungen, das Programm HYPROP und die Quelltexte werden auf Anfrage zugesandt.

Die vorgestellten F&E-Ergebnisse basieren vor allem auf Arbeiten des durch das BMFT geförderten Vorhabens "Entwicklung von Meß-, Erkundungs- und Modelltechnik für die Zustandsbewertung eines mit Mineral-kohlenwasserstoffen kontaminierten Untergrundes".

**Erfassung und Relevanz der statistischen Verteilung
von Stofftransportparametern**

von

Lennartz, B.*

Zusammenfassung

Unter der Annahme, daß die klassische Konvektion-Dispersions-Gleichung (CDE) Gültigkeit besitzt, müssen lediglich 2 Variablen bestimmt werden, um das Verlagerungsverhalten gelöster Stoffe in Böden hinreichend genau beschreiben zu können. Zum einen muß der Retardationsfaktor (R) als Maß für den Massenschwerpunkt des verlagerten Stoffes bekannt sein, zum anderen ist die Pecletzahl (P) als Wert für die Stoffausbreitung entlang der Fließrichtung zu erfassen. Beide Größen können in Stofftransportuntersuchungen durch Anpassung der CDE an eine gemessene Durchbruchkurve (BTC) bestimmt werden. In vielen publizierten Untersuchungen wird sich dieser Technik zur Auswertung des Datenmaterials aus Säulen- und Lysimeterversuchen bedient, so daß viele Einzelschätzungen für die dimensionslosen Größen R und P für unterschiedliche Bedingungen und Stoffe vorliegen. Unzureichend bekannt ist, welche Häufigkeitsverteilung beide Parameter für eine gegebene Fläche aufweisen. Insbesondere für prognostische Zwecke ist aber die Kenntnis über die statistische Verteilung der Stofftransportparameter außerordentlich hilfreich.

In der vorliegenden Arbeit wurden an 24 ungestörten Stechzylinderproben simultan Durchbruchversuche unter wasserteilgesättigten Bedingungen zur Bestimmung der statistischen Verteilung der Stofftransportparameter durchgeführt. Neben Kaliumbromid wurden verschiedene Pflanzenschutzmittel auf ihr Verlagerungsverhalten hin untersucht. Zunächst war die kleinräumige Variabilität Untersuchungsgegenstand, so daß die Bodenprobenahme auf engstem Raum (1m²) erfolgte. Es zeigte sich, daß der Parameter R für die reaktiven Chemikalien eine erhebliche Varianz (Min. 17, Max. 47, Mittelw. 26), besitzt, während die R-Werte für den konservativen Tracer eine vergleichsweise geringfügige Streuung aufweisen.

In einem zweiten Versuch wurden die Bodenproben über eine Fläche von 15 × 105 m genommen. Die Auswertung der Durchbruchkurven belegte, daß R und P geclustert vorliegen, aber keine eindeutige Abhängigkeit zu anderen Bodenkennwerten (Körnung, Kf) zeigen.

* Institut für Wasserwirtschaft und Landschaftsökologie der Universität Kiel, Olshausenstr. 40, 24118 Kiel.



Zur räumlichen Variabilität von Bodenparametern und ihrer Berücksichtigung bei der Modellierung der Bodenfeuchteverteilung

von

Michel, R.*

1. Einleitung - Varianzen bodenhydrologischer Parameter in verschiedenen Maßstabsbereichen

Bei der Modellierung der Bodenfeuchtedynamik für heterogene Standorte werden zur der Erstellung des Parametermodells meistens räumliche Einheiten (z.B. Pedotope) ausgegrenzt, die in ihren bodenhydrologischen Eigenschaften als ähnlich angesehen werden. Damit kann erreicht werden, daß innerhalb der ausgehaltenen Areale keine gerichteten Parameteränderungen (Trends, Sprünge) auftreten. Untersuchungen, die in diesem Heft an anderer Stelle näher beschrieben sind, (MICHEL, PETERS & MEYER, 1994) zeigten jedoch, daß in diesen räumlichen Einheiten noch erhebliche zufallsbedingte Variabilitäten bodenhydrologischer Eigenschaften auftreten. In Tab.1 ist die Höhe der Varianzen bodenhydrologischer Parameter in drei Maßstabsbereichen zueinander in Relation gesetzt (die Ergebnisse beruhen auf Untersuchungen auf zwei Grundmoränenstandorten):

Tab.1: Relation der Varianzen bodenhydrologischer Parameter⁺ in unterschiedlichen räumlichen Maßstabsbereichen auf 2 Grundmoränenstandorten (sickerwasserbestimmte Lehme und Tieflehme)

Maßstabsebene	Kennzeichnung am Standort	Varianz, bezogen auf Varianz des mikrochorischen Maßstabs ⁺
der mikrochorische Maßstab als typische Vergesellschaftung topischer Areale-	am Standort gekennzeichnet durch ein Kleinstzugsgebiet oder eine Catena	100 %
das Pedotop als möglichst homogenes Bodenareal	gekennzeichnet durch etwa einheitliche Bodenarten- und Horizontschichtung	45%
das Pedon als kleinster Landschaftsausschnitt	am Standort gekennzeichnet durch einen Schurf	15%

⁺) die Angaben beziehen sich auf Wassertransport- und Speichereigenschaften von Böden und stellen mittlere Verhältnisse der Parameter dar, näheres s. MICHEL, PETERS & MEYER, 1994

Geht man davon aus, daß der Maßstab 'Pedon' für die Bodenfeuchtemodellierung der klassische "Normalmaßstab" ist, so wird klar, daß bei der Bodenfeuchtemodellierung für topische Einheiten bereits Probleme in der Aussagekraft der Modellergebnisse entstehen können, wenn nur mit Mittelwerten bodenhydrologischer Eigenschaften gerechnet wird.

Aussagekräftigere Ergebnisse sind zu erwarten, wenn die Variabilität von Bodeneigenschaften in der Modellierung der Bodenfeuchte berücksichtigt wird. Eine Methode dazu ist Einbeziehung der Monte - Carlo - Simulationsmethode in die Bodenfeuchtemodellierung (näheres dazu u.a. bei HOFFMANN & KLUGE, 1985).

Nachfolgend wird ein Verfahren vorgestellt, das durch eine Abwandlung der o.g. Methode den Berechnungsaufwand drastisch senkt.

*) Fachhochschule Eberswalde, Möllerstraße, 16225 Eberswalde

2. Modellierung der räumlichen Bodenfeuchteverteilung

2.1. Ansatz zur Berücksichtigung der Variabilität der bodenhydrologischen Parameter

- es soll zunächst die statistische Verteilung von zwei Modellparametern im Berechnungsgebiet (mehr Parameter sind prinzipiell möglich) in die Modellierung Eingang finden, während für weitere Parameter (sinnvollerweise die in der Modellierung mit geringerem Einfluß wirkenden) ein konstanter Mittelwert angenommen werden muß,
- sind die genannten Parameter normalverteilt (oder ist ihre Verteilung in eine Normalverteilung überführbar), so läßt sich ihre räumliche Verteilung im Berechnungsgebiet mit den Parametern
 - Mittelwert μ und Standardabweichung σ_{n-1} jedes Parameters, sowie
 - der Korrelation r zwischen den Parameternüber eine zweidimensionale Dichtefunktion kennzeichnen,
- üblicherweise wird bei der Anwendung der Monte-Carlo-Simulationsmethode in der Bodenfeuchtemodellierung die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte ermittelt, indem für jede Modellierungsaufgabe durch eine Vielzahl von Modelldurchläufen unter Variation der beiden Modellparameter deren Dichtefunktion jeweils neu erzeugt wird; dieser hohe Aufwand (je nach Genauigkeitsanspruch bis zu weit über 1000 Modelldurchläufen) ist jedoch eigentlich nur einmal notwendig, da die Dichtefunktion der Modellparameter konstant bleibt;

auf dieser Tatsache baut die hier vorgestellte Methode auf:

die zweidimensionale Dichtefunktion und Verteilungsfunktion der beiden Modellparameter wird nur einmal erstellt (über Monte-Carlo-Simulation oder über graphische Näherungslösungen), nach erfolgten Bodenfeuchtesimulationsrechnungen für eine ausreichende Zahl von Kombinationen (etwa 20) der beiden Modellparameter läßt die Kenntnis ihrer Verteilungsfunktion auch die Ermittlung der räumlichen Bodenfeuchteverteilung (Anteil Flächen mit zu definierenden Bodenfeuchtebereichen) zu.

2.2. Das Modell

2.2.1. Das Bodenfeuchtemodell

Die Berechnungen bauen auf einem sehr einfachen Bodenfeuchtemodell (R-MODELL nach WEISE, 1976) auf, welches sich kurz wie folgt charakterisieren läßt:

- pentadenweise Berechnung des Bodenfeuchteverlaufes für grundwasserfreie Böden in den Schichten
 - 0 bis 5 dm und 0 bis 10 dm Bodentiefe,
- neben den Eingangswerten des Witterungsverlaufes werden als wesentliche bodenhydrologische Parameter folgende Bodenkennwerte benötigt [jeweils in % (Vol.) oder mm für die genannten Berechnungsschichten]:
 - FK (Feldkapazität) und PWP (Permanenter Welkepunkt)
- für das Modell liegen Rechnerversionen in Fortran und Basic vor,
- Vergleiche zwischen (gravimetrisch) gemessenen Bodenfeuchteverläufen mit durch das R-MODELL berechneten Ganglinien an 11 Meßpunkten erbrachten gute Übereinstimmung:
 - mittlere Abweichungen von 1.3 % (Vol.) in der Tiefe 0-5 dm und 0.8 % (Vol.) in der Tiefe 0-10 dm.

2.1.2. Modellansatz zur Berücksichtigung der statistischen Verteilung von Bodenparametern in einem Berechnungsgebiet

- a) es soll für FK und PWP die statistische Verteilung im Berechnungsgebiet bei den Modellrechnungen mit dem R-MODELL berücksichtigt werden; dazu müssen Mittelwert μ und Standardabweichung σ_{n-1} der Parameter im Berechnungsgebiet, sowie die Korrelation r zwischen FK und PWP bekannt sein;

damit ist die räumliche Verteilung dieser Parameter über ihre gemeinsame Dichtefunktion

$$f(FK, PWP, r) = (2\pi \sqrt{1-r^2})^{-2} \exp \left(\frac{FK^2 + 2 \cdot FK \cdot PWP + PWP^2}{1-r^2} \right) \quad \text{zu kennzeichnen,}$$

b) im zweiten Schritt erfolgt die Bodenfeuchtesimulation mit dem R-MODELL für eine ausreichende Anzahl (etwa 20) Kombinationen von FK und PWP,

c) anhand eines (oder mehrerer) festzulegenden Grenzwassergehaltes Θ_G wird aus den Berechnungsergebnissen des R-MODELLs für beliebige Berechnungszeitpunkte ermittelt, für welche Kombinationen von FK und PWP die berechneten Wassergehalte Θ größer bzw. kleiner als Θ_G sind (Abb. 1, als Bsp. $\Theta_G=21\%$ (Vol.))

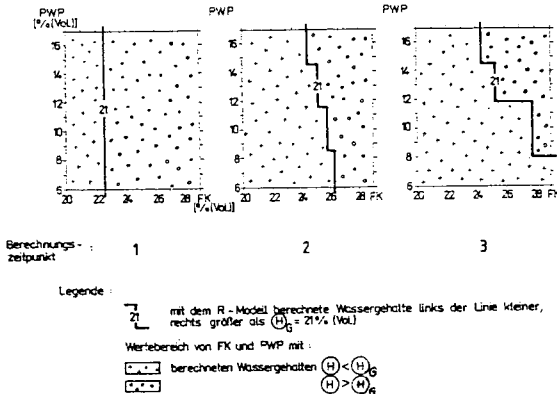


Abb. 1 : Darstellung von Wertebereichen von FK und PWP für die mit dem R-Modell Wassergehalte kleiner bzw. größer als Θ_G berechnet wurden, zu untersch. Simulationspunkten

d) für die nach Pkt.c) ermittelten Bereiche mit Θ kleiner bzw. größer als Θ_G erfolgt nun die Bestimmung des Flächenanteils dieser Bereiche am Berechnungsgebiet durch Integration der Dichtefunktion[†] (Bildung der Verteilungsfunktion) von FK und PWP; auf diese Weise kann der Flächenanteil von Arealen mit unterschiedlicher Bodenfeuchte im Berechnungsgebiet ermittelt werden

- Anteil von Arealen mit $\Theta < \Theta_G$
- Anteil von Arealen mit $\Theta > \Theta_G$

†) Anmerkung: da das dabei entstehende Integral nicht ohne weiteres lösbar ist, wurden 2 Wege beschritten, die bei nahezu gleichem Ergebnis sehr gute Näherungslösungen erlauben:

- Lösung mit Nomogrammen (nach ABRAMOWITZ und STEGUN, 1984); hierbei besteht ein hoher manueller Berechnungsaufwand,
- rechnergestützte Ermittlung: hierbei wird die Dichtefunktion der Parameter FK und PWP über eine zweidimensionale Häufigkeitsverteilung mit engen Klassenbreiten durch eine Monte - Carlo - Simulation in sehr guter Näherung ersetzt (das Modell liegt in Fortran 77 und Basic vor).

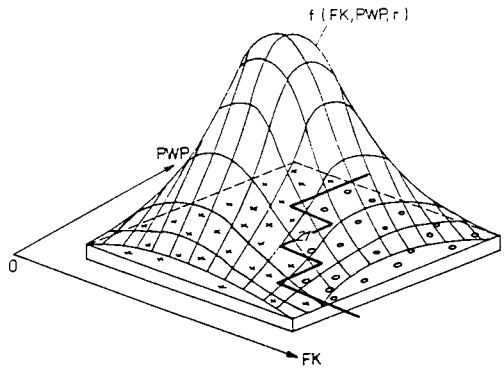


Abb.2 : Darstellung der durch $\Theta_G = 21\%$ (Vol.) vorgegebenen Integrationsgrenze der Dichtefunktion $f(FK, PWP, r)$

3. Berechnungsbeispiel

3.1. Untersuchungsstandort und Parameter

- typischer Grundmoränenstandort (D5a) entsprechend der Mittelmaßstäbigen landwirtschaftlichen Standortkartierung, sickerwasserbestimmte Lehme und Tieflehme),
- untersucht wurde ein Kleinstezugsgebiet,
- die Berechnungen wurden für zwei Gruppen von Böden durchgeführt
 Gruppe 1: Pararendzinen und Parabraunerden (Lehme)
 Gruppe 2: Fahlerden und Braunerden (Lehme mit geringmächtiger Decke aus Anlehmsand)
- Berechnungsziel war die Veränderung des Bodenwasservorrates in der Berechnungsschicht 0 - 10 dm
- die Parameter der beiden Gruppen wurden wie folgt ermittelt

Tab. 2: ermittelte Bodenparameter (Berechnungsschicht 0 - 10 dm) als Grundlage der Modellrechnungen

	Pararendzinen und Parabraunerden		Braunerden und Fahlerden	
	μ	σ_{n-1}	μ	σ_{n-1}
FK [% (Vol.)]	24.4	1.8	22.1	1.3
PWP [% (Vol.)]	11.8	2.8	8.4	2.6

3.2. Berechnungsergebnisse

- die Berechnungen wurden nach dem in Punkt 2. vorgestellten Verfahren durchgeführt,
- in Tab. 3 wird die räumliche Bodenfeuchteverteilung zu unterschiedlichen Berchnungszeitpunkten für eine Beispielsberechnung dargestellt.

Tab. 3: Anteil von Flächen [%] mit unterschiedlichem Bodenwasservorrat Θ_{0-10} [mm] in der Bodenschicht 0 bis 10 dm bei mittleren Witterungsbedingungen (Angermünde) unter Grasvegetation zu 3 Terminen, simuliert mit dem R-MODELL mit verteilten Parametern FK und PWP

	Gruppe 1 (Pararendzinen, Parabraunerden)			Gruppe 2 (Braunerden, Fahlerden)		
Termin 1: 30. Mai						
vorgegebene Bereiche von Θ_{0-10}	< 211	211..235	> 235	< 201	201...213	> 213
Flächenanteil	14	50	36	32	33	35
Termin 2: 20. Juni						
vorg. Bereiche Θ_{0-10}	< 192	192..218	> 218	< 180	180...195	> 195
Flächenanteil	15	54	31	39	35	26
Termin 3: 10. Juli						
vorg. Bereiche Θ_{0-10}	< 180	180..206	> 206	< 164	164...182	> 182
Flächenanteil	21	50	29	36	37	27

Literatur

- ABRAMOWITZ, M & I.A. STEGUN (1984): Pocketbook of mathematical functions. - Frankfurt/M.
 MICHEL, R., B. PETERS & T. MEYER (1994): Bodeneigenschaften einer Catena - Anforderungen an die Kennzeichnung ihrer Variabilität. - Mitt. DBG
 HOFFMANN, E. & W. KLUGE (1985): Möglichkeiten und Grenzen der Modellierung des Bodenwasserhaushaltes landwirtschaftlicher Flächen. - Tag. Ber. Akad. Landw.-Wiss. - 231, S. 231-244
 WEISE, K. (1976): Kennzeichnung des Feuchteregimes von Bodenformen durch Berechnung aus Boden- und Witterungsdaten mit Hilfe eines Einschichtmodells. - Arch. Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde, 20. - S. 149-158

Ein Mikro-Struktur Modell zu Transport und mikrobiellem Abbau von Stoffen in ungesättigten aggregierten Böden

von

Priesack, E.¹

Zusammenfassung

Mikrobielle Stofftransformationsprozesse sind entscheidend für die Zersetzung und den Abbau organischer Substanzen im Boden. In natürlichen Böden, die meist in hohem Maß strukturiert sind, hängt die Umsatzleistung der Bodenmikroorganismen stark von der räumlichen Verteilung der hierzu benötigten Substrate ab. Da auch die physikalischen, chemischen und biologischen Bedingungen auf kleinem Raum sehr unterschiedlich sein können und zeitlich großen Schwankungen unterliegen, muß bei der mathematischen Beschreibung mikrobieller Wachstumsprozesse die Feinstruktur des Bodens berücksichtigt werden. Deshalb wird ausgehend von einem Diffusionsmodell für poröse Medien mit Mikrostruktur ein Modell zum Wasser- und Stofftransport in aggregierten Böden abgeleitet und mit einem Modell zum mikrobiellen Wachstum und Substratverbrauch gekoppelt. Die für einfache Fälle durchgeführten Simulationsexperimente zeigen quantitativ den Einfluß der Bodenstruktur auf den Wasserfluß, die Verteilung von Substrat und das Wachstum von Mikroorganismen in Bodenaggregaten.

Modell-Beschreibung

Die Modellgleichungen für den Wassertransport sind durch die Richards-Gleichung für den Wassergehalt des mobileren Bereichs θ_m , d.h. des Makroporenbereichs zwischen den als kugelförmig angenommenen Bodenaggregaten

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} + \frac{1 - w_m}{w_m} \frac{\partial \bar{\theta}_{im}}{\partial t} = C_m \frac{\partial h_m}{\partial t} + \frac{1 - w_m}{w_m} \frac{\partial \bar{\theta}_{im}}{\partial t} = K_m(h_m) \left(\frac{\partial h_m}{\partial x} - 1 \right) \quad (1)$$

und durch die Richards-Gleichung für den Wassergehalt θ_{im} im mikroporösen Einzelaggregat (Hornung and Showalter 1990) gegeben:

$$\frac{\partial \theta_{im}}{\partial t} = C_{im} \frac{\partial h_{im}}{\partial t} = -\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} [r^2 q_{im}] = -\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} [r^2 (-K_{im} \frac{\partial h_{im}}{\partial r})] \quad (2)$$

wobei die durch die zeitliche Änderung des integralen Wassergehalts $\bar{\theta}_{im}$ im Aggregat gegebenen Senke in Gleichung (1) durch

$$\bar{\theta}_{im}(t, x) = \frac{3}{a^3} \int_0^a \theta_{im}(t, x, r) r^2 dr \quad (3)$$

und durch das Verhältnis von Inter-Aggregatporenvolumen zu Gesamtporenvolumen w_m beschrieben ist.

¹GSF-Institut für Bodenökologie, Neuherberg, D-85764 Oberschleißheim

Gleichungen (1) und (2) sind weiter durch die Annahme der Stetigkeit des Matrixpotentials am Übergang von Makro- und Mikro-Porenbereich durch eine Randbedingung gekoppelt:

$$h_m(t, x) = h_{im}(t, x), \quad r = a \quad (4)$$

Analog erhält man die Gleichungen für den Stofftransport im mobileren Bereich

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta_m c_m) + \frac{1 - \omega_m}{\omega_m} \frac{\partial}{\partial t}(\overline{\theta_{im} c_{im}}) = \frac{\partial}{\partial x} [D_m \theta_m \frac{\partial c_m}{\partial x} - q_m c_m] - \frac{1}{Y} \frac{\partial M}{\partial t} \quad (5)$$

und im Aggregatbereich

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta_{im} c_{im}) = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} [r^2 (D_{im} \theta_{im} \frac{\partial c_{im}}{\partial r} - q_{im} c_{im})] - \frac{1}{Y} \frac{\partial M}{\partial t} \quad (6)$$

mit

$$\overline{\theta_{im} c_{im}}(t, x) = \frac{3}{a^3} \int_0^a \theta_{im}(t, x, r) c_{im}(t, x, r) r^2 dr \quad (7)$$

und einer durch die Wachstumsgleichung

$$\frac{\partial M}{\partial t} = [\mu_{max} \frac{c_m}{c_m + K_{c_m}} - \sigma Y (1 - \frac{M}{M})] M \quad (8)$$

beschriebenen mikrobiellen Stoffaufnahme (Nietfeld et al. 1992).

Die Stofftransportgleichungen (5) und (6) werden analog zu den Wassertransportgleichungen durch eine Stetigkeitsannahme gekoppelt:

$$c_m(t, x) = c_{im}(t, x), \quad r = a \quad (9)$$

Um ein vollständig beschriebenes Anfangs- und Randwertproblem für

$$\theta_m(t, x), \theta_{im}(t, x, r), c_m(t, x), c_{im}(t, x, r) \text{ und } M(t, x, r)$$

zu erhalten sind noch die Anfangs- und Randbedingungen anzugeben: Zum Zeitpunkt $t=0$ gelte:

$$\theta_m = \theta_{m0}, \theta_{im} = \theta_{im0}, c_m = c_{m0}, c_{im} = c_{im0}, M = M_A \quad (10)$$

und folgende Randbedingungen sind für $t \geq 0$ zu erfüllen:

$$K_m \left(\frac{1}{C_m} \frac{\partial \theta_m}{\partial x} - 1 \right) = q_{m0} \text{ für } x = 0 \quad (11)$$

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial x} = 0 \text{ für } x = L \quad (12)$$

$$\frac{\partial \theta_{im}}{\partial r} = 0 \text{ für alle } x \text{ und } r = a \quad (13)$$

$$c_m = c_{in} \text{ für } x = 0 \quad (14)$$

$$\frac{\partial c_m}{\partial x} = 0 \text{ für } x = L \quad (15)$$

$$\frac{\partial c_{im}}{\partial x} = 0 \text{ für alle } x \text{ und } r = 0 \quad (16)$$

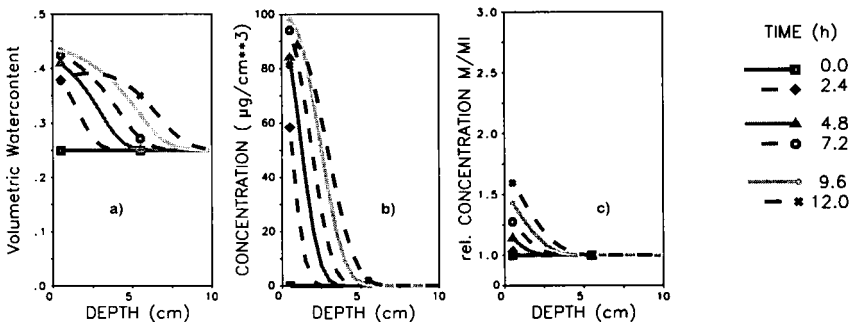
Bezeichnungen : *m* Index für den mobileren Bereich, *im* Index für den immobileren Bereich, *t* Zeit (s), *x* Profiltiefe (cm) orientiert in Richtung der Erdbeschleunigung, *r* Abstand zum Mittelpunkt des Aggregats (cm), *a* Aggregatradius (cm), *L* Profillänge (cm), *c* Substratkonzentration in der Bodenlösung ($mg\ cm^{-3}$), θ volumetrischer Wassergehalt ($cm^3\ cm^{-3}$), *q* Darcy-Fluß ($cm^3\ cm^{-2}\ s^{-1}$), *h* Bodenmatrixpotential (kPa), *K* Wasserleitfähigkeit ($cm^2\ s^{-1}$), *C* Wasserkapazität ($cm^3\ cm^{-3}$), *D* Diffusions- oder Dispersionskoeffizient ($cm^2\ s^{-1}$), *M* mikrobielles Biomasse-C ($mg\ cm^{-3}$), μ_{max} maximale spezifische Wachstumsrate (s^{-1}), σ Erhaltungskoeffizient (s^{-1}), *Y* Ertragskoeffizient ($mg\ mg^{-1}$), *K_C* Michaelis-Menten-Konstante ($mg\ cm^{-3}$), *c_m* Glukosekonzentration im Beregnungswasser ($mg\ cm^{-3}$).

Die eben beschriebenen nichtlinearen partiellen Differentialgleichungen können nur näherungsweise numerisch gelöst werden. Die Gleichungen (1-4) und (5-9) wurden nach dem vollimpliziten finiten Differenzschema diskretisiert und durch Iteration zur Kopplung der Gleichungen des Mikro- und Makro-Porenbereichs gelöst. Dabei wurden die Nichtlinearitäten der Gleichungen mittels Newton-Verfahren behandelt (Hornung und Messing 1984, Molz et al. 1986, Nietfeld et al. 1992).

Simulationsbeispiel

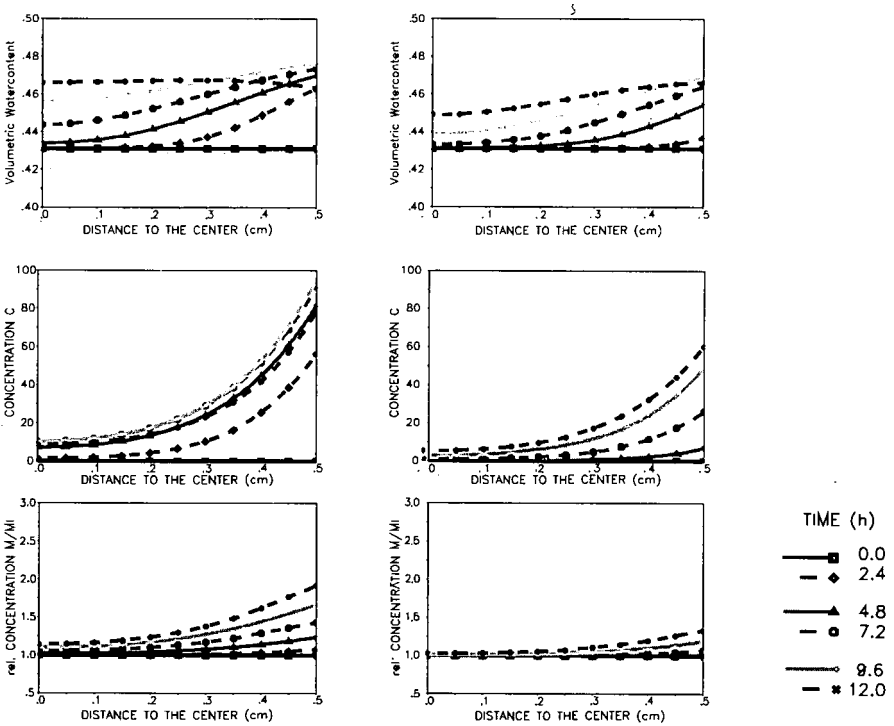
Im folgenden wird die Infiltration bei einer zehnstündigen Gabe von 0,01 prozentiger Glukose-Lösung in eine Bodensäule simuliert und die Wirkung dieser Substratzufuhr auf das mikrobielle Wachstum im aggregierten Boden rechnerisch nachvollzogen. Dabei wurden folgende Eingabewerte für die Parameter der Wachstumskinetik ($\mu_{max} = 0,041\ h^{-1}$, $\sigma = 0,02\ h^{-1}$, $Y = 0,4$, $K_C = 50,0\ \mu g\ g^{-1}$) benutzt (Nietfeld et al. 1992). Zunächst wurde für 10 Stunden eine Infiltrationsrate von $q_{m,0} = 0,5\ cm\ d^{-1}$ eingesetzt, die dann für den Rest des Simulationszeitraums auf ein Zehntel des anfänglichen Werts verringert wurde. Als Anfangswerte wurden $\theta_m = 0,25$, $\theta_{im} = 0,25$, $c_m = c_{im} = 0,0\ \mu g\ cm^{-3}$, und $M_A = 100,0\ \mu g\ cm^{-3}$ angenommen. Die hydraulischen Kurven nach van Genuchten-Mualem sind für den Inter-Aggregatbereich durch $K_{sat} = 10,0\ cm\ d^{-1}$, $\alpha = 0,1$ und $n = 2,5$, für den Intra-Aggregatbereich durch $K_{sat} = 0,01\ cm\ d^{-1}$, $\alpha = 0,05$ und $n = 1,5$ gegeben. Der Wert für den Diffusionskoeffizienten von Glukose in freier Lösung D_m ist $6,73\ 10^{-5}\ cm^2\ s^{-1}$ und unter Berücksichtigung der Tortuosität im mikroporösen Aggregat wurde $D_{im} = 1,0\ 10^{-6}\ cm^2\ s^{-1}$ gesetzt.

Abbildung 1 a-c: Wasserfluß, Stofftransport und mikrobielle Biomasse in einer Schüttung von kugelförmigen Bodenaggregaten ($\varnothing\ 1,0\ cm$)



Die Abbildungen 1 a-c zeigen wie Wasser und Glukose-Lösung durch das Bodenprofil sickern, und mikrobielles Wachstum induzieren. Beim Vergleich von Aggregaten in unterschiedlicher Tiefe der Bodensäule (0,5 cm und 2,5 cm) zeigt sich die Ausprägung stärkerer von außen nach innen abnehmender Gradienten.

Abbildung 2 a-f: Wasserfluß, Stofftransport und mikrobielle Biomasse in kugelförmigen Bodenaggregaten ($\varnothing 1,0\text{ cm}$) unterschiedlicher Tiefe (0,5 cm: a-c, 2,5 cm: d-f)



Literatur

Hornung, U. und Messing, W., 1984. Poröse Medien - Methoden und Simulation, Verlag Beiträge zur Hydrologie, Kirchzarten.

Hornung, U. and Showalter, R. E., 1990. Diffusion models for fractured media. J. Math. Anal. Appl., 147: 69-80.

Molz, F. J., Widdowson, L. D. and Benefield, L. D., 1986. Simulation of growth dynamics coupled to nutrient and oxygen transport in porous media. Water Resour. Res., 22: 1207-1216.

Nietfeld, H., Priesack, E. and Beese, F., 1992. A model of solute transport and microbial growth in aggregates. Modelling Geo-Biosphere Processes, 1: 1-12.

Piezometer-Permeameter: Punktsonde zur Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit im nahe gesättigten Bereich

von

Punzel, J., R. Plagge und M. Renger

1. Einleitung

Zur Beschreibung des Wasser- und Stofftransportes in räumlich heterogenen Böden werden zunehmend Simulationsmodelle eingesetzt.

Die Gültigkeit der Ergebnisse dieser Modellierung wird maßgeblich durch die Genauigkeit der Eingangsparameter zur Kennzeichnung der betrachteten Böden bestimmt.

Der hydraulischen Leitfähigkeit im nahe gesättigten Bereich kommt dabei eine zentrale Bedeutung zu. Für diesen Bereich der Wasserspannung existieren jedoch nur wenige Meßmethoden, die für eine routinemäßige Ermittlung der Leitfähigkeitsfunktion geeignet erscheinen.

Ziel der Entwicklung war eine **Bodensonde für eine aufschlußlose Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit im nahe gesättigten Bereich.**

2. Grundlagen

Die hydraulische Leitfähigkeit als Funktion der Wasserspannung kann aus einer Serie stationärer, radialsymmetrischer Infiltrationsflüsse aus einer kugelförmigen Quellfläche bestimmt werden.

Für diese Strömungsform kann die DARCY-Gleichung unabhängig vom Typ der Funktion $k(h)$ gelöst werden und liefert

$$k(h_a) = \frac{1}{4\pi a} \cdot \frac{dQ}{dh_a} \quad h(\infty) = \text{const.} \quad (1)$$

Q stationäre Infiltrationsflußrate der Quelle

h_a Wasserspannung auf einer Kugelfläche mit dem Radius a um das Quellzentrum

Der entsprechende Infiltrationsversuch erfordert eine Serie vorgegebener konstanter Infiltrationsstufen und die Beobachtung der jeweiligen Wasserspannung h_a beim Erreichen stationärer Fließbedingungen.

Der Einfluß der Gravitation deformiert das radialsymmetrische Strömungsfeld.

Für eine Tensiometerposition auf der z -Achse unterhalb der Infiltrationsquelle verschwindet der Einfluß der Gravitation in der Gleichung zur Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit.

Für diese Anordnung gilt die angegebene Beziehung auch unter Einfluß der Gravitation. (RAATS u. GARDNER 1971; DIRKSEN 1973)

3. Aufbau der PIEZOMETER-PERMEAMETER SONDE

Die Bodensonde für das radialsymmetrische Strömungsfeld besteht aus einem Sondenteil mit einem Tensiometer (bzw. Piezometer) und einer Infiltrationsquelle (Permeameter) im Abstand a an der Sondenspitze, sowie einem Infiltrationszusatz zur Generierung und Messung der Flußrate der Infiltrationsquelle (Abb. 1).

Sondenspitze

An einem Sondenrohr ($d = 14 \text{ mm}$) sind hinter einer Kegelspitze der Keramikkörper eines Tensiometers und nach einem Zwischenstück der offene porige Filterkörper der Infiltrationsquelle angebracht.

Der Infiltrationsfluß wird direkt durch das Sondenrohr geführt. Das Tensiometer ist über ein im Sondenrohr verlaufendes Tensiometerrohr mit dem Sondenkopf verbunden. Die Länge von Tensiometer- und Sondenrohr können entsprechend der gewünschten Meßtiefe gewählt und gewechselt werden.

Sondenkopf

Das Tensiometerrohr wird durch ein Verbindungsstück im Sondenkopf zu einem Drucksensor und der Infiltrationsfluß in das Sondenrohr durch ein Drosselventil geführt.

Infiltrationsvorrichtung

Der Infiltrationsfluß zum Drosselventil wird aus einem Mariotteschen Gefäß mit konstantem Überstau gespeist.

Zur Bestimmung der Infiltrationsflußrate kann der Wasserstrom aus einer Meßkapillare entnommen werden. Die Umschaltung erfolgt über einen Dreivegehahn.

4. Prinzip der Messung

Vor dem Setzen der PIEZOMETER-PERMEAMETER SONDE wird bei geschlossenem Drosselventil aus der zuvor vollständig gefüllten Infiltrationsquelle Wasser abgesaugt bis zum Erreichen des Lufteintrittspunktes des offenen Filterkörpers (ca. 5 hPa).

Eine weitere Entleerung des Sondenrohres wird durch eine Luftfalle hinter dem Filterkörper verhindert, die durch ein aufwärts gerichtetes Teilstück des Infiltrationskanals realisiert ist.

Am Drosselventil wirkt auf der SONDENSEITE der Unterdruck der hängenden Wassersäule Drosselventil-Luftfalle und auf der GEGENSEITE der Überdruck Drosselventil-Infiltrationsvorrichtung. Diese Druckdifferenz bleibt bis zu einem Wasserstau hinter dem Filterkörper der Infiltrationsquelle konstant. Die Infiltrationsrate wird dabei nur durch die Öffnung des Drosselventils bestimmt.

Nach Einstich der Sonde in den zu untersuchenden Boden stellt sich das Tensiometer auf die Ausgangswasserspannung $h(\infty)$ des Bodens ein.

Die Infiltrationsquelle liefert keinen Wasserstrom.

Nach dieser Gleichgewichtseinstellung des Tensiometers wird das Drosselventil stufenweise geöffnet und der Druckanstieg am Tensiometer registriert.

Nach Erreichen der jeweiligen stationären Wasserspannung wird für jede Stufe die entsprechende Infiltrationsflußrate mit den Meßkapillaren der Infiltrationsvorrichtung ermittelt.

Die Serie der stationären Wasserspannungen mit den entsprechenden Infiltrationsflußraten bildet den Funktionsverlauf $Q(h_s)$ zur Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit nach der angegebenen Formel.

In Abb. 2 wird die Funktion der Piezometer-Permeameter Sonde an einem Einsatzbeispiel demonstriert.

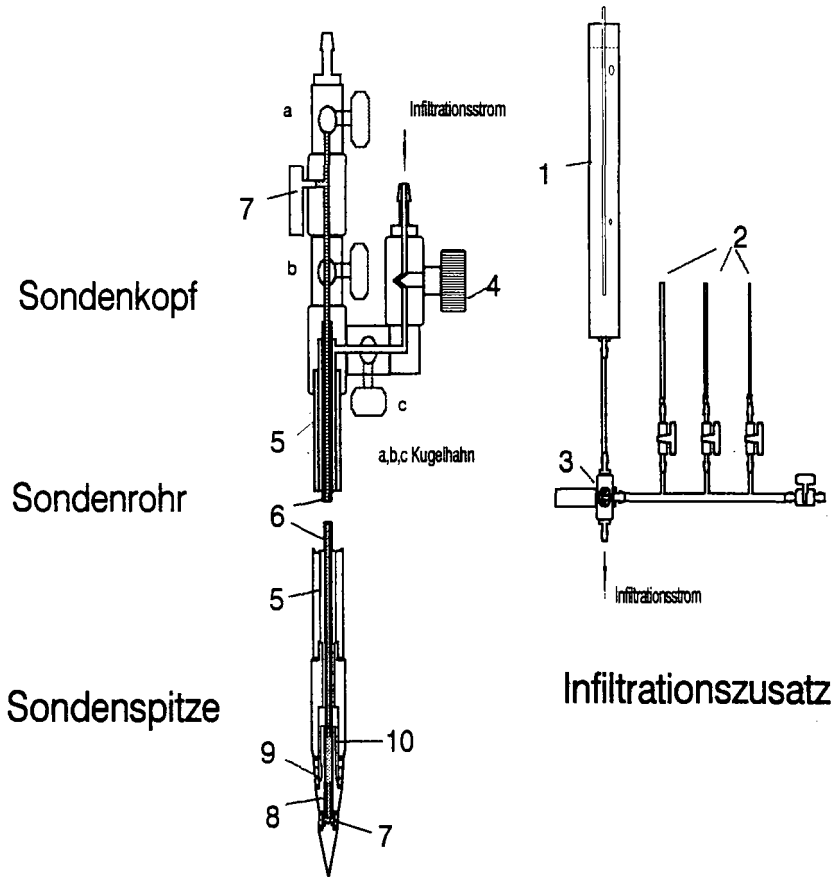
5. Zusammenfassung

Vorgestellt wird eine Piezometer-Permeameter Sonde zur Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit mit den Eigenschaften:

- Meßprinzip auf der Basis einer exakten Lösung der DARCY-Gleichung
- keine Anforderungen an spezielle Randbedingungen
- aufschlußlose Feldmethode mit minimaler Störung des untersuchten Bodenvolumens
- hohe räumliche Auflösung (< 10 cm)
- Meßbereich von 0.....ca. 150 hPa. Der Meßbereich wird je nach Bodenart durch die stationäre Wasserspannung bei der kleinsten sicher meßbaren Infiltrationsflußrate von ca. $2 \cdot 10^{-4}$ ml/s bestimmt.
- Meßzeit zur Bestimmung der $k(h)$ -Funktion im angegebenen Wasserspannungsbereich ca. 4 h
- simultaner Betrieb mehrerer Sonden mit gemeinsamen Datenlogger möglich

Literatur

- RAATS, P. A. C. and W. R. GARDNER, 1971, Comparison of empirical relationships between pressure head and hydraulic conductivity and some observations on radially symmetric flow. Water Resour. Res. 7: 921-928
- DIRKSEN, C., 1973, Measurement of hydraulic conductivity by means of steady, spherically symmetric flows. Soil Sci.Soc.Amer.Proc., Vol. 38: 3-8



Sondenkopf

Sondenrohr

Sondenspitze

Infiltrationszusatz

Abb. 1
Piezometer-Permeameter Sonde

- 1 Mariotte'sches Gefäß
- 2 Meßkapillaren
- 3 Dreiwegehahn
- 4 Drosselventil
- 5 Sondenrohr

- 6 Tensiometerrohr
- 7 Tensiometer
- 8 Zwischenstück
- 9 Infiltrationsquelle
- 10 Luftfalle

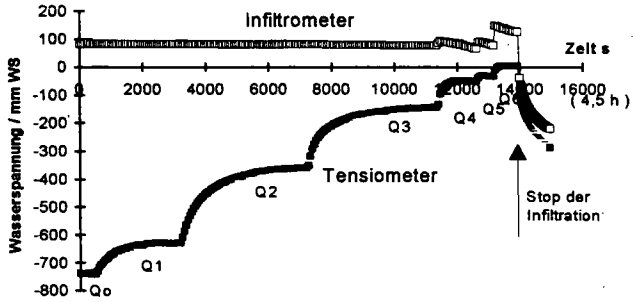


Abb. 2a: Druckverlauf am Tensiometer und in der Infiltrationsquelle während einer Befeuchtungsphase mit 6 Infiltrationsstufen (Q1-Q6)
Standort Grunewald, Rostbraunerde, Horizont Bsv (35 cm u. GOK)

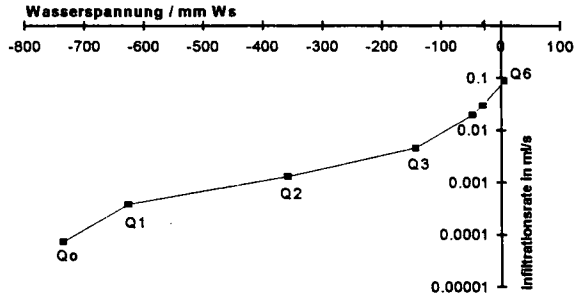


Abb. 2b: Stationäre Wasserspannungen aus Abb. 2a als Funktion der Infiltrationsraten

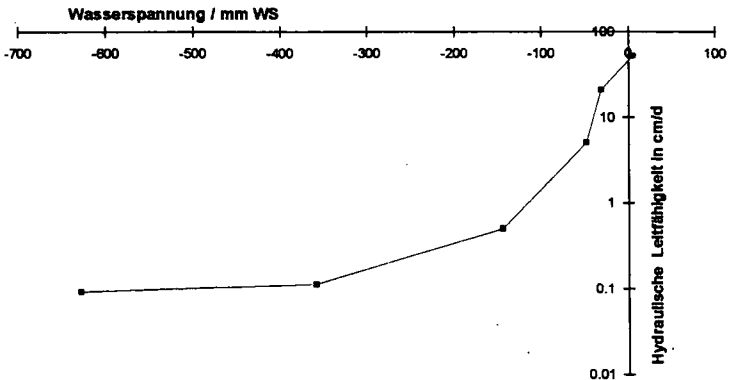


Abb. 2c: Hydraulische Leitfähigkeit als Funktion der Wasserspannung nach Gleichung 1
($a = 2,1 \text{ cm}$)

Numerische Simulation des Stofftransportes in porösen, zweidimensionalen, makroskopisch homogenen, Miller-ähnlichen Medien

von

Roth, K. und K. Hammel¹

Wasserfluss und Stofftransport in einem zweidimensionalen künstlichen Medium werden numerisch simuliert. Für ein einfaches Experiment—stationärer Wasserfluss mit Grundwasserspiegel—werden die effektiven Parameter eines äquivalenten eindimensionalen Modells berechnet.

EINLEITUNG

Fluss und Transport in Böden ist ein dreidimensionales Phänomen, welches durch die heterogene Struktur der Bodenmatrix bestimmt ist. Diese triviale Feststellung ist in theoretischen Modellen zwar zumindest formal berücksichtigt, doch werden analytische und numerische Lösungen fast ausschliesslich für eindimensionale, oder quasi-eindimensionale, und homogene Systeme verwendet. Diese Diskrepanz entsteht dadurch, dass die Materialfunktionen, welche für die Lösung des Fluss- und des Transportproblems benötigt werden, nur sehr schwierig zu messen sind. Damit ist eine hinreichende Auflösung der Struktur praktisch unmöglich. Dies führt dazu, dass in den Modellen *ad hoc* Konstruktionen eingeführt werden um sie in Übereinstimmung mit experimentellen Ergebnissen zu bringen. Beispiele hierfür sind das mobil-immobil Konzept [Coats and Smith, 1964], die skalenabhängige Dispersion [Gelhar, 1986], die skalenabhängige Retardation adsorbierender Stoffe [Roberts et al., 1986] oder flusslimitierte Austauschprozesse [Brusseau et al., 1989; Roth and Jury, 1993]. Allen diesen Konstruktionen ist gemeinsam, dass sie zwar beobachtbare Phänomene wiedergeben, dass die benötigten Parameter aber nicht messbar sind und bei genauerer Betrachtung das Konzept als solches verschwimmt. Damit ist der Weg zu einem prognostischen Modell—dem Ziel der meisten Modellentwicklungen—prinzipiell verbaut.

In dieser Arbeit benutzen wir numerische Simulationen zur Erkundung von Zusammenhängen zwischen Transport in mehrdimensionalen, heterogenen Strukturen und in äquivalenten eindimensionalen, homogenen Medien. Ähnliche Wege wurden bereits von Russo [1993] und von Tseng and Jury [1994] beschritten. Aufgrund beschränkter Rechenkapazität betrachten wir nur zweidimensionale Medien. Man kann zeigen, dass zwar eindimensionaler Fluss prinzipiell verschieden ist von dreidimensionalem, dass aber der Unterschied zwischen zwei und drei Dimensionen lediglich quantitativer Art ist [Dagan, 1989, s. 245].

METHODEN

Dynamik des Flussproblems Wir betrachten den langsamen Fluss von Wasser durch ein starres, heterogenes, isotropes Medium und nehmen an, dass die Bewegung der Luft vernachlässigbar ist. Die Dynamik dieses Systems ergibt sich aus der Massenerhaltung für das Wasser, dem Buckingham-Darcy Gesetz für den Volumenfluss und Materialbeschreibungen für die potentielle Energie ψ_w des Bodenwassers, die Bodenwassercharakteristik $\psi_m(\theta)$ und die hydraulische Leitfähigkeit $K(\theta)$. Diese drei Komponenten werden üblicherweise in der Richards Gleichung

$$C(\psi_m; \mathbf{x}) \partial_t \psi_m - \nabla \cdot [K(\psi_m; \mathbf{x}) [\nabla \psi_m + \rho_w g \hat{\mathbf{z}}]] = 0 \tag{1}$$

¹Universität Hohenheim (310), Fachgebiet Bodenphysik, 70593 Stuttgart
(kurt@mephisto.bodenkunde.uni-hohenheim.de)

kombiniert. Dabei bezeichnet x den Ort, \hat{z} den Einheitsvektor in die nach oben zeigende z -Richtung, ρ_w die Dichte des Wasser, g die Erdbeschleunigung und $C(\psi_m)$ die Bodenwasserkapazität. Für (1) wurde $\psi_w = \psi_m + \rho_w g z$ angenommen. Die Lösung von (1), mit entsprechenden Anfangs- und Randbedingungen, liefert den Wassergehalt θ und den Wasserfluss j_w als Funktion von Raum und Zeit. Zur Lösung der Gleichung verwenden wir das Programm SWMS-2D von Simunek et al. [1994].

Dynamik des Transportproblems Wir betrachten die Verlagerung eines Wassertracers. Die Dynamik des Prozesses ergibt sich wiederum aus der Massenerhaltung des Tracers, einem Gesetz für den Massenfluss—wir nehmen an, dass dieser auf der mikroskopischen Skala konvektiv-dispersiv ist—und Materialbeschreibungen für die Porenwassergeschwindigkeit $V(\theta, j_w)$ und den effektiven subskaligen Dispersionskoeffizienten $D_e(\theta, j_w)$. Zusammenfassen dieser drei Komponenten liefert die Konvektions-Dispersions Gleichung

$$\partial_t[\theta C_w^r] + \nabla \cdot [V(\theta, j_w; x)\theta C_w^r - D_e(\theta, j_w; x)\nabla C_w^r] = 0, \quad (2)$$

wobei C_w^r die volumengemittelte Konzentration im Bodenwasser ist. Die Lösung von (2) mit den zugehörigen Anfangs- und Randbedingungen liefert die Konzentration C_w^r als Funktion von Raum und Zeit. Da wir Lösungen von (2) auch für sehr kleine Werte von D_e , und damit für sehr grosse Pecletzahlen, berechnen wollen, wird zur Simulation des konvektiven Anteils ein "particle-tracking" Algorithmus verwendet und für die subskalige Dispersion ein "random-walk" [Roth et al., 1990].

Heterogenes Medium Wir verwenden ein makroskopisch homogenes Miller-ähnliches Medium. Die hydraulischen Eigenschaften an einer beliebigen Stelle dieses selbstähnlichen Mediums sind durch eine charakteristische Länge χ bestimmt [Miller and Miller, 1956]. Zwischen einem Referenzpunkt—beschrieben durch die charakteristische Länge χ^* , die Bodenwassercharakteristik $\psi_m^*(\theta)$ und die hydraulische Leitfähigkeit $K^*(\theta)$ —und einem beliebigen anderen Punkt mit der charakteristische Länge χ gelten die Beziehungen [Sposito and Jury, 1990]

$$\chi\psi_m(\theta) = \chi^*\psi_m^*(\theta), \quad K(\theta)/\chi^2 = K^*(\theta)/\chi^{*2} \quad (3)$$

Damit reduziert sich die Erzeugung des heterogenen Mediums darauf, χ an jeder Stelle des Raumes vorzugeben und den Referenzzustand $\{\chi^*, \psi_m^*(\theta), K^*(\theta)\}$ zu definieren. Die charakteristische Länge χ wird durch eine lognormale Verteilung mit $\sigma_{\log\chi}^2 = 0.25$ und $\langle\chi\rangle = \exp(-\sigma_{\log\chi}^2/2)$ gegeben. Die räumliche Struktur von $\log(\chi)$ wird durch die Realisierung einer isotropen, schwach stationären Zufallsfunktion mit Korrelationslänge $\lambda = 0.1$ m beschrieben [Roth, 1994]. Der Referenzzustand ist durch $\chi^* = 1$ und die Parameter $\theta_r = 0$, $\theta_s = 0.4$, $\alpha = 4 \text{ m}^{-1}$, $n = 2$ und $K_s^* = 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ der Mualem-van Genuchten Parametrisierung bestimmt [van Genuchten, 1980].

Als Materialbeschreibung des Mediums in Bezug auf Transport wird angenommen, dass $V = j_w/\theta$ und dass $D_e = 10^{-11} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Dieser Dispersionskoeffizient entspricht der molekularen Diffusion von Chloridionen im Bodenwasser.

SIMULATIONEN

Wir betrachten ein Gebiet mit 5 m horizontaler und 6.25 m vertikaler Ausdehnung. Der stationäre Wasserfluss wird durch einen gleichförmigen Wasserfluss durch den oberen Rand und einen konstanten Wasserspiegel am unteren Rand bestimmt. Die vertikalen Ränder sind undurchlässig. Für das Flussproblem wird das Gebiet mit einer Gitterkonstante von 0.025 m diskretisiert. Beim Transportproblem werden 2^{19} Partikel verwendet, die zur Zeit $t = 0$ gleichmässig über den oberen Rand zwischen $x = 0.5$ m und $x = 4.5$ m verteilt sind. Der untere Rand ist für Partikel adsorbierend, die übrigen Ränder sind reflektierend.

Für diese Arbeit wurden die Ergebnisse von Simulationen für zwei Kovarianzmodelle—Gauss und exponentiell—und unterschiedliche Randflüsse— $\log_{10}(j_w^0/K_s^*) \in \{-1, -2, -3, -4\}$ —verwendet.

Fluss Beim höchsten Fluss, $j_w^0 = 10^{-1} K_s^*$, ist der grösste Teil des Gebietes nahe Wassersättigung mit ψ_m zwischen -0.15 und -0.12 m (Abb. 1). Als Folge der heterogenen Struktur variiert θ allerdings recht stark zwischen etwa 0.2 und 0.4. Die Flussdichte $|j_w|$ ist nahezu strukturlos und variiert in engen Grenzen.

Beim geringsten Fluss, $j_w^0 = 10^{-4} K_s^*$, ist bei $\psi_m < -1$ m der grösste Teil des Gebietes recht trocken mit $\theta < 0.1$ (Abb. 2). Trotzdem gibt es noch Stellen weit oberhalb des Grundwasserspiegels mit

$\theta > 0.25$. Die Flussdichte $|j_w|$ zeigt nun eine ausgeprägte netzartige Struktur, welche sich erst in der Nähe des Grundwasserspiegels auflöst.

Wir bemerken abschliessend, dass die Korrelationsstrukturen von θ , ψ_m und $|j_w|$ vollständig unterschiedlich sind.

Transport Sowohl beim höchsten als auch beim tiefsten Fluss sind die Partikelverteilungen charakterisiert durch eine horizontale Umverteilung (vgl. vertikal gemittelte Verteilungen in Abb. 3) und durch eine globale Dispersion, die sehr viel grösser ist als die lokale (vgl. horizontal gemittelte Verteilungen). Beide Phänomene wurden auch experimentell beobachtet [Butters and Jury, 1989; Roth et al., 1991]. Durch die viel längere Transportzeit trägt die subskalige Dispersion beim kleinen Fluss stärker zur Partikelverteilung bei als beim grossen.

ANALYSE

Aus der Statistik der Aufenthaltswahrscheinlichkeiten der Partikel lassen sich effektive Parameter für ein äquivalentes eindimensionales Modell berechnen. Wir definieren insbesondere die Grössen [Jury and Roth, 1990]

$$V(\bar{z}) := \langle z \rangle / t, \quad D_\ell(\bar{z}) := \text{var}(z(t)) / [2t] \quad \text{und} \quad D_t(\bar{z}) := \text{var}(x(t) - x_0) / [2t], \quad (4)$$

wobei $\langle \cdot \rangle$ der Erwartungswert ist, $\bar{z} := \langle z(t) \rangle$ und $x_0 = x(0)$. Von diesen drei Grössen werden der mittlere Wassergehalt $\bar{\theta}$ sowie die longitudinale und die transversale Dispersivität, λ_ℓ und λ_t , abgeleitet (Abb. 4). In einem makroskopisch homogenen Medium, wie es das hier betrachtete Gebiet in hinreichender Entfernung vom Grundwasser ist, werden diese drei Parameter meist als konstant angenommen. Unsere Simulationen zeigen, dass diese Annahmen nicht zutreffen und dass insbesondere die Dispersivitäten von der Transportdistanz, aber auch vom Wasserfluss abhängen. Dagegen hat das Kovarianzmodell einen untergeordneten Einfluss. Die hier gezeigten Simulationen lassen keine Aussage über die Länge der Transportstrecke zu, welche das Erreichen des asymptotischen Zustandes—wo $\bar{\theta}$, λ_ℓ und λ_t tatsächlich konstant sind—garantiert. Immerhin lässt sich abschätzen, dass diese für $\bar{\theta}$ etwa 5λ beträgt und für die Dispersivitäten mindestens 20λ , wobei λ die Korrelationslänge der heterogenen Struktur ist.

Referenzen

Wir haben die Abbildungen als wichtiger eingestuft als die Liste der Referenzen, geben diese aber auf Anfrage gerne ab.

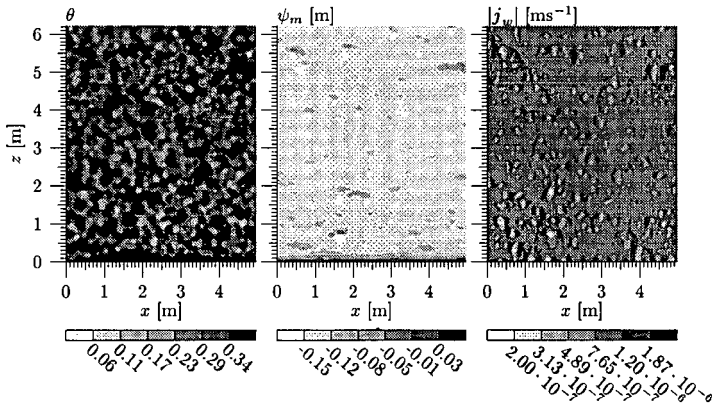


Abbildung 1: Wassergehalt, Matrixpotential und Wasserflussdichte in einem durch den Randfluss $j_w^0/K_s^* = 10^{-1}$ erzeugten stationären Fließfeld. In der Tiefe $z = 0$ befindet sich der Wasserspiegel.

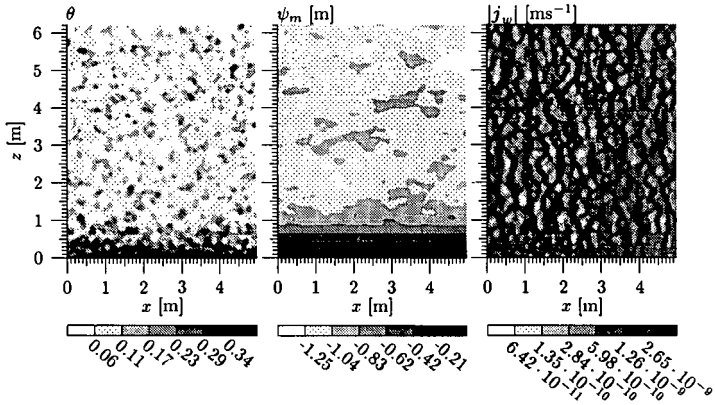


Abbildung 2: Wie Abbildung 1 aber für $j_w^0/K_s^* = 10^{-4}$.

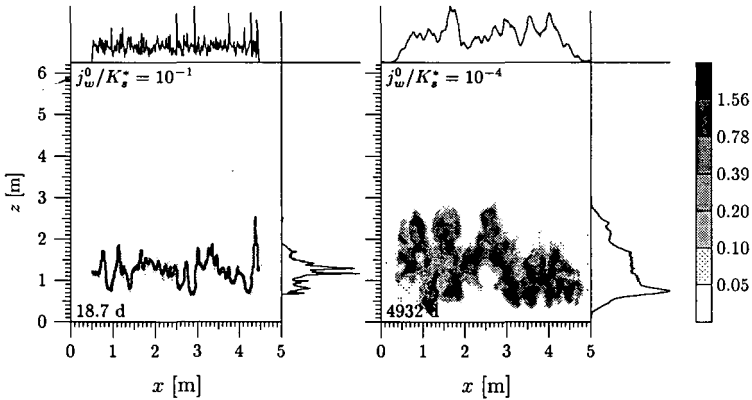


Abbildung 3: Aufenthaltswahrscheinlichkeit der Partikel im Gebiet (Grauwerte) sowie horizontal und vertikal gemittelte Positionen (Linien) nachdem der Schwerpunkt die Tiefe $z = 1.25$ m erreicht hat. Die linke Darstellung ist für einen grossen Fluss, die rechte für einen kleinen. Die Transportzeiten sind jeweils in der linken unteren Ecke hingeschrieben.

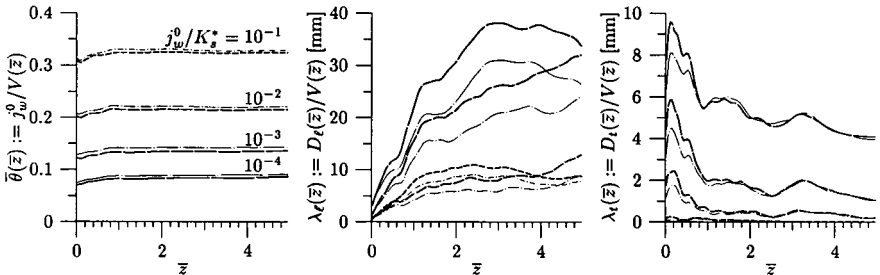


Abbildung 4: Effektive Parameter des äquivalenten eindimensionalen Modells als Funktion der Transporttiefe \bar{z} für eine Gauss'sche (dicke Linie) und eine exponentielle Kovarianzfunktion (dünne Linie) und für unterschiedliche Flüsse. Die Grössen $V(\bar{z})$, $D_l(\bar{z})$ und $D_s(\bar{z})$ wurden aus Erwartungswert und Varianz der Aufenthaltswahrscheinlichkeit der transportierten Partikel berechnet.

Erzeugung von Realisierungen schwach stationärer Zufallsfunktionen

von

Roth, K.¹

Mit Hilfe der schnellen Fouriertransformation (FFT) werden Realisierungen einer schwach stationären, ergodischen Zufallsfunktion $F(x; \Omega)$ mit Erwartungswert 0 erzeugt, welche einer gegebenen Autokovarianzfunktion $C(x)$ genügen. Hierfür wird aus $C(x)$ mit Hilfe des Wiener-Khinchin Theorems das Amplitudenspektrum von $F(x; \Omega)$ berechnet. Durch Diskretisierung und zufällige Wahl der Phasen wird daraus eine Realisierung von $F(x; \Omega)$ im Fourierraum erzeugt, die schliesslich mit Hilfe der FFT in den normalen Raum zurücktransformiert wird.

EINLEITUNG

Als Grundlage für die Simulation von Transportprozessen in makroskopisch homogenen, aber mikroskopisch heterogenen Medien werden Realisierungen von Zufallsfunktionen benötigt, die vorgegebene statistische Eigenschaften aufweisen. Für die Erzeugung solcher Funktionen werden meist turning bands eingesetzt [Mantoglou and Wilson, 1982]. Diese Methode ist allerdings rechenintensiv und die Qualität der erzeugten Realisierungen hängt sensitiv von der Wahl der Parameter ab. Seit kurzem werden daher spektrale Methoden verwendet [Robin et al., 1993], welche die Effizienz der schnellen Fouriertransformation nutzen. Diese Methoden bieten den zusätzlichen Vorteil, dass Realisierungen erzeugt werden können, welche dieselbe Grobstruktur haben, aber unterschiedliche Autokovarianzfunktionen. Im folgenden wird diese Methode skizziert und für einige Beispiele illustriert.

WERKZEUGE

Um die mathematische Notation einfach zu halten, wird lediglich der eindimensionale Fall formuliert. Der mehrdimensionale Fall ist analog. Die Werkzeuge werden zudem nur für eine kleine Klasse von Funktionen benötigt: für reelle Funktionen $f(x)$, die mit $x \rightarrow \infty$ schnell gegen 0 gehen.

Fouriertransformation

Für diese Funktionen ist die Fouriertransformation definiert als

$$\mathcal{F}[f(x)] = \tilde{f}(\nu) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \exp(2\pi i x \nu) dx \quad (1)$$

und ihre Inverse als

$$\mathcal{F}^{-1}[\tilde{f}(\nu)] = f(x) = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{f}(\nu) \exp(-2\pi i x \nu) d\nu, \quad (2)$$

wobei die Frequenz ν die zu x konjugierte Variable ist und i die imaginäre Einheit [Press et al., 1992]. Wenn x eine Raumkoordinate ist, wird ν oft als Raumfrequenz bezeichnet.

Sei $f_k = f(x_k)$ eine Abtastung der Funktion $f(x)$ im Intervall $[0, L]$ an den äquidistanten Stellen $x_k = Lk/N$ mit $k = 0, 1, \dots, N - 1$, d.h., die kontinuierliche Funktion $f(x)$ wird durch die N Zahlen f_k ersetzt. Die höchste Frequenz, die damit dargestellt werden kann ist

$$\nu_c = \frac{N}{2L}, \quad (3)$$

¹Universität Hohenheim (310), Fachgebiet Bodenphysik, 70593 Stuttgart
(kurt@mephisto.bodenkunde.uni-hohenheim.de)

die Nyquist-Frequenz. Im Fourierraum ist die so abgetastete Funktion für die Frequenzen

$$\nu_n = \frac{n}{L}; \quad n = -\frac{N}{2}, -\frac{N-2}{2}, \dots, 0, \dots, \frac{N}{2} \quad (4)$$

darstellbar und man findet für (1)-(2) die Näherung (*diskrete Fouriertransformation*)

$$\tilde{f}_n = \tilde{f}(\nu_n) \approx \frac{L}{N} \sum_{k=0}^{N-1} f_k \exp\left(2\pi i \frac{kn}{N}\right), \quad f_k = f(x_k) \approx \frac{1}{L} \sum_{n=0}^{N-1} \tilde{f}_n \exp\left(-2\pi i \frac{kn}{N}\right). \quad (5)$$

Charakterisierung von Zufallsfunktionen

$F(x; \Omega)$ wird als *schwach stationär* bezeichnet, wenn Erwartungswert und Varianz existieren und von x unabhängig sind; sie ist *ergodisch*, wenn ihre Statistik aus einer beliebigen Realisierung $f(x)$ durch geeignete Mittelung über x berechnet werden kann [Papoulis, 1984].

Sei $f(x)$ eine Realisierung einer schwach stationären, ergodischen Zufallsfunktion $F(x; \Omega)$ mit Erwartungswert 0. Ihre *Autokovarianzfunktion* $C(x)$ ist definiert als

$$C(x) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\xi) f(x - \xi) d\xi \quad (6)$$

und ihr *Spektrum* als

$$S(\nu) := \tilde{f}(\nu) \tilde{f}^*(\nu) = |\tilde{f}(\nu)|^2, \quad (7)$$

wobei * konjugiert komplex heisst. Das Spektrum kann als Energiedichte des Signals $f(x)$ im Frequenzraum interpretiert werden. Die (*makroskopische*) *Korrelationslänge* ist definiert als

$$\lambda := \frac{1}{\sigma^2} \int_0^{\infty} C(x) dx, \quad (8)$$

wobei $\sigma^2 = C(0)$ die Varianz der Zufallsfunktion ist. Die Korrelationslänge kann als grobes Mass für die Ausdehnung von Strukturen der Funktion $f(x)$ verwendet werden.

Wiener-Khinchin Theorem

Zwischen Spektrum und Autokovarianzfunktion gilt die Beziehung [van Kampen, 1981]

$$S(\nu) = \mathcal{F}[C(x)]. \quad (9)$$

Erzeugung von Realisierungen

Aus (7) erhält man eine Realisierung $f(x)$ der Zufallsfunktion $F(x; \Omega)$ im Fourierraum, wenn der Amplitude $\tilde{f}_r(\nu) = \sqrt{S(\nu)}$ eine zufällige Phase $\varphi(\nu)$ zugeordnet wird,

$$\tilde{f}(\nu) = \sqrt{S(\nu)} \exp(i\varphi(\nu)), \quad (10)$$

wobei die Phasen für unterschiedliche Frequenzen nicht korreliert sind. Mit dem Wiener-Khinchin Theorem ergibt sich dann an den diskreten Stellen (4)

$$\tilde{f}_n = \tilde{f}(\nu_n) = \sqrt{\mathcal{F}[C(x)]} \exp(i\Omega), \quad (11)$$

wobei $\Omega \in [0, 2\pi]$ eine gleichverteilte Zufallsvariable ist. Diese Realisierung kann mit (5) in den normalen Raum zurücktransformiert werden.

Aus der Definition (5) der diskreten Fouriertransformation wird klar, dass die Realisierung dadurch erzeugt wird, dass N periodische Funktionen mit Frequenzen (4) überlagert werden, wobei die Amplituden durch die Autokovarianzfunktion $C(x)$ bestimmt werden und die Phasen zufällig sind.

BEISPIELE VON AUTOKOVARIANZFUNKTIONEN, ZUGEHÖRIGEN SPEKTREN UND REALISIERUNGEN

Autokovarianzfunktionen werden gegeben durch die Varianz σ^2 , die Korrelationslänge λ und die funktionale Form. Hier werden vier Beispiele von Formen—Gauss, Lorentz, exponentiell, von Karmàn—verwendet, welche zu Realisierungen mit abnehmender Regularität führen. Die zugehörigen Spektren können nur für die Gaussfunktion auch im mehrdimensionalen Fall geschlossen angegeben werden. Für die andern Beispiele werden sie numerisch berechnet.

Gauss
$$\frac{C(x)}{\sigma^2} = \exp\left(-\frac{\pi}{4} \left[\frac{x}{\lambda}\right]^2\right) \quad \xleftrightarrow{\mathcal{F}} \quad \frac{S(\nu)}{2\sigma^2\lambda} = \exp(-4\pi[\lambda\nu]^2) \quad (12)$$

Realisierungen sind beliebig oft stetig differenzierbar.

Lorentz
$$\frac{C(x)}{\sigma^2} = \left[1 + \frac{\pi^2}{4} \left[\frac{x}{\lambda}\right]^2\right]^{-1} \quad \xleftrightarrow{\mathcal{F}} \quad \frac{S(\nu)}{2\sigma^2\lambda} = \exp(-4\lambda\nu) \quad (13)$$

Realisierungen sind beliebig oft stetig differenzierbar, aber mit stärker ausgeprägten kleinräumigen Strukturen als bei Gaussfunktion.

Exponentiell
$$\frac{C(x)}{\sigma^2} = \exp\left(-\left|\frac{x}{\lambda}\right|\right) \quad \xleftrightarrow{\mathcal{F}} \quad \frac{S(\nu)}{2\sigma^2\lambda} = \frac{1}{1 + [2\pi\lambda\nu]^2} \quad (14)$$

Realisierungen sind überall stetig aber nirgends differenzierbar.

Von Karmàn
$$\frac{C(x)}{\sigma^2} = \frac{2}{\pi} K_0\left(\left|\frac{x}{\lambda}\right|\right) \quad \xleftrightarrow{\mathcal{F}} \quad \frac{S(\nu)}{2\sigma^2\lambda} = \frac{1}{\sqrt{1 + [2\pi\lambda\nu]^2}} \quad (15)$$

wobei K_0 die modifizierte Besselfunktion der Ordnung 0 ist [Abramowitz and Stegun, 1970]. $C(x)$ is singularär an der Stelle 0. Damit kann σ^2 nicht als Varianz interpretiert werden, die auch tatsächlich nicht mehr existiert. Die Realisierungen sind nirgends stetig.

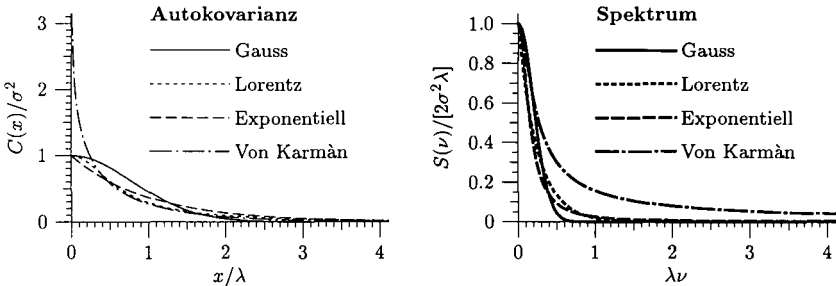


Abbildung 1: Autokovarianzfunktionen und dazugehörige Spektren.

Referenzen

Abramowitz, M. and I. A. Stegun, 1970: *Handbook of Mathematical Functions*, Dover Publishing Co., New York.
 Mantoglou, A. and J. L. Wilson, 1982: The turning bands method for simulation of random fields: Using line generation by spectral method, *Water Resour. Res.*, **15**, 1379-1394.
 Papoulis, A., 1984: *Probability, Random Variables and Stochastic Processes*, McGraw-Hill Book Company, Auckland, second edition.
 Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling and B. P. Flannery, 1992: *Numerical Recipes in C. The Art of Scientific Computing*, Cambridge University Press, Cambridge, second edition.
 Robin, M. J. L., A. L. Gutjahr, E. A. Sudicky and J. L. Wilson, 1993: Cross-correlated random field generation with the direct Fourier transform method, *Water Resour. Res.*, **29**, 2385-2397.
 van Kampen, N. G., 1981: *Stochastic Processes in Physics and Chemistry*, North-Holland, Amsterdam.

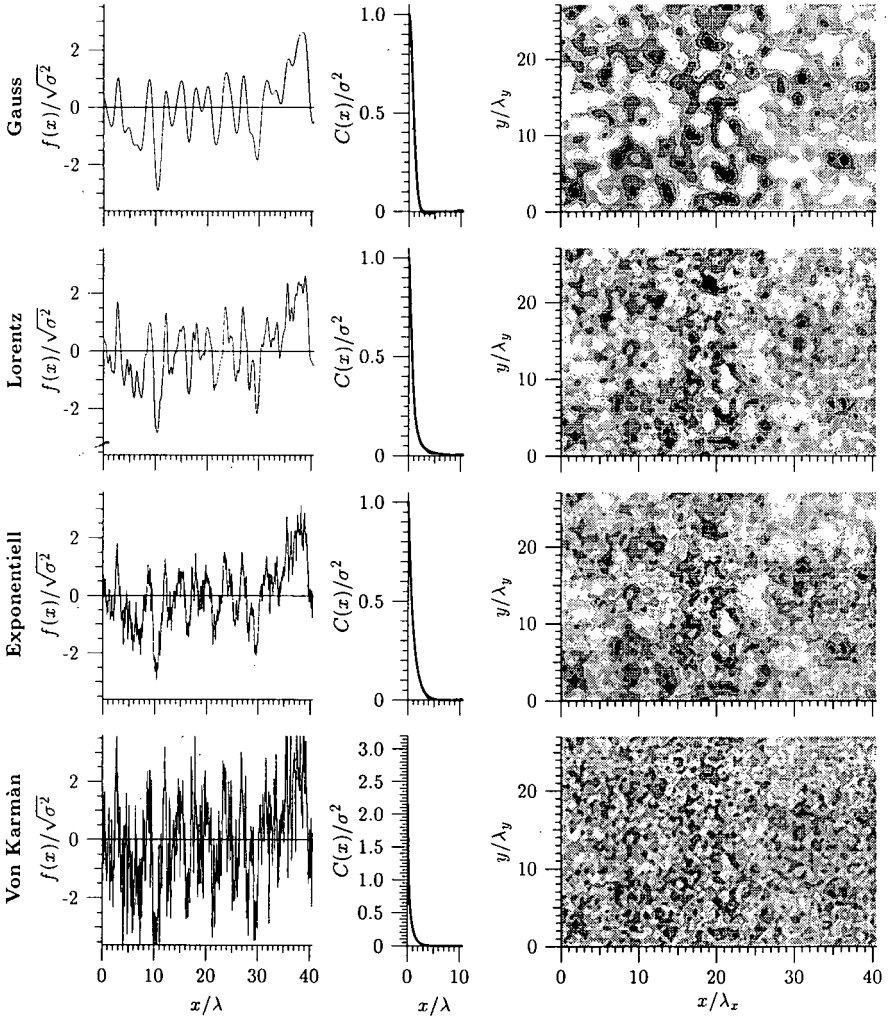


Abbildung 2: Realisierungen von eindimensionalen (linke Kolonne) und zweidimensionalen (rechte Kolonne) Zufallsfunktionen mit unterschiedlichen Kovarianzfunktionen. Die mittlere Kolonne zeigt für den eindimensionalen Fall die kaum sichtbaren Unterschiede zwischen vorgegebener Kovarianzfunktion (dicke Linie) und der aus der Realisierung berechneten Funktion (dünne Linie). Alle Realisierungen wurden aus derselben Grundmenge erzeugt, d.h., ihre "Grobstruktur" ist für alle Kovarianzmodelle gleich.

Bestimmung bodenhydraulischer Parameter unter Verwendung von Labor- und Freilanddaten: Ein Vergleich unterschiedlicher Verfahren

von

Schäfer, D., H. Montenegro und B. Herrling*

1. Einleitung

Der Wasser- und Stofftransport im Boden wird entscheidend von dessen hydraulischen Eigenschaften (Retentionsverhalten und hydraulische Leitfähigkeit) beeinflusst. Für die Anwendung numerischer Wasser- und Stofftransportmodelle auf praktische Freilandprobleme ist es daher erforderlich, diese Eigenschaften auf einer für die Modellierung relevanten Größenskala zu bestimmen. Mit der vorliegenden Studie sollen in einem ersten Schritt verschiedene Labor- und Freilandverfahren zur Bestimmung bodenhydraulischer Parameter vergleichend bewertet werden.

2. Versuchsdurchführung

Die Datensätze für die Bestimmung der bodenhydraulischen Parameter wurden in zwei Drainage-Versuchen ermittelt: im Labor durch Aufnahme von mehrstufigen Druckentwässerungskurven an Stechzylinderproben (multi-step outflow experiment; VAN DAM ET AL., 1990), in situ durch Beobachtung der Entwässerungsdynamik eines gesättigten Bodenprofils allein unter dem Einfluß der Schwerkraft (unit gradient experiment; GREEN ET AL., 1986). Der Freilandversuch wurde in Zusammenarbeit mit dem Institut für Angewandte Geologie der Universität Karlsruhe auf einem homogenen Lößstandort (Bodentyp: Löß-Pararendzina) im Weiherbachtal (Kraichgau) durchgeführt; von dort stammen auch die untersuchten Stechzylinderproben (ANTON, 1994).

Die Auswertung der Daten erfolgte nach fünf verschiedenen Verfahren (siehe unten) unter Verwendung der bodenhydraulischen Funktionsansätze von Mualem und van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980). Die gewonnenen Parametersätze wurden mit einem 2-dimensionalen Finite- Elemente-Modell zur Simulation der gesättigt-ungesättigten Bodenwasserbewegung (MONTENEGRO, 1994) getestet. Als Testfall diente die Drainagephase des Freilandexperimentes; die betrachteten Zielgröße war der Sickerwasseranfall in 2 m Tiefe ("Grundwasserneubildung").

Zur Bestimmung der bodenhydraulischen Parameter eingesetzte Verfahren:

- I direkte Laborbestimmung der Retentionskurve durch mehrstufige Druckentwässerung von Stechzylinderproben über die Gleichgewichtswassergehalte für jede Druckstufe; Bestimmung von k_s über ein stationäres Durchflußexperiment
- II inverse Identifizierung aller bodenhydraulischen Parameter im Labor aus Druckentwässerungskurven von Stechzylinderproben mit dem Programm SFIT (KOOL & PARKER, 1988)
- III direkte Freilandbestimmung der Retentionskurve aus korrespondierenden Meßwerten von Wassergehalt und Saugspannung; Abschätzung von k_s aus der Gleichgewichts-Infiltrationsrate

* Institut für Hydromechanik, Universität Karlsruhe, Postfach 6980, Kaiserstr. 12, 76128 Karlsruhe

IV indirekte Freilandbestimmung der Leitfähigkeitsfunktion mit dem Programm UNGRA (SISSON & VAN GENUCHTEN, 1991) auf Grundlage der unter unit gradient-Bedingungen stark vereinfachten Richards-Gleichung; Berechnung der Retentionskurve nach dem van Genuchten-Mualem-Modell

V inverse Identifizierung aller bodenhydraulischen Parameter im Freiland aus der zeitlichen Entwicklung der Bodenfeuchte- und Saugspannungsprofile mit dem Programm SFIT

3. Ergebnisse und Diskussion

Das Profil erwies sich bezüglich Textur und bodenhydraulischer Eigenschaften bis in 2 m Tiefe als sehr homogen (Tab. 1). Im Folgenden wird daher beispielhaft nur auf die Ergebnisse für 0.9 m Tiefe eingegangen.

Die mit den verschiedenen Verfahren bestimmten bodenhydraulischen Kennkurven stimmten insgesamt gut überein (Abb. 1, Tab. 2). Die auftretenden Unterschiede lagen im Rahmen der an anderen Lößprofilen des Weiherbachgebietes beobachteten Varianz aufgrund von Meßfehlern und kleinräumiger Heterogenität (MONTENEGRO, 1994).

Tiefe [m]	Schluffgehalt [%]	α [1/m]	n	θ_s [Vol. %]
0.7	69.2	0.345	2.61	40.0
1.2	74.9	0.304	3.05	39.0
2.0	70.0	0.327	3.16	40.0

Tabelle 1: Ausgewählte Eigenschaften des Meßfeldes (hydraulische Parameter aus direkter Messung in situ)

Bestimmungsverfahren	I Labor, direkt	II Labor, SFIT	III in situ, direkt	IV in situ, UNGRA	V in situ, SFIT
k_s [m/s]	5.6E-06	2.8E-08	1.4E-06	6.4E-07	1.6E-06
α [1/m]	0.372	0.276	0.307	0.366	0.311
n	2.79	3.77	3.04	1.91	3.97
θ_s [Vol. %]	38.0	40.0	40.0	38.0	38.0

Tabelle 2: Bodenhydraulische Parameter für 0.9 m Tiefe, bestimmt nach unterschiedlichen Verfahren

Die Verwendung dieser bodenhydraulischen Parameter in einem numerischen Modell führte dennoch zu teilweise unzureichenden Vorhersagen wichtiger hydrologischer Prozesse (Tab. 3). Die Abweichungen von der aus den Freilandmessungen berechneten Grundwasserneubildung betragen bis zu 30%, im Falle der invers im Labor bestimmten Parameter (mit deutlich unterschätzter gesättigter Leitfähigkeit, siehe 4.) sogar über 70%.

Die Modellierung der Bodenwasserbewegung unter Verwendung von tabellierten (CARSEL & PARRISH, 1988) bzw. aus einer Pedotransfer-Funktion (RAWLS & BRAKENSIEK, 1988) abgeleiteten Parametersätzen lieferte noch stärker von den Messungen abweichende Ergebnisse (Tab. 3).

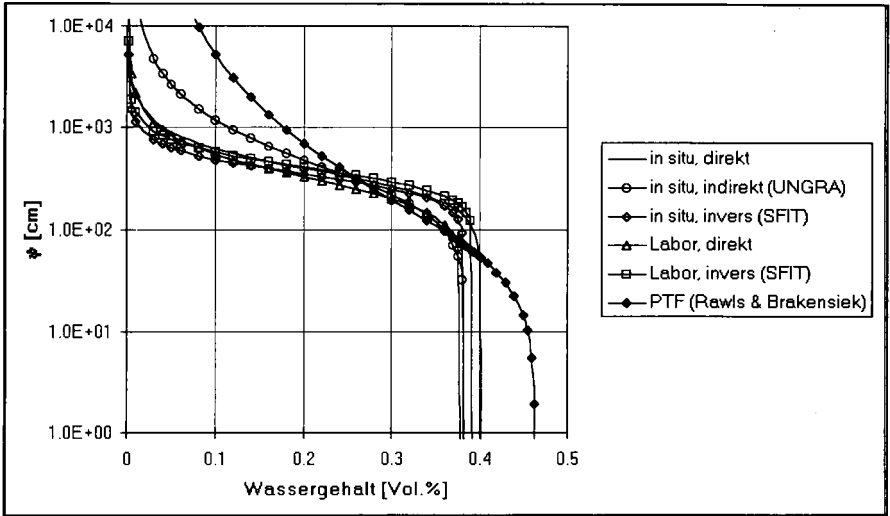


Abb. 1: Retentionskurven für 0.9 m Tiefe, bestimmt nach unterschiedlichen Verfahren

Bestimmungsverfahren	I	II	III	IV	V	SIL	PTF
GWN [m ³]	0.981	0.208	0.837	0.545	0.928	0.343	0.128
% des Meßwertes	132%	28%	113%	73%	125%	46%	17%

Tabelle 3: Vergleich von gemessener und mit unterschiedlichen Parametersätzen berechneter Grundwasserneubildung (GWN) über 28 Tage (SIL = Parameter für silt loam nach CARSEL & PARRISH, PTF = Pedotransfer-Funktion nach RAWLS & BRAKENSIEK)

Im Einzelnen sind die verschiedenen Bestimmungsverfahren wie folgt zu bewerten:

- ☞ Die Ergebnisse der **konventionellen Bestimmung im Labor (I)** stimmten in dieser Studie am besten mit den direkten Freilandmessungen überein. Dieses Verfahren ist aber zeitaufwendig, da bei jeder Druckstufe die Gleichgewichtseinstellung abgewartet werden muß. Die notwendige unabhängige Bestimmung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit erreicht im allgemeinen keine höhere Genauigkeit als etwa eine Größenordnung.
- ☞ Das Hauptproblem der **inversen Parameterbestimmung anhand von Labordaten (II)** ist die mögliche Unterschätzung der hydraulischen Leitfähigkeit im gesättigten und fast-gesättigten Bereich. Dies ist auf die begrenzte Leitfähigkeit der keramischen Platte zurückzuführen, die bei grobkörnigen Proben nahe der Sättigung keine freie Drainage mehr erlaubt. Eine umfangreiche Studie an Böden sehr unterschiedlicher Textur zeigte unter anderem, daß die inverse Bestimmung der gesättigten Leitfähigkeit einer Probe nicht mehr zufriedenstellend gelingt, wenn diese größer ist als der k_s -Wert der keramischen Platte (SCHÄFER, unveröffentl.). Dies bestätigt Überlegungen von VAN DAM ET AL. (1990) zum Einfluß der keramischen Platte auf die Entwässerungsdynamik.

- ☛ Die direkte Freilandbestimmung aus parallelen Saugspannungs- und Bodenfeuchtemessungen (III) diente in dieser Studie als Referenz und kann daher nicht direkt bewertet werden. Dieses Verfahren erfordert aber neben einer relativ aufwendigen Instrumentierung unbedingt die Messung eines vollständigen Be- und Entwässerungszyklus, da sonst der durch Messungen abgedeckte Wassergehaltsbereich für eine sinnvolle Auswertung meist zu klein ist.
- ☛ Die indirekte Parameterbestimmung mit Hilfe des Programmes UNGRA (IV) erbrachte noch zufriedenstellende Ergebnisse. Numerische Experimente belegen, daß dieses Verfahren nicht für alle Böden gleichermaßen geeignet ist; speziell für sandige und tonige Böden ergaben sich merklliche Abweichungen von den tatsächlichen Bodeneigenschaften. Andererseits erlaubt dieses Verfahren die in situ-Bestimmung der schwer zugänglichen ungesättigten Leitfähigkeitsfunktion allein über einfach und genau bestimmbare Wassergehaltsprofile.
- ☛ Die inverse Parameterbestimmung anhand von Freilanddaten (V) lieferte sehr gute Ergebnisse, insbesondere auch für die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit und zeigte in dieser Studie das größte Potential aller getesteten Verfahren. Sie erfordert allerdings die gleichzeitige Bestimmung von Wassergehalt und Saugspannung in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung.

4. Schlußfolgerungen und Ausblick

Aus der vorliegenden Studie heraus können die untersuchten Verfahren noch nicht abschließend beurteilt werden. Es deutet sich aber an, daß für die Bestimmung der bodenhydraulischen Eigenschaften unterschiedlicher Böden verschiedene, auf den jeweiligen Standort abgestimmte Verfahren herangezogen werden müssen. Die Verwendung von Pedotransfer-Funktionen kann offensichtlich zu einer markanten Fehleinschätzung der Bodeneigenschaften führen.

Das Problem der Parameterbestimmung für Modelle des Wasser- und Stofftransportes sollte zudem nicht getrennt von anderen Fragestellungen wie präferentiellen Fließprozessen, Hysterese und der Interaktion zwischen Boden, Pflanze und Atmosphäre untersucht werden, die hier zunächst ausgelassen wurden.

Danksagung

Die Arbeit wurde aus Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft und des Bundesministeriums für Forschung und Technologie gefördert. Besonderer Dank gebührt Dipl.-Geol. Iris Anton für ihre experimentelle Arbeit im Labor und im Freiland.

Literaturangaben

- ANTON, I. (1994): In situ- und Laborbestimmung hydraulischer Parameter der ungesättigten Zone im Weierhachtal / Kraichgau. Diplomarbeit, Institut für Angewandte Geologie, Universität Karlsruhe.
- CARSEL, R.F. & PARRISH, R.S. (1988): Water Res. Res. 24(5), 755-769.
- GREEN, R.E., AHUJA, L.R. & CHONG, S.K. (1986): Hydraulic Conductivity, Diffusivity, and Sorptivity of Unsaturated Soils: Field Methods. In: Methods of Soil Analysis, vol. 1, 2nd ed., edited by A. Klute, pp. 771- 798. American Society of Agronomy, Madison, 1986.
- KOOL, J.B. & PARKER, J.C. (1988): Water Res. Res. 24(6), 817-830.
- MONTENEGRO, H. (1994): Parameterbestimmung und Modellierung der Wasserbewegung in heterogenen Böden. Dissertation, Institut für Hydromechanik, Universität Karlsruhe.
- RAWLS, W.J. & BRAKENSIEK, D.L. (1988): Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling. Proc. NATO Adv. Res. Workshop, edited by Morel-Seytoux, H.J., pp. 275-300. Arles, 1988.
- SISSON, J. & VAN GENUCHTEN, M.Th. (1991): Water Res. Res. 27(4), 569-575.
- VAN DAM, J.C., STRICKER, J.N.M., DROOGERS, P. (1990): From one-step to multistep. Determination of soil hydraulic functions by outflow experiments. Rapport 7, Vakgroep Hydrologie, Bodemnatuurkunde en Hydraulica. Landbouwniversiteit Wageningen.
- VAN GENUCHTEN, M. Th. (1980): Soil Sci. Soc. Am. J. 44, 892-898.

Wirkung kleinräumlich variabler Decksandmächtigkeiten auf Wasserhaushaltskomponenten

von

Schlenther, L., G. Wessolek und M. Renger*

Auf den Grundmoränenhochflächen Berlins variieren die Decksande von einem Dezimeter bis mehreren Metern Mächtigkeit. Die Ursachen hierfür sind die mehrmaligen Flugsandablagerungen, die durch periglaziale Kryoturbation mit dem Liegenden vermischt wurden. So entstand der Geschiebedecksand. Im Postglazial wurden darüber hinaus Geländemulden mit Solifluktionmassen verfüllt und eingeebnet (Hoffmann und Blume, 1977).

Opitz (1930) legte 1923 auf einer solchen Fläche den agrarwissenschaftlichen Dauerversuch D III an, der 1987 bis 1991 Gegenstand eines interdisziplinären Forschungsprojektes (IFP) war (Krzyszczak et al., 1992). Im Rahmen dieser Untersuchungen wurde die Heterogenität der Decksandauflage der Versuchsfläche ermittelt. Analysen von Ertragsdaten zurückliegender Jahre ließen erkennen, daß korrelative Beziehungen zwischen Boden- und Ertragsvariabilität bestehen. Hier stellte sich daher die Frage, welchen Einfluß die Decksandmächtigkeit auf die Höhe des Ertrages hat. Es wurden zwei Meßstationen am Rande des D III aufgebaut und dort wurden 1990 und 1991 in hoher zeitlich und räumlicher Auflösung Wassergehalte, Wasserspannungen und pflanzenphänologische Parameter gemessen.

ZIEL dieser Studien war es, den Einfluß der Decksandmächtigkeit hinsichtlich des Wasserhaushalts bzw. der Wasserversorgung der Pflanzen festzustellen. Über Messungen der Wassergehalte und Bodenwasserspannungen an zwei Standorten unterschiedlicher Decksandmächtigkeit soll der Wasserhaushalt erfaßt werden. Anhand der gemessenen phänologischen Pflanzenparameter und der vom Acker- und Pflanzenbau (TU-Berlin) ermittelten Klimadaten soll ein Simulationsmodell zur Berechnung des Wasserhaushaltes geeicht werden. Die aktuelle Evapotranspiration bzw. ihre Komponenten können berechnet und verglichen werden. Eine Empfindlichkeitsanalyse soll im Vergleich zur unterschiedlichen Decksandmächtigkeit zeigen, was die Variabilität der bodenphysikalischen Eigenschaften der einzelnen Horizonte hinsichtlich der aktuellen Evapotranspiration bewirkt.

MATERIAL UND METHODEN

Bis heute hat sich, entsprechend der klassischen Vorstellungen (Blume et al., 1979), auf der Untersuchungsfläche eine Parabraunerde entwickelt. In der *Tabelle 1* sind die bodenphysikalischen Eigenschaften der typischen Horizonte der Parabraunerde zusammengestellt.

Der Decksand wird durch den Ap- und Al-Horizont repräsentiert. Der Al/Bt-Horizont stellt einen sehr heterogenen Übergang dar, in dem die Anteile an tonigen und sandigen Partien sehr unterschiedlich sein können. Die scheinbar widersprüchlichen Ergebnisse der Körnungsanalyse (Beutelpfrobe) und der Stechzylinderanalyse verdeutlichen dies. Geringe Streuungen weist der Al-Horizont auf, für den eine hohe gesättigte Wasserleitfähigkeit und eine relativ hohe nFk ermittelt wurden. Alle Horizonte zeichnen sich durch mittlere bis hohe Lagerungsdichten aus, insbesondere der Bt- und der Cv-Horizont erreichen mit 1,84 g/cm³ höchste Werte. Bei ihnen ist aufgrund des relativ hohen Anteils an Totwasser die nFk gering, ebenso wie die Luftkapazität. Nahe Sättigung ist daher in diesen Geschiebehorizonten mit Sauerstoffmangel zu rechnen. Die Bestimmung der Labor-pF-

* TU-Berlin, Institut für Ökologie Fachgebiet Bodenkunde, Salzufer 11-12, 10587 Berlin

Tabelle 1: Bodenphysikalische Eigenschaften der typischen Horizonte des Leitprofils am Dauerversuch D III (n = min. 4, max. 9 Stechzylinder, s = Standardabweichung)

Horiz.	Korngrößenverteilung			Porengrößenverteilung				nFk	Gpv	Ld	kf) ¹⁾
	Sand %	Schluff %	Ton %	Luftk. Vol.%	l. Dränp. Vol.%	Mittelp. Vol.%	Feinp. Vol.%				
Ap s	73,9	20,5	5,6	13,5 1,0	6,5 1,0	7,5 2,5	6,5 4,5	14,0 1,5	34,0 0,5	1,75 0,02	55 1,9
Al s	85,2	13,7	1,1	19,0 2,0	10,5 1,0	2,5 1,0	4,0 1,5	13,0 1,5	36,0 1,0	1,70 0,02	96 1,2
Al/IIBt s	84,3	11,6	4,1	10,0 5,5	8,5 2,5	9,5 5,0	4,0 1,5	18,0 3,0	33,0 2,5	1,77 0,06	38 2,0
IIBt s	57,1	27,7	15,2	6,0 2,0	6,0 2,5	4,5 2,0	14,5 1,5	10,0 2,0	30,5 2,5	1,84 0,07	34 1,8
IICv s	57,6	30,8	12,1	4,0 2,0	4,0 1,0	10,5 1,5	12,0 2,5	14,5 2,0	30,5 1,0	1,84 0,02	7 1,8

)¹⁾ Zur Mittelung wurden die kf-Werte logarithmiert (Basis 10); die Standardabweichung wurde wieder entlogarithmiert und somit entsprechend der Potenzrechnung als Streufaktor angegeben.

Kurve, der gesättigten Wasserleitfähigkeit sowie der Korngrößenzusammensetzung erfolgte nach Hartge und Horn (1991).

Die Versuchsfläche D III ist 0,4 ha groß und besteht aus 192 Parzellen a` 20 m² (vgl. Abb. 1). Am Rande des Versuches wurden zwei Bodenmeßstationen mit TDR-Sonden, zur Messung der volumetrischen Wassergehalte (horizontaler Einbau, 1 bis 2 Wdh.) und Einstichtensiometer (vertikal im Winkel von 30 °, 3 Wdh.), zur Messung des Druckpotentials, eingerichtet. Die Lage der Untersuchungsstandorte wurde entsprechend der Decksandmächtigkeit ausgewählt. Sie ist in der *Abbildung 1* dargestellt. Die vier Klassen wurden mittels einer Clusteranalyse unter Bildung möglichst homogener und deutlich unterschiedlicher Gruppen ermittelt. Angeben sind die absoluten und relativen Häufigkeiten. Profil A hat einen 36 cm mächtigen Ah-Horizont auf den sofort der Bt-Horizont folgt. Profil B weist nach gleichem Ah-Horizont einen 24 cm mächtigen Al-Horizont auf, dem ein 12 cm mächtiger Al/Bt-Übergangshorizont und der Bt-Horizont folgt.

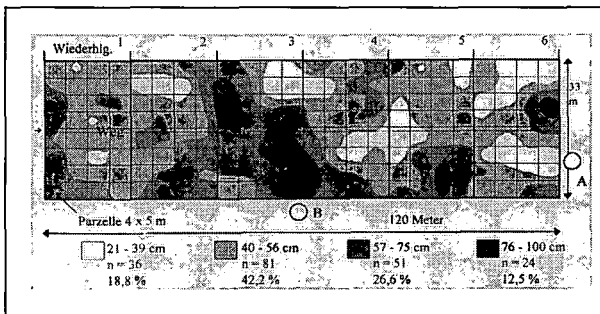


Abbildung 1: Karte der Decksandmächtigkeit des Dauerversuchs D III und Lage der Untersuchungsprofile A und B

Die Labor-pF-Kurve und die ungesättigte Wasserleitfähigkeit wurde nach Mualem (1976) und van Genuchten (1980) mittels dem Programm RETC von van Genuchten (1987) gefittet. Blattfläche, Bedeckungsgrad und Wuchshöhe an jeweils 3 Flächen a` einem ¼ Quadratmeter bestimmt. Die Wurzellängendichte wurde zum Zeitpunkt Ährenschieben mittels Volumenprobenahme und der Intersektionsmethode nach

Tennant (1975) ermittelt, die Wurzellängendichtenverteilung nach Wessolek & Gäth (1990) berechnet. Zur Simulation des Wasserhaushaltes wurde das Mehrschichten-Modell von Duynisveld (1984) eingesetzt.

ERGEBNISSE UND DISKUSSION

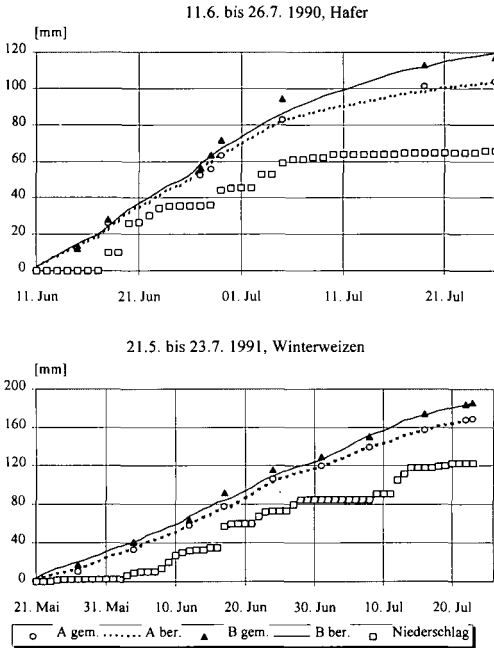


Abbildung 2: Gemessene und simulierte aktuelle Evapotranspirationen und der Niederschlag in den Untersuchungszeiträumen 1990 und 1991

gemessen, die Wurzeln erreichten außerdem eine um 1 bis 2 dm größere Tiefe. Die Modellberechnungen zeigen eine gute Übereinstimmung mit den berechneten Werten (vgl. Abb. 2).

Anhand der Simulationen konnten die Wasserhaushaltskomponenten beider Standorte verglichen werden, in der Tabelle 2 sind diese zusammengefaßt. Es wird deutlich, daß die Standorte A und B sich in erster Linie durch die aktuelle Transpiration unterscheiden. Dies spiegelt der erzielte Gesamtertrag wider, die Unterschiede sind hier sogar noch deutlicher. Die höhere Versickerungsraten 1990 im Vergleich zu 1991 sind u. a. auf die fehlende Bodenbedeckung in den ersten drei Monaten des Jahres zurückzuführen.

Zusammenfassend bestätigen die Ergebnisse der Geländemessungen und der Simulationen, daß innerhalb des ersten Meters höheren Decksandauflagen zu günstigeren Bedingungen für das Pflanzenwachstum führen. Nicht zuletzt aufgrund des abnehmenden Einflusses der ungünstigen bodenphysikalischen Eigenschaften des Bt-Horizontes innerhalb der Wurzelzone.

Welchen Einfluß haben neben der Decksandmächtigkeit die Variabilität der bodenphysikalischen Eigenschaften, die Verteilung der Wurzeln (Wld) und der Basispflanzenwiderstand (RC), der als Eichparameter benutzt wurde? Zu diesen Fragen wurden verschiedene Fallstudien für den Untersuchungszeitraum 11.6. bis 26.7. 1990 (Hafer) mit dem Simulationsmodell berechnet. Dabei wurden die Werte der Parameter Wld und RC zwischen Profil A und Profil B vertauscht. Die Variabilität

Anhand der Geländemessungen konnte nach der Methode von Strebel et al. (1975) die aktuelle Evapotranspiration (ETa) für die jeweilige Zeiträume ermittelt werden (vgl. Abb. 2). Dabei zeigte sich, daß sowohl 1990 (Hafer) als auch 1991 (Winterweizen) der Standort mit der höheren Decksandmächtigkeit (B) um 20 mm höhere ETa-Werte erreichte. Anhand der ermittelten Werte für die ETa konnte das Wasserhaushaltsmodell unter Berücksichtigung der phänologischen Parameter für die Jahre 1990 und 1991 und für beide Standorte kalibriert werden. Während sich in beiden Jahren die Bestände an den beiden Standorten hinsichtlich der Wuchshöhe, dem Bedeckungsgrad und dem Blattflächenindex statistisch nicht unterschieden, wurden Unterschiede der Wurzellängendichte (Wld) ermittelt und bei den Modellberechnungen berücksichtigt. In beiden Jahren wurden am Standort B eine um 10 bis 20 % höhere Wld in den oberen 30 cm

Tabelle 2: Berechnete Interzeption (Ei), aktuelle Evaporation (Ea), Transpiration (Ta), Evapotranspiration (ETa) und die Versickerung (V) (> 90 cm) sowie der Niederschlag (N) und der Gesamtertrag (TM) an den beiden Untersuchungsstandorten des Dauerversuchs D III für jeweils den 1.1. bis zur Ernte 1990 und 1991

	Ei	Ea	Ta	ETa	V.	N.	TM
	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[dt/ha]
HAFER 1990							
Profil A	39,7	113,3	173,2	326,1	92,1	362,4	29,7
Profil B	39,7	102,7	213,4	355,8	123,3	362,4	44,2
W. WEIZEN 1991							
Profil A	45,3	96,8	258,7	400,8	51,2	289,0	77,2
Profil B	45,1	99,9	282,6	427,6	49,3	289,0	104,1

Tabelle 3: Gemessene und unterschiedlich berechnete kummulative aktuelle Evapotranspirationen [mm] für den Zeitraum vom 11.06. bis 26.07.1990, Hafer

	Profil A	Profil B
gemessen	104,0	119,1
Variation der Bodenphysik (RETC fit)		
95 % up	100,6	117,5
Mittelwert	103,4	119,6
95 % low	105,0	119,6
Variation der Wurzellängendichte	106,7	119,2
Variation des Basiswiderstandes	112,1	109,5

der bodenphysikalischen Eigenschaften der unterschiedlichen Horizonte wurde durch die 95%-Konfidenzintervall der Schätzung der *van Genuchten Parameter* berücksichtigt. Die Ergebnisse sind in *Tabelle 3* zusammengefaßt. Es zeigt sich, daß

die ETa gegenüber der Variation der bodenphysikalischen Parameter entsprechend ihrer im Labor ermittelten Streuung (vgl. *Tab. 1*) relativ unempfindlich ist, die Unterschiede an beiden Standorten bleiben bestehen. Dies gilt ebenso für die Variation der Wld. Vielmehr zeigt sich, daß die Variation des Eichparameters Basis-Pflanzenwiderstand die Unterschiede an beiden Standorten ausgleicht. Da während des Unter-

suchungszeitraumes aufgrund der Niederschläge kaum mit eingeschränkter Wurzelwasseraufnahme zu rechnen ist, geht der größte Einfluß auf die Transpiration von dem zur Ernte hin zunehmenden Basispflanzenwiderstand aus. Es sei daraufhingewiesen, daß die Variation der bodenphysikalischen Parameter zu deutlichen Differenzen zwischen gerechneten und gemessenen Wassergehalten geführt hat. Dies hat natürlich Einfluß auf den Stofftransport im Profil.

LITERATUR

- BLUME H.P., R. HOFFMANN & H.-J. PACHUR, 1979:** Periglaziale Steinring- u. Frostkeilbildung norddeutscher Parabraunerden, Zt. Geomorph. Suppl., 33, 257-265
- DUYNISVELD, W.H.M., 1984:** Entwicklung und Anwendung von Simulationsmodellen für den Wasserhaushalt und den Transport von gelösten Stoffen in wasserungesättigten Böden - Ermittlung der Nitratauswaschungsgefahr unter Ackernutzung, Diss. an der TU-Berlin, FB 14, Inst. f. Ökologie fg Bodenkunde, 1-204
- HARTKE, K.H. & R. HORN, 1991:** Einführung in die Bodenphysik, 2. Aufl., Enke-Verlag, 209 S.
- HOFFMANN, R. und H.P. BLUME, 1977:** Holozäne Tonverlagerung als profilprägender Prozeß lehmiger Landböden norddeutscher Jungmoränenlandschaften?, Catena, 4, 359-368
- KRZYSCH, G. (Hrsg.), K. CAESAR (Hrsg.), K. BECKER, M. BRODOWSKI, U.-B. DRESSLER; J. GRIMM, G. JANKE, S. KRAUSE & L. SCHLENTHER, 1992:** Einfluß langjährig differenzierter Bewirtschaftungsmaßnahmen und Umweltbelastungen auf Bodenfruchtbarkeit und Ertragsleistung eines lehmigen Sandbodens, Schrift. Fb 15 TU-Berlin, 141, 327 S.
- MUALEM, Y., 1976:** A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, Water Resources Res. 12, 513-522
- OPITZ, K., 1930:** Über die Bedeutung der Bodenbearbeitung und Kalkung auf den Zustand des Dahlemer Bodens und den Pflanzenertrag, Wiss. Archiv Landw., 4, 1-63
- STREBEL, O., M. RENGER & W. GIESEL, 1975:** Bestimmung des Wasserentzuges aus dem Boden durch die Pflanzenwurzeln im Gelände als Funktion der Tiefe und Zeit, Zt. Pflanzern. u. Boden., 1, 61-72
- TENNANT, D., 1975:** A test of a modified line intersect method of estimating root length. J. Ecol, 63, 995-1001
- VAN GENUCHTEN, M. TH., 1980:** A Closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892-898
- VAN GENUCHTEN, M. TH., 1987:** Analysis of soil hydraulic properties - RETC-computer program. Version of April 1987
- WESSOLEK, G. & S. GÄTH, 1980:** Estimation of root density in modelling nutrient requirement, Proc. 22nd Colloquium Intern Potash Inst., Bern, 205-215

Messung und Simulation des Wasser- und Stofftransportes in einem aggregierten Boden unter instationären Bedingungen

von

Wagner, B.¹ und R. Funk²

Einleitung

Langjährige Beobachtungen der Tiefenverlagerung von Nitrat an tiefgründigen Lößstandorten Südbayerns haben gezeigt, daß der Transport von Nitrat lediglich in der Dränzone nach dem Prinzip des piston-flow erfolgt. In der Evapotranspirationszone wurden im Vergleich zum piston-flow Modell teils deutlich schnellere aber auch langsamere Verlagerungsgeschwindigkeiten festgestellt (FUNK, 1993). Diese Vorgänge konnten durch Simulationsrechnungen auf der Basis der klassischen Konvektions-Dispersionsgleichung nicht befriedigend abgebildet werden. Daher wurden die im folgenden dargestellten weiterführenden Untersuchungen in der oberen Bodenzone vorgenommen und das Simulationsmodell erweitert.

Säulenversuch

Die Detailuntersuchungen wurden im Labor an 30 cm hohen Säulen mit dem Bt-Horizont von Tabelle 1 durchgeführt. Es sollte die beobachtete schnelle Stoffverlagerung nach Starkregenereignissen bzw. während eines längeranhaltenden Regenereignisses untersucht werden. Dies erfolgte im Versuch durch die Aufgabe von 30 mm 100 mg/l KBr-Lösung. 24 Stunden später wurden 5 mm 500 mg/l KCl-Lösung aufgegeben. In der Folge wurden täglich 10 mm destilliertes Wasser beregnet; der Versuch lief über einen Zeitraum von insgesamt 4 Wochen. Der Stoffdurchgang wurde anhand der Durchbruchkurven bestimmt.

Tabelle 1: Beschreibung des Bodenprofils am Versuchsstandort (erodierte Parabraunerde aus Löß/Donau-Hochterasse)

Tiefe (cm)	Horizont	Merkmale
0 - 30	Ap	dunkelgraubrauner, humoser, schluffiger Ton; subpolyedrisches Gefüge
30 - 50	Bt	dunkelbrauner, schwach humoser, schluffig-toniger Lehm, polyedrisches Gefüge
50 - 130+	Cv	gelbbrauner, toniger Schluff, subpolyedrisches Gefüge

Freilandversuch

Am Versuchsstandort (Tab. 1) wurden Anfang Dezember 1993 35 g/m² KCl als Tracer aufgegeben. Anschließend folgte eine Regenperiode mit 70 mm Niederschlag innerhalb von 12 Tagen. Die Probenahme bis in 2 m Tiefe erfolgte im Juni 1994. Dabei konnte die Verlagerungsfront des Chlorids

¹Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstr. 128, 80797 München

²Institut für Pflanzenbau und -züchtung der TU München, 85350 Freising/Weißenstephan

gut identifiziert werden. Abb. 1 zeigt den am Versuchsstandort gemessenen kumulierten Niederschlag und die berechnete kumulierte aktuelle Evapotranspiration sowie die Sickerwasserspenden am oberen und unteren Modellrand (0 und 2 m Tiefe). Im Versuchszeitraum wurden 312 mm Niederschlag gemessen; die am unteren Modellrand berechnete Sickerwasserspende beträgt 185 mm.

Bromid- und Chloridgehalte aus den Säulenversuchen wurden ionenchromatographisch bestimmt, während die Chloridgehalte der Bodenproben des Geländeversuchs näherchemisch mit einem Autoanalyzer gemessen wurden.

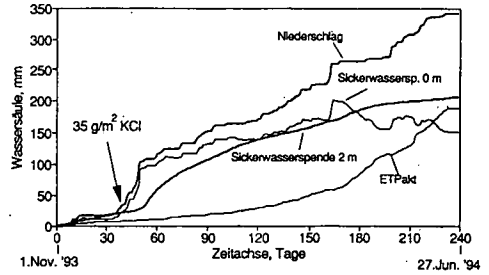


Abb.1: Klimatische Wasserbilanz am Versuchsstandort

Modell

Die Böden des untersuchten Standorts sind aggregiert. Im Gegensatz zum einfachen piston-flow Modell, bei dem eine vollständige Verdrängung des Wassers von oben nach unten angenommen wird, ist aufgrund der Strukturierung von verschiedenen Fließdomänen im Inter- und Intraaggregatbereich auszugehen, durch die sich die beobachteten Phänomene als Folge von Bypasseffekten deuten lassen.

Nach der Konvektions-Dispersions-Gleichung (e.g. NIELSEN et al. 1986) errechnet sich der Transport von löslichen Stoffen im porösen Medium zu:

$$(\theta_f + \rho k_d n c_f^{n-1}) \frac{\partial c_f}{\partial t} = \nabla \theta_f D \nabla c_f - q \nabla c_f + Q \tag{1}$$

Hierbei wird von einer vollständigen Durchmischung des Wassers in allen Porenradienbereichen ausgegangen (piston-flow Konzept).

Die Anwesenheit stagnierender Wasseranteile wird durch das mobil-immobil Konzept (e.g. VAN GENUCHTEN & WAGENET, 1989) berücksichtigt. Dabei wird eine Stoffkonzentration im mobilen Wasseranteil (c_m) und im immobilen Wasseranteil (c_{im}) berechnet. Das entsprechende Gleichungssystem für den instationären Fall lautet:

$$(\theta_m + f \rho k_d n c_m^{n-1}) \frac{\partial c_m}{\partial t} = \nabla \theta_m D \nabla c_m - q \nabla c_m - \alpha (c_m - c_{im}) + Q \tag{2}$$

$$(\theta_{im} + (1-f) \rho k_d n c_{im}^{n-1}) \frac{\partial c_{im}}{\partial t} = \alpha (c_m - c_{im}) + Q \tag{3}$$

Der Stoffaustausch zwischen mobilem und immobiltem Wasseranteil wird als Reaktion 1. Ordnung mit α als Austauschparameter berechnet. Der immobile Wasseranteil wird vereinfachend mit dem Wassergehalt am permanenten Welkepunkt gleichgesetzt.

Die Wasserbewegung wurde in beiden Modellen mit der Richardsgleichung (RICHARDS, 1931) berechnet.

Ergebnisse

Abb. 2 zeigt die gemessenen Durchbruchkurven für Chlorid und Bromid sowie den mit dem piston-flow Modell berechneten Durchgang. 50 - 70 % des gesamten aufgegebenen Bromids gehen innerhalb von 4 Stunden nach Aufgabe durch die Säule. Beim Chlorid zeigt eine Säule ebenfalls einen raschen Stoffdurchgang, der hier auf Makroporeneffekte zurückgeführt wird, während die anderen drei Säulen ein ähnliches Verhalten mit einem deutlich späteren Stoffdurchgang als beim Bromid aufweisen. Die Berechnungen mit dem piston-flow Modell liegen in jedem Fall weit daneben und unterschätzen die Stoffverlagerungsgeschwindigkeiten deutlich.

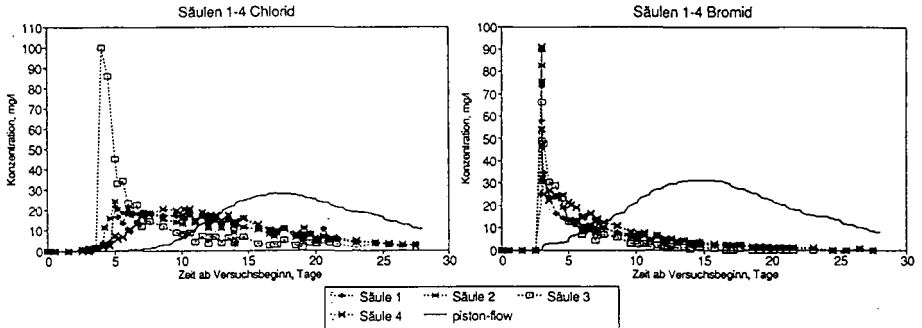


Abb. 2: Durchbruchkurven von Chlorid (5 mm Beregnung) und Bromid (30 mm Beregnung) gemessen und mit piston-flow Ansatz berechnet

Mit dem mobil-immobil Modell war eine gute Abbildung des Versuchsergebnisses der Säulen 2 bis 4 für die Chlorid-Verlagerung möglich (Abb. 3), wobei die Dispersionslänge und der Austauschparameter α die Eichparameter waren.

Für Bromid stimmen die Rechenergebnisse des mobil-immobil Modells (Abb. 3) mit dem Versuchsergebnis ebenfalls deutlich besser überein als die Berechnung des piston-flow Modells (Abb. 2); allerdings wird die Stoffkonzentration zum Zeitpunkt des ersten Durchbruchs immer noch unterschätzt. Dies dürfte darauf zurückzuführen sein, daß bei der sehr hohen aufgegebenen Wassermenge die Wasserbewegung größtenteils in Makroporen erfolgt, so daß der anzusetzende stagnierende Wasseranteil deutlich höher als der Wassergehalt am permanenten Welkepunkt ist.

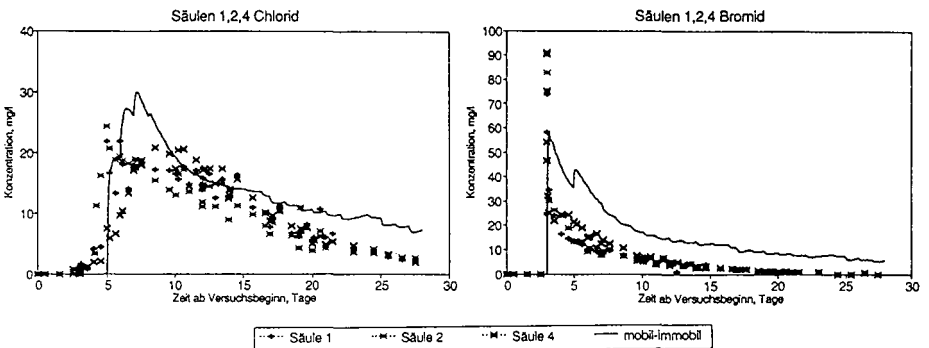


Abb. 3: Vergleich gemessener und mit dem mobil-immobil Ansatz berechneter Durchbruchkurven von Chlorid und Bromid

Abb. 4 zeigt die im Freilandversuch im Juni 1994 gemessene Chlorid-Tiefenverteilung sowie die Rechenergebnisse. Der Stoffpeak befindet sich in einer Tiefe von ca. 1,2 m. Die Berechnung der Tiefenverlagerung mit dem piston-flow Modell ergab lediglich eine Verlagerung des Peaks in ca. 0,5 m Tiefe. Die höhere gemessene Tiefenverlagerung läßt sich auch hier mit Hilfe des mobil-immobil Modells gut nachvollziehen, wobei die Modellierung ergab, daß die schnellere Tiefenverlagerung hauptsächlich als Bypassfluss während der relativ hohen Niederschläge im Anschluß an die Traceraufbringung im Dezember 1993 erfolgte.

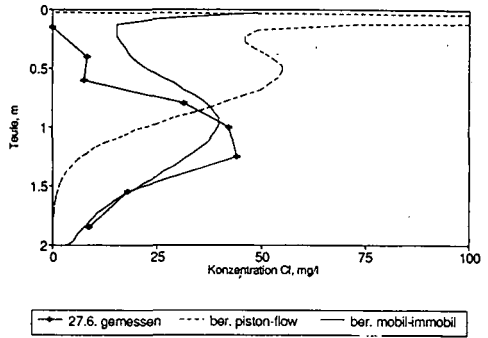


Abb. 4: Gemessene und mit dem piston-flow sowie mobil-immobil Ansatz berechnete Chlorid-Tiefenverteilung am Versuchstandort am 27.6.1994

Schlußfolgerungen

Aufgrund der durchgeführten Untersuchungen kann davon ausgegangen werden, daß schnelle Stoffflüsse mit Bypassphänomenen in der Evapotranspirationszone häufig vorkommen; diese werden durch piston-flow Modelle unterschätzt. Der mobil-immobil Ansatz liefert bei nur geringer zusätzlicher Komplizierung des Modells eine deutlich verbesserte Vorhersage von Stoffverlagerungstiefen. Bypassflüsse über Makroporen, die besonders bei Starkregenereignissen auftreten können, werden durch das Modell weniger gut abgebildet. Hier könnte ein 3-Domänenmodell eine bessere Beschreibung der Vorgänge erlauben; allerdings dürfte dann die Parametrisierung des Modells größere Probleme bereiten. Bereits im vorliegenden Fall zeigte sich die Problematik der Eichung des Stoffaustauschparameters, der sowohl stoffabhängig ist, da der Austauschvorgang hauptsächlich auf Fick'sche Molekulardiffusion zurückzuführen ist, als auch boden-, bzw. strukturabhängig. Tab. 2 listet die geeichten Werte der Dispersionslänge und des Austauschparameters α (jeweils Chloridtracer) für insgesamt 3 verschiedene Versuche auf.

Tabelle 2: Parameteranpassung der Labor- sowie Geländeversuche für das mobil-immobil Modell (Dispersionslänge und Austauschparameter α)

	Fein-Mittelsand (Säulen)	Bt-Horizont utL (Säulen)	Parabraunerden auf Löß (Gelände)
Dispersionslänge μ (cm)	1,2	5	5
Austauschparameter α (d ⁻¹)	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$

Literatur

FUNK, R. (1993): Verlagerung und Abbau von Nitrat in tieferen Bodenschichten süddeutscher Ackerstandorte.- Dissertation, Lehrstuhl für Pflanzenbau und -züchtung der Technischen Universität München, 165 S.
 NIELSEN, D.R., VAN GENUCHTEN, M.Th., BIGGAR, J.W. (1986): Water Flow and Solute Transport Processes in the Unsaturated Zone.- Water Res. Research, 22/9, 89-108.
 RICHARDS, L.A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums.- Physics, 1, 318-333.
 VAN GENUCHTEN, M.Th. & WAGENET, R.J. (1989): Two-Site/Two-Region Models for Pesticide Transport and Degradation: Theoretical Development and Analytical Solutions.- Soil Sci. Soc. Am. J., 53, 1303-1310.

Transektuntersuchungen zur Verlagerung konservativer Tracer unter Wald und Acker im Raum Berlin

von

Wessolek, G.¹, J. Groß¹, I. Schiller² und M. Renger¹

1. Einleitung

Bei der Berechnung der Wasserhaushaltskomponenten wird i.d.R. von einem bodenphysikalisch untersuchten Leitprofil ausgegangen und auf eine als "homogen" ausgewiesene bzw. angesehene Fläche extrapoliert. Der Fehler, der dabei gemacht wird, ist abhängig von der Streuung innerhalb der Boden-, Nutzungs-, Relief- und Klimaeinheiten sowie vom Maßstab, mit dem gearbeitet wird. Um die Wirkung aller variabilitätsverursachenden Faktoren zu bestimmen, wurden im Raum Berlin Transektuntersuchungen zur Verlagerung konservativer Tracer in Verbindung mit Messungen zum Wasserhaushalt (Bestimmung von Niederschlägen, ψ und Θ) durchgeführt. Erste Berechnungen zur Variabilität der Grundwasserneubildung werden daraus abgeleitet.

2. Material und Methoden

Auf einem ackerbaulich genutzten Standort (Blumberg, Parabraunerde aus Geschiebedecksand) sowie unter einem Kiefern-Eichenbestand (Grunewald, Rostbraunerde aus Geschiebesand) wurden Transekte zur Ermittlung von Niederschlag, Bestandesniederschlag (nur unter Wald), Θ und ψ als Funktion der Zeit und Tiefe in einem Abstand von 1m durch festinstallierte Tensiometer und TDR-Sonden durchgeführt. Temporär erfolgten zusätzliche Wassergehaltmessungen in 2 cm, 10cm, 10m und 100m Abständen. Im Wald erfolgte im April 91 eine Applikation von 200 g KCl/m² auf Schnee; im April 91 wurde die erste Beprobung durchgeführt. Auf dem Ackerstandort wurde im Oktober 1992 5.6g/m² LiBr ausgesprüht und im Januar 93 dort eine 30 m lange Profilgrube geöffnet, die im 10*20 cm Raster beprobt wurde. Beide Standorte wurden bodenhydraulisch durch pF- (Drucktopf) und Ku-Bestimmungen (Plagge, 1991) der diagnostischen Horizonte charakterisiert. Erste Berechnungen zum Wasserhaushalt erfolgten mit einem Wasserhaushaltsmodell für Wald und Acker (Wessolek, 1989).

3. Ergebnisse

In Abb. 1 sind die Tiefenlagen der Bromidmaxima entlang des Transekts unter Acker dargestellt. Zwischen der Bromidapplikation im Oktober und Beprobung im Januar fielen 250 mm Niederschläge, die zu einer Tiefenverlagerung von 6.5 dm bis 16 dm führten. Neben einer großen kleinräumigen Variabilität der Verlagerungsstrecken fällt eine tendenzielle Zunahme der Tiefenverlagerung innerhalb des Transekts von links nach rechts auf (siehe gestrichelte Linien). Dieser Trend hängt ursächlich mit dem abfallenden Verlauf des anstehenden Geschiebelehms im Transekt zusammen. Die tiefsten Bromidmaxima treten bevorzugt dort im Bodenprofil auf, wo Eiskeilstrukturen vorhanden sind. Sie stellen bevorzugte Abflußwege für Stauwasser dar, daß sich auf der Oberfläche des Geschiebelehms ansammeln kann (hydromorphe Merkmale im Profil). Abb.2 zeigt die für das Transekt gültige Verteilungsfunktion der Bromidmaxima-Tiefenlagen. Im Mittel (50% relative Häufigkeit) ist eine Verlagerungsstrecke von 11 dm

¹) Institut für Ökologie, FG Bodenkunde, Salzufer 11-12, 10587 Berlin

²) Büro für Umweltgeologie, Möckernstr. 96, 10963 Berlin

zu erwarten; in 10% aller Fälle können aber auch Strecken von >15 dm bzw. nur <8 dm erreicht werden. Dieses Datenmaterial soll in Zukunft benutzt werden, um zweidimensionale Stofftransportmodelle zu testen.

Eine noch größere Variabilität der Wasserflüsse tritt unter Wald auf. Hauptursache dafür ist die große Variation der Bestandesniederschläge, die sowohl orts- und zeitabhängig ist, als auch von der Gesamtniederschlagshöhe und -intensität beeinflusst wird (Schiller et al., 1994). Berücksichtigt man die entlang des Waldtransekts gemessenen Bestandesniederschläge bei Wasserhaushaltsmodellen (unter Beibehaltung einer einheitlichen Bodenphysik und Durchwurzelung), so ergibt sich für die Berechnung der Versickerung für den Zeitraum 1.4.91-31.3.92 folgendes Bild (Abb.3): In zyklischen Abständen steigen Bestandesniederschläge und Versickerung an und erreichen i.d.R. unterhalb des Kronentraufenbereichs ihr Maximum. In ca. 30% aller Fälle ist im stammnahen Bereich mit keiner Versickerung zu rechnen. Aufgrund der gemessenen CI-Verlagerungsstrecken ist anzunehmen, daß die Variation der Flüsse noch größer ausfällt als die in Abb. 3 dargestellten Ergebnisse. Die Auswertung der Konzentrationstiefenprofile zeigt in nahezu der Hälfte aller Fälle eine Zweigipfeligkeit auf, die auf konvektive und preferentielle Fließwege zurückgeführt werden kann (Abb. 4). Die Tiefenlagen der CI-Maxima verdeutlichen, daß in nur zwei Monaten (von Februar bis April) Verlagerungsstrecken von >100 cm auftreten können.

4. Zusammenfassung und Fazit

- Auch auf ebenen Standorten unterliegt der Transport von Wasser und gelösten Stoffen einer starken Variation; der Fließvorgang ist ein dreidimensionaler Prozeß.
- Der Einsatz von Tracern erlaubt das Verlagerungsmuster eines Standortes abzubilden.
- Mit deterministischen Modellen ist die Verteilung bzw. Muster der Stoffverlagerung bislang nicht nachvollziehbar.
- Gut quantifizierbar ist für erste Bilanzierungszwecke die Tiefenlage des Tracermaximums, welches durch Konvektion verursacht wird.
- Unter Acker wird die kleinräumige Variabilität vor allem durch die Variation der Bodenhorizontmächtigkeiten und -verläufe ausgeübt; diese Variation sollte bei der Kartieraufnahme im Gelände (im Schürf) zukünftig miteingefasst werden.
- Wichtigste Ursache für die Variabilität der Bodenwasserflüsse unter Wald ist die Bestandesstruktur, die sich vor allem auf die Höhe des Bestandesniederschlags auswirkt.

5. Literatur

Plagge, R. (1991): Bestimmung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit von Böden. Bodenökologie und Bodengenese, Heft 3

Schiller, I., Plagge, R., Riek, W., Renger, M. und G. Wessolek (1994): Regionalisierung von Wasserhaushaltsparametern und Stoffflüssen in Kiefernforsten. Abschlußbericht "Ballungsnaher Waldökosystem", im Auftrag des Senators für Stadtentwicklung und Umweltschutz, Berlin

Wessolek, G. (1989): Einsatz von Wasserhaushalts- und Photosynthesemodellen in der Ökosystemanalyse. Landschafts- und Umweltforschung Nr. 61, Techn. Universität Berlin

Danksagung

Wir danken der DFG und dem Senat für Stadtentwicklung und Umweltschutz Berlin für die finanzielle Unterstützung.

Tiefenlage der Br Maxima, Transekt Blumberg 14.04.1993

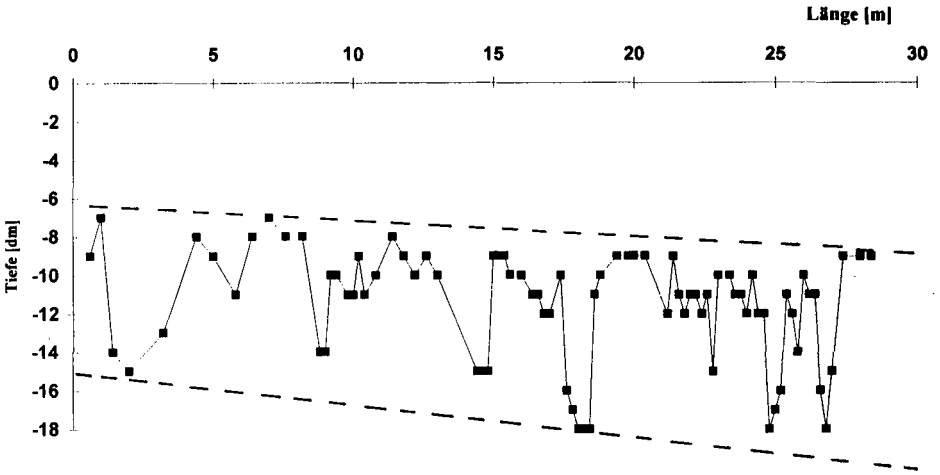


Abb. 1: Tiefenlagen der Bromidmaxima entlang des Transekts unter Acker (Blumberg)

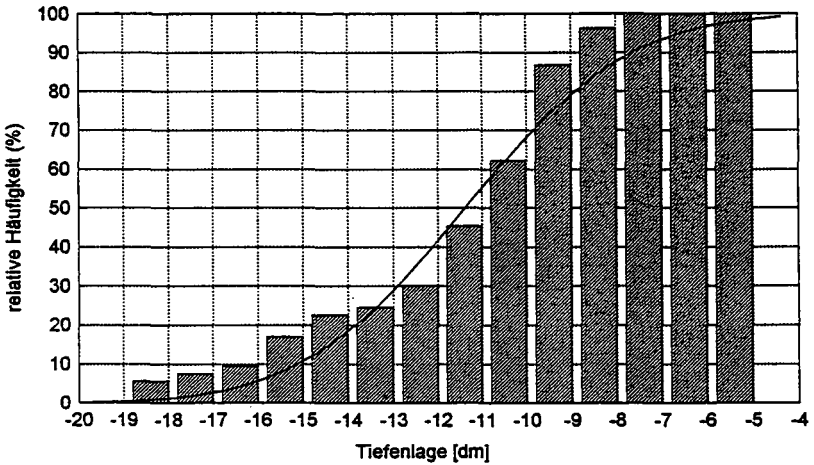


Abb. 2: Verteilungsfunktion der Bromidmaxima Tiefenlagen unter Acker

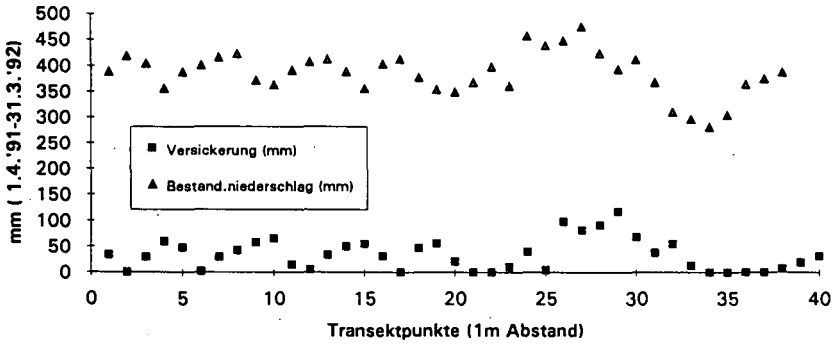


Abb. 3: Berechnete Versickerung und gemessene Bestandesniederschläge (1.4.1991 -31.3.1992) unter einem Altkiefern - Eichenbestand (Grünwald, Berlin)

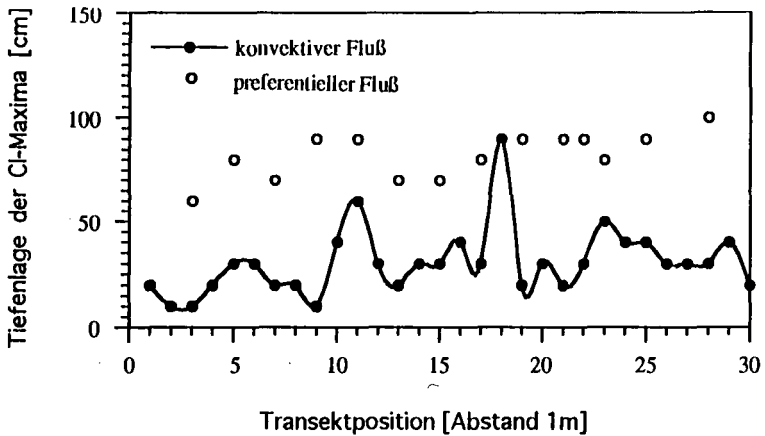


Abb. 4: Tiefenlage der CI-Maxima entlang des Meßtransekts im Altkiefern-Eichenbestand (Grünwald, Berlin)

Möglichkeiten und Grenzen der inversen Modellierung zur Bestimmung hydraulischer Kenngrößen von Bodensäulen

von

Zurmühl, T.¹

Die inverse Modellierung stellt eine geeignete Methode zur Bestimmung von hydraulischen Parametern dar, da keine Vereinfachungen vorgenommen und die Parameter durch einen dynamischen Fließprozeß erfaßt werden. Die Wahl der experimentellen Randbedingungen ist entscheidend für die Lösung des mathematischen Problem. An Hand von Sensitivitätsstudien kann gezeigt werden, daß die "multi-step"-Methode im Gegensatz zu einem einmaligen Drucksprung ("one-step") und einem linearen Unterdrückanstieg bei der Analyse des kumulativen Ausflusses als einzige unabhängige Parameterwerte liefert. Sind die vorgegebenen Funktionen nicht geeignet, die hydraulischen Verhältnisse des Bodens zu beschreiben, kann auch eine inverse Modellierung keinen Erfolg bringen. Dies wird vor allem für das Hysterese-Modell nach Kool und Parker (1987) deutlich, das keine befriedigende Übereinstimmung von Meßwerten und berechneten Werten liefert.

1 Einführung

Im Zusammenhang mit dem Begriff der inversen Modellierung muß zwischen den Begriffen "direktes Problem", "indirektes oder inverses Problem" und "Parameter-Identifikationsverfahren" unterschieden werden.

Beim *direktem Problem* ist $\theta(\psi, \mathbf{b}_1)$ und $K(\psi, \mathbf{b}_2)$ gegeben und z.B. $\psi(t, z)$ oder/und $Q(t)$ gesucht. Beim *indirekten oder inversen Problem* (=Variationsproblem) ist dagegen $\psi(t, z)$ oder/und $Q(t)$ gegeben und gesucht werden die funktionalen Zusammenhänge $\theta(\psi, \mathbf{b}_1)$ und $K(\psi, \mathbf{b}_2)$ mit den zugehörigen Parametervektoren (\mathbf{b}_1) und (\mathbf{b}_2) . Bei den *Parameter-Identifikationsverfahren* schließlich sind $\psi(t, z)$ oder/und $Q(t)$ und die funktionalen Zusammenhänge $\theta(\psi) = f(\mathbf{b}_1)$ und $K(\psi) = g(\mathbf{b}_2)$ gegeben. Gesucht werden die Parametervektoren (\mathbf{b}_1) und (\mathbf{b}_2) .

Im folgenden werde ich mich auf die Parameter-Identifikationsverfahren beschränken und dafür den Begriff der inversen Modellierung verwenden, da sich diese Formulierung im allgemeinen Sprachgebrauch durchgesetzt hat. Im Vergleich zu anderen Verfahren zur Bestimmung hydraulischer Parameter besitzt die inverse Modellierung einige wesentliche Vorteile. Es werden keine vereinfachenden Annahmen getroffen, sondern die Richards-Gleichung numerisch gelöst; es werden nicht nur einzelne Druckstufen, sondern der gesamte Potentialbereich erfaßt; es wird kein statisches, sondern ein dynamisches Fließregime untersucht, was es darüberhinaus erlaubt, $K(\psi)$ und $\theta(\psi)$ in einer Messung bestimmen zu können; weiterhin kann Hysterese ohne zusätzlichen Meßaufwand berücksichtigt werden.

2 Einfluß der experimentellen Randbedingungen

Das Ziel der inversen Modellierung ist es, durch Variation der Parameter eine optimale Übereinstimmung zwischen Meßwerten und berechneten Werten zu erhalten. Als Zielfunktion in Abhängigkeit von dem gesuchten Parametervektor wird vielfach die Summe der Abweichungsquadrate zwischen Modellberechnungen und Messungen ("least squares") herangezogen:

¹Institut für Bodenkunde, Fachbereich Bodenphysik, Universität Hohenheim, 70593 Stuttgart

$$S(\mathbf{b}) = (\mathbf{Y}_g - \mathbf{Y}_b)^T (\mathbf{Y}_g - \mathbf{Y}_b) = \sum_{i=1}^n (Y_{g_i} - Y_{b_i})^2$$

mit: $\mathbf{Y}_b = (Y_{b_1}, Y_{b_2}, \dots, Y_{b_n})^T$; $\mathbf{Y}_g = (Y_{g_1}, Y_{g_2}, \dots, Y_{g_n})^T$; $Y_{b_i} = Y_{b_i}(t, z, \mathbf{b})$; $\mathbf{b} = (b_1, b_2, \dots, b_p)^T$

Als Zielgrößen für \mathbf{Y}_g und \mathbf{Y}_b können bei der Bestimmung hydraulischer Parameter von Bodensäulen der Wassergehalt, $\theta(t, z)$, das Potential, $\psi(t, z)$ und der kumulative Ausfluß am unteren Rand der Säule, Q herangezogen werden. Um $S(\mathbf{b})$ zu minimieren wird die Ableitung der Zielfunktion zu Null gesetzt. Dadurch erhält man p nichtlineare Gleichungen für p Unbekannte. Das Gleichungssystem muß also durch ein Iterationsverfahren gelöst werden. Wendet man z.B. das Gauß-Newton-Verfahren an, ergibt sich folgende Iterationsvorschrift

$$\mathbf{b}^{\nu+1} = \mathbf{b}^{\nu} + \Delta \mathbf{b}; \quad \Delta \mathbf{b} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{r}$$

mit: \mathbf{J} : $n \times p$ -Jakobimatrix mit den Elementen: $j_{i,j} = \frac{\partial Y_{b_i}}{\partial b_j}$ und $\mathbf{r} = \mathbf{Y}_g - \mathbf{Y}_b$: Residuen-Vektor.

Das dargestellte mathematische System ist jedoch oftmals schlecht konditioniert, was durch eine nahezu lineare Abhängigkeit der Spalten der Jakobimatrix hervorgerufen wird. Die lineare Abhängigkeit steht im Zusammenhang mit der Problematik der Identifizierbarkeit von Parametern. Parameter gelten als identifizierbar, wenn gilt:

$$q = f(\mathbf{b}_1) = f(\mathbf{b}_2) \Rightarrow \mathbf{b}_1 = \mathbf{b}_2$$

Die Identifizierbarkeit ist somit sowohl von den zugrundeliegenden hydraulischen Funktionen als auch von den Randbedingungen des Experimentes abhängig. Sensitivitätskoeffizienten erlauben die Untersuchung einer möglichen "Nicht-Identifizierbarkeit" von Parametern in Abhängigkeit von vorgegebenen Randbedingungen. Jede Spalte der Jakobimatrix gibt die Sensitivität der Modellberechnungen auf Änderung eines Parameters wieder. Sind zwei Parameter nicht identifizierbar, so werden die zugehörigen Sensitivitätskoeffizienten einen annähernd parallelen Verlauf zeigen. Um den Einfluß verschiedener Randbedingungen eines Experimentes auf die Identifizierbarkeit verschiedener Parameter zu untersuchen wurde folgendes numerische "Experiment" durchgeführt: Für vorgegebene Parameter der hydraulischen Funktionen nach Van Genuchten und Mualem (sandiger Lehm: $\alpha = 0.01 \text{cm}^{-1}$, $n = 2.5$, $\theta_s = 0.4$, $\theta_r = 0.0$ und $K_{sat} = 10.0 \text{cmh}^{-1}$) wurde der kumulative Ausfluß einer anfänglich gesättigten 15cm langen Bodensäule unter Vorgabe von 3 unterschiedlichen Randbedingungen berechnet. Für den oberen Rand wurde in allen Fällen eine "no-flow"-Randbedingung vorgegeben.

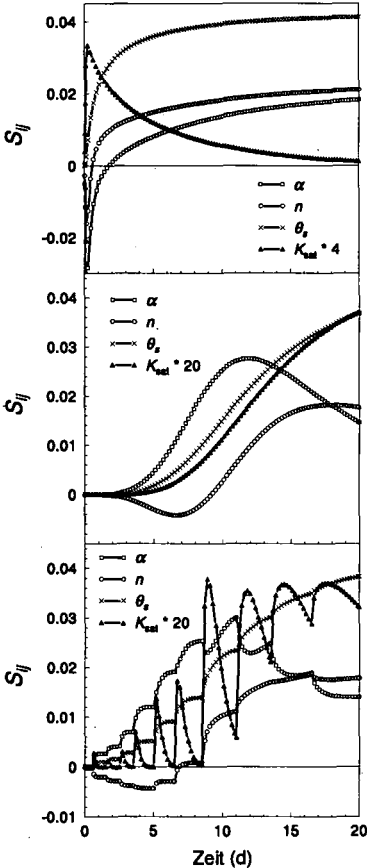


Abbildung 1: Sensitivitätskoeffizienten für die "one-step"-Methode (oben), für einen linearen Unterdruckanstieg (mitte) und für die "multi-step"-Methode (unten).

Am unteren Rand wurden ein einmaliger, großer Unterdruckanstieg ("one-step"), ein linearer Unterdruckanstieg und ein Unterdruckanstieg in mehreren Stufen ("multi-step") vorgegeben. Der untersuchte Potentialbereich erstreckte sich von $\psi = 0\text{cm}$ bis $\psi = -60\text{cm}$. Anschließend wurden die semilogarithmischen Sensitivitätskoeffizienten für die Parameter α , n , θ_s und K_{sat} im Bereich eines angenommenen globalen Minimums berechnet (siehe Abb. 1).

Für den einmaligen Druckanstieg zeigen n , α und θ_s ab $t = 2d$ eine annähernd lineare Abhängigkeit voneinander. Beim Anlegen eines linearen Druckanstiegs kommt es zu einer linearen Abhängigkeit zwischen K_{sat} und θ_s . Werden mehrere Druckstufen am unteren Rand einer Säule angelegt, sind alle Parameter unabhängig voneinander. Die "multi-step"-Methode erweist sich somit als die beste der drei vorgestellten experimentellen Randbedingungen.

3 Ergebnisse der Parameterbestimmung

Die "multi-step"-Methode wurde verwendet, um für zwei Böden, einen sandigen Lehm und einen Sandboden, die hydraulischen Parameter durch inverse Modellierung von Ausflußkurven zu ermitteln. Die computergesteuerte Versuchsanlage, die die Regelung des angelegten Unterdrucks und die hochauflösende Erfassung von Ausfluß- und Tensionsdaten erlaubt, ist bei Zurmühl (1994) ausführlich beschrieben. In Abbildung 2 ist jeweils eine Aus- und Rückflußkurve für die beiden Böden dargestellt.

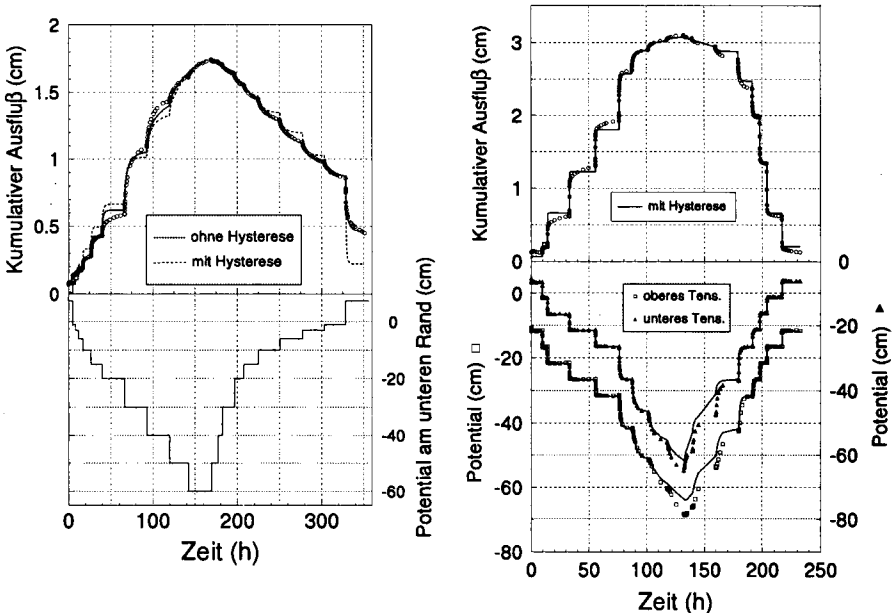


Abbildung 2: Gemessener und berechneter kumulativer Ausfluß für einen sandigen Lehm (links) und einen Sandboden (rechts) im oberen Teil der Abbildung. Der untere Teil zeigt für den sandigen Lehm den angelegten Unterdruck und für den Sandboden die gemessenen und angepaßten Matrixpotentiale.

Beim lehmigen Sand wurden die Aus- und die Rückflußkurve zu einem unabhängig voneinander (ohne Hysterese) und zum anderen unter Verwendung des Hysterese-Modells nach Kool und Parker (1987) angepaßt. Die Parameter der unabhängigen Anpassung zeigen eine deut-

lich bessere Übereinstimmung mit den Meßwerten (siehe Abb. 2), liefern aber sich schneidende pF-WG- und K_u -Kurven für Befeuchtung und Entwässerung und können daher nicht für eine Modellierung verwendet werden. Vergleicht man die gemessenen Tensiometerwerte des Sandbodens mit den gemessenen kumulativen Ausflußdaten kann eine Inkonsistenz zwischen den Tensionsdaten und den Ausflußdaten festgestellt werden. Während die Tensiometer sich bereits im Gleichgewicht mit dem unteren Rand befinden, fließt weiterhin Wasser aus der Säule aus. Dies kann auf den Unterschied zwischen statischer und dynamischer pF-WG-Kurve zurückgeführt werden. Letzterer kann durch die konzeptionell unterschiedlichen Größen, Potential und Wassergehalt und ihre Messung erklärt werden. Änderungen von Potentialen können sehr schnell über räumliche Distanzen übertragen werden ohne daß sich viel Masse bewegen muß. Mit Änderungen des Wassergehalts sind dagegen immer Massenflüsse in das Meßvolumen und aus ihm heraus verknüpft, was mit einer gewissen Zeitdauer verbunden ist. Eine solche Inkonsistenz kann durch die Modellierung nicht erfaßt werden, so daß die angepaßte Ausflußkurve einen deutlich eckigeren Verlauf aufweist als die gemessene. An diesem Boden wurden anschließend instationäre Versuche durchgeführt und die Meßergebnisse mit den zuvor bestimmten Parametern vorhergesagt (siehe Abb. 3).

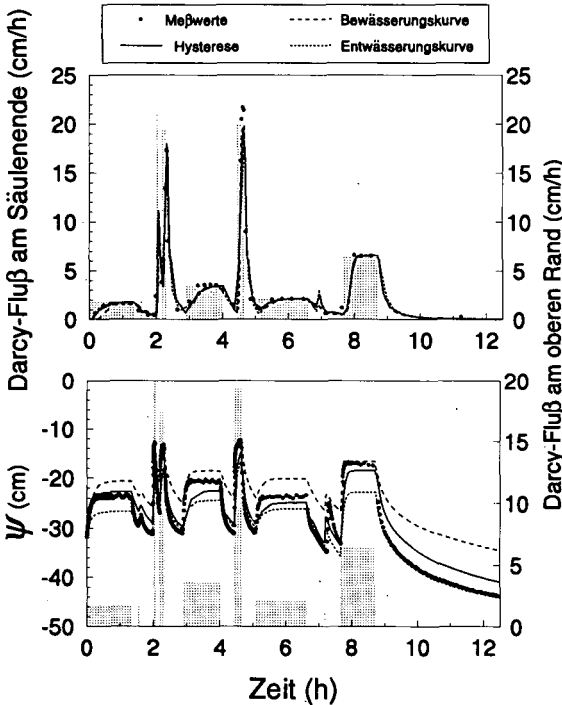


Abbildung 3: Vergleich von gemessenen und vorhergesagten Tensionen (unten) und Darcy-Flüssen am unteren Rand der Säule (oben).

Die jeweils drei Kurven wurden mit der Bewässerungs- und der Entwässerungskurve der pF-WG-Kurve und mit Berücksichtigung von Hysterese berechnet. Die Abb. zeigt, daß der Fluß am unteren Rand sehr gut vorhergesagt werden kann. Weiterhin gibt es nur geringe Unterschiede zwischen den drei verschiedenen Berechnungsmethoden.

Die gemessenen Potentiale können dagegen mit keinem der drei verwendeten hydraulischen Funktionen über den gesamten Verlauf richtig vorhergesagt werden. Die Verwendung des Hysterese-modells liefert zwar im Mittel die beste Anpassung, sagt die Meßwerte aber nur an wenigen Zeitpunkten richtig voraus, da die gemessenen Potentiale in Phasen der Infiltration und Redistribution jeweils den mit der Be- bzw. Entwässerungskurve berechneten Werten folgen.

Literatur: Kool und Parker(1987): Development and evaluation of closed-form expressions for hysteretic soil hydraulic properties. Water Resour. Res.,23,105-114.
Zurmühl T.(1994): Validierung konvektiv-dispersiver Modelle zur Berechnung des instationären Stofftransports in ungestörten Bodensäulen. Bayreuther Bodenkundliche Berichte, im Druck.

MITTEILUNGEN
DER
DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

Referate

Sitzung Kommission VII

"Bodenminerale in Raum und Zeit"

vom 5. bis 8. Oktober 1994

in

BREISACH

Band 74

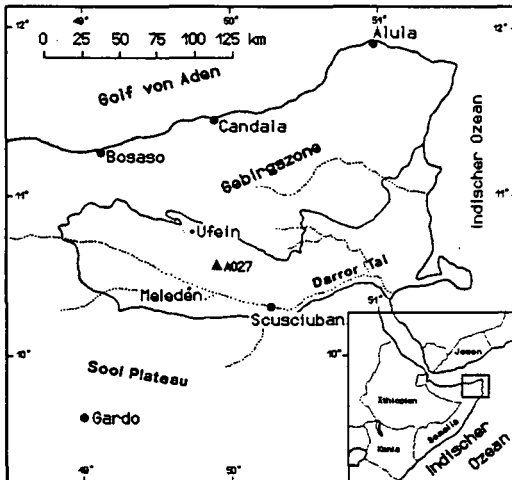
1994

Palygorskitreicher Vertisol im ariden Bereich NO-Somalia

von
Alaily, F.

Einleitung

In NO-Somalia (Abb. 1) kommen auf einer breiten Ebene im Zentralbereich des Darror Tals palygorskitreiche Vertisole vor, die aus quartärem fluvialen Sediment stammen. Das Klima im Darror Tal ist arid (Abb. 2), und der untersuchte Standort ist lückenhaft mit Pflanzen bewachsen. Das Klima ist durch geringe Niederschläge von 72 mm/a, die auf zwei Perioden verteilt sind, hohe Evapotranspiration von 2724 mm/a und eine hohe durchschnittliche Jahrestemperatur von 28,6°C geprägt. Die Jahresniederschläge schwanken sehr stark, insbesondere von August bis November sind sie sehr unregelmäßig und können mehrere Jahre ausfallen. Das Tal ist im Norden von hohen Bergen (Abb. 1) und im Süden von einem Plateau begrenzt. Die Niederschläge im Gebirgsbereich erreichen im Durchschnitt 200-300 mm/a. Die Berge und das Plateau bestehen aus tertiären Formationen, die vorwiegend aus Kalksteinen, Evaporiten und Konglomeraten aufgebaut sind.



• Stadt • Dorf ▲ untersuchter Boden --- Wadi

Abb. 1: Lokalität des untersuchten Bodenprofils (A027)

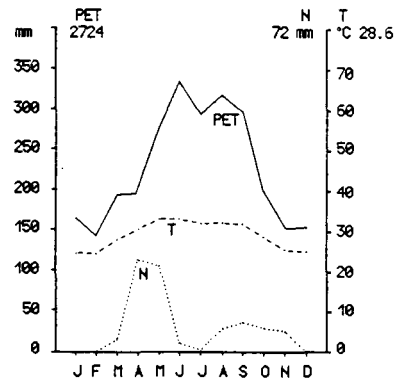


Abb. 2: Klimadaten der Meteorologischen Station von Scusciuban
N = Niederschlag,
PET = Potentielle Evapotranspiration
T = Temperatur

Methoden

Die Geländeuntersuchungen und die Bodenklassifikation wurden in Anlehnung an das FAO-UNESCO-System (1990) durchgeführt. Die Korngrößenanalyse sowie die Tongewinnung wurden nach Auswaschung der leichtlöslichen Salze und Gips ohne Carbonatzerstörung und nach Dispergierung mit Na-Pyrophosphat durchgeführt. Die Tonminerale wurden röntgenographisch an luftgetrockneten, mit KCl vorbehandelten und auf 400 °C bzw. 550 °C erhitzten Texturpräparaten bestimmt. Durch Berechnung der Prozentanteile der Reflexhöhen, die auf den Röntgenaufnahmestreifen gemessen wurden, konnten die Minerale der Tonfraktionen halbquantitativ erfaßt werden.

Die Carbonate wurden mit dem Scheibler-Apparat, die pH- und EC-Werte in einem 1:2,5 Boden Wasser-Extrakt bestimmt. Die Gesamtgehalte an Si, Al, Fe, Ca, K, Na, Mg wurden mit dem Röntgenfluoreszenzanalysator (RFA), C und S gaschromatographisch mit dem LECO-Apparat ermittelt. Die laugelöslichen Al und Si sind nach SCHLICHTING und BLUME (1966) extrahiert sowie mit dem Atomabsorptionsspektrometer (AAS) bestimmt worden. Der Feldwassergehalt wurde nach Erhitzen der Proben auf 105 °C gravimetrisch bestimmt.

Ergebnisse

Das untersuchte Bodenprofil wurde als "Calcic Vertisol" klassifiziert. Im Gelände zeigt der Boden lehmige Bodenart, Spalten, die eine Tiefe von mehr als 100 cm erreichen, und "slicken sides" in 92 bis 140 cm Tiefe. Seine Tongehalte in allen Horizonten liegen etwas über 30 % (Abb. 3). Im Gegensatz zu üblichen Vorstellungen ist der untersuchte Vertisol sehr arm an Smektit und an Vermikulit (Tab. 1). Der Ton besteht größtenteils aus Palygorskit, etwas Chlorit und Kaolinit sowie Spuren von Smektit, Quarz, Feldspat und Calcit. Das Vorkommen von Palygorskit konnte mit Hilfe eines Rastermikroskops bestätigt werden (Abb. 4). Es scheint lithogen aus tertiären Gesteinen der Umgebung zu stammen (STROUHAL 1993).

Die Tiefenfunktionen des Ton- (Abb. 3) und des Carbonatgehaltes sowie der Quotient aus den laugelöslichen Si und Al zeigen keine Veränderungen, die EC-Werte aber eine schwache Abnahme mit der Tiefe (Tab. 2). Dies spricht für eine schwache Verwitterung, die durch Vertisol-Dynamik verursacht wird. Außerdem wird durch Anreicherung von gelösten Stoffen mit dem Oberflächenwasser aus den höher gelegenen Bereichen, sowie durch Anreicherung von salzreichem Staub die Verwitterung gehemmt. Das frisch aussehende Gilgai-Mikrorelief, die ungefüllten offenen Bodenspalten, die an der Bodenoberfläche vorkommen, und die pedogenetischen Laborergebnisse zeugen für einen Peloturbationsprozeß, der heute aktiv ist.

Tab. 1: Mineralzusammensetzung der Tonfraktion

Tiefe cm	Hor ^a	% ^b								
		Ch	Sm	Pa	Il	K	Qu	F	C	Do
Spaltenfüllung		13	7	56	0	9	7	3	4	0
0 - 10	Aw	14	8	51	0	9	8	3	8	0
- 17	Bu1	15	7	55	0	10	6	3	3	0
- 26	Bu1	17	6	52	0	11	8	5	3	0
- 59	Bu1	15	6	52	0	10	7	4	4	0
- 92	Bu2	17	5	52	0	11	8	5	3	0
- 108	Bu2	14	9	54	0	9	7	4	3	0
- 140	Bu3	16	4	52	0	10	7	4	4	0

^aHorizonte nach der FAO-UNESCO (1990).

^bAbkürzungen:

Ch : Chlorit,

Sm : Smectit,

Pa : Palygorskit,

Il : Illit,

K : Kaolinit,

Qu : Quarz,

F : Feldspat,

C : Calcit,

Do : Dolomit.

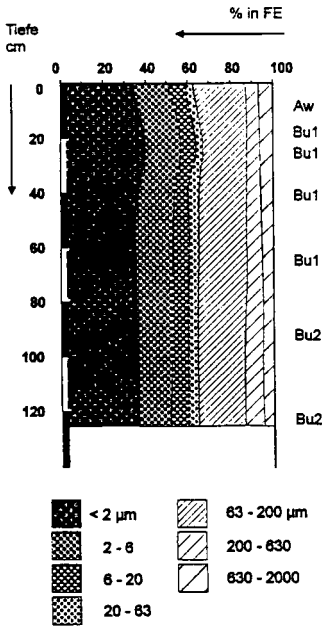


Abb. 3: Korngrößen-Tiefenfunktionen des Feinbodens

Abb. 4: Rasterelektronenmikroskopaufnahme eines Texturpräparates der Tonfraktion mit Palygorskitstäbchen

Aus Tab. 2 geht hervor, daß die Wassergehalte (gemessen am ende der trockenen Zeit in April 1988) mit der Tiefe zunehmen. Diese Wassergehalte sind geringer als der Wassergehalt des permanenten Welkepunktes. In der Annahme, daß die Wasserkapazität von Lehm 35 % sein kann (SCHLICHTING & BLUME 1966), muß die notwendige Wassermenge zur optimalen Quellung des Bodens bis in einer Tiefe von 108 cm ca 300 l/m² betragen (= Wassermenge am Ende der Trockenphase - Wassermenge bei WK). Diese Wassermenge muß als Oberflächenwasser aus der Gebirgszone, in Jahren mit hohen episodischen Niederschlägen, stammen.

Tab. 2: Chemische Eigenschaften und Feldwassergehalt (Fcht) des untersuchten Vertisols

Tiefe	Hor	pH	EC	CaCO ₃	Al ₁	Si ₁	Al ₁ : Si ₁	Fcht
cm			µS.cm ⁻¹	%	mg.kg ⁻¹			%
Spaltenfüllung		7,32	292	54,5	823	4900	0,168	4.2
0- 10	Aw	7,35	292	53,9	748	4775	0,157	4.0
- 17	Bul	7,39	264	56,6	780	4675	0,167	4.4
- 26	Bul	7,71	192	59,3	855	4625	0,185	6.1
- 59	Bul	7,72	198	56,6	720	4325	0,166	7.8
- 92	Bul	7,78	160	56,1	773	4525	0,171	9.5
-108	Bu2	7,71	182	58,7	685	5125	0,134	9.9
-140	Bu2	7,36	193	51,6	615	4950	0,124	n.B.

Literatur

- FAO-UNESCO (1990): Soil map of the world (1:5 000 000), revised legend. Rome, 119 S.
- SCHLICHTING, E. & BLUME, H.-P. (1966): Bodenkundliches Praktikum.- Paul Parey, 209 S.
- STROUHAL, A. (1993): Tongeologische Entwicklungstrends in kretazischen und tertiären Sedimenten Nordostafrikas: regionale Fallbeispiele.- Berliner geowiss. Abh. (A) 155, 1-68, Berlin.

Tonmineralbestand von Böden aus unterschiedlichen Substraten im semiariden Nordkamerun

von

Breuer, J.*

Der Tonmineralbestand von hartsetzenden Böden Nordkameruns und von mit ihnen vergesellschafteten Böden wurde mittels Röntgendiffraktometrie bestimmt. In der Ebene von Diamare am südlichen Rand des Tschadbeckens wurden hartsetzende Alfisole aus sandig-lehmigem Alluvium und Vertisole aus tonigem Alluvium untersucht. An den Hängen von Inselbergen wurden Inceptisole aus Amphibolitsaprolit beprobt. Hinzu kommen sandige Alfisole aus frühquartären äolischen Randdünen des damaligen Tschadsees und PlinthustalFs aus Resten von Lateritersatz einer tertiären Penneplain.

Im Gegensatz zu hartsetzenden Böden aus anderen Gebieten (Norrish und Pickering, 1983; Chartres et al., 1990; Mullins et al., 1990) enthalten die Alfisole aus Nordkamerun neben Kaolinit und Illit vor allem in den Unterböden relativ viel dioctaedrischen ($d_{060} = 0.149 - 0.151 \text{ nm}$) Smectit (Abb. 1). Der Smectit ist im Feinton angereichert und nimmt mit zunehmender Tiefe im Profil relativ zum Kaolinit ab (Abb. 1).

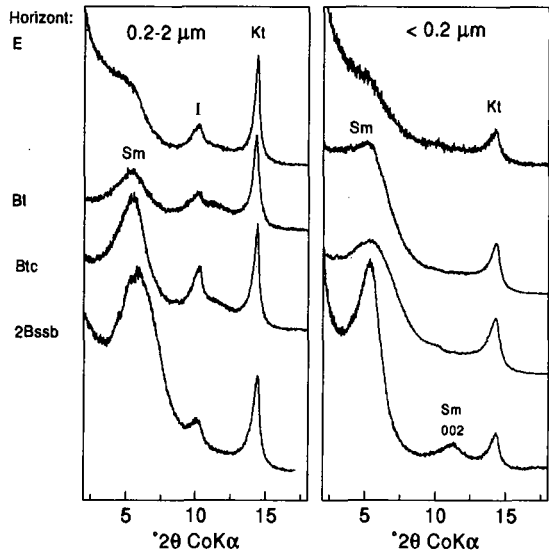


Abbildung 1 Röntgendiagramme der Mg^{2+} -belegten, glycerinesättigten und orientierten Grob- ($0.2-2 \mu\text{m}$) und Feintone ($<0.02 \mu\text{m}$) des hartsetzenden Aeric Albaqualfs HS2. Sm = Smectit, I = Illit, Kt = Kaolinit.

* Lehrstuhl für Bodenkunde der Technischen Universität München, D 85395 Freising
 Neue Anschrift:
 Landesanstalt für Landwirtschaftliche Chemie der Universität Hohenheim
 D 70593 Stuttgart

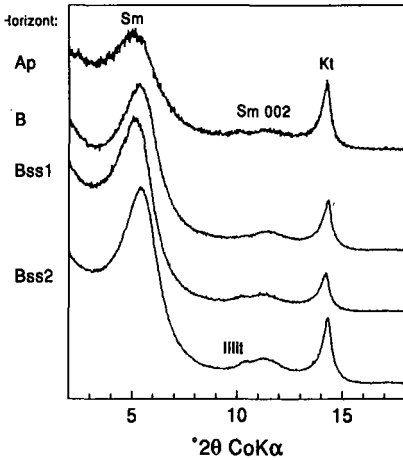


Abbildung 2 Röntgendiagramme der Mg^{2+} -belegten, glyceringesättigten und orientierten Tone des Ustic Epiaquept V2. Sm = Smectit, Kt = Kaolinit.

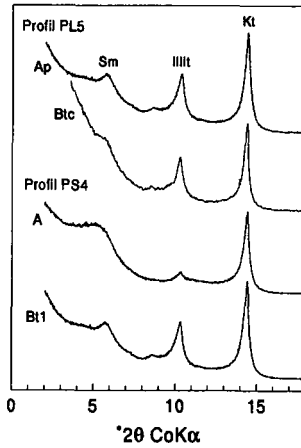


Abbildung 3 Röntgendiagramme Mg^{2+} -belegter, glyceringesättigter und orientierter Tone aus Horizonten des Psammentic Haplustalf PS4 und des Plinthustalf PL5. Sm = Smectit, Kt = Kaolinit.

Die hartsetzenden Böden werden trotz dieser relativ hohen Smectitgehalte nicht durch Quellen und Schrumpfen strukturiert. Das läßt sich möglicherweise auf ihren hohen Eisengehalt (Breuer und Murad, 1992) zurückführen, der im wassergesättigten (reduzierten) Zustand die Quellfähigkeit verringert (Stucki et al., 1984). In den AE- und E-Horizonten dieser Böden wird Smectit vermutlich durch dispersive horizontale Auswaschung auf dem gering permeablen Bt-Horizont und durch Ferrolyse selektiv abgereichert (Breuer, 1994).

Die Tonfraktion der Vertisole der alluvialen Ebene besteht, wie die der hartsetzenden Alfisole, vor allem aus Smectit und Kaolinit (Abb. 2). Die Vertisole unterscheiden sich durch Tongehalte über 350 g kg^{-1} von den hartsetzenden Böden, was zu Strukturbildung durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse (Trockenrisse) bei Wassergehaltsänderungen führt.

Die Böden aus frühquartären Dünenansanden sind meist Alfisole mit sehr geringen Tongehalten ($< 100 \text{ g kg}^{-1}$). In der Tonfraktion dominiert Kaolinit neben geringen Anteilen von Illit (Profil PS4 in Abb. 3). Ein sandiger Tropaquept mit Endosaturation (Gleymorphologie) in einem Düental (Profil PS3) hat jedoch hohe Smectitgehalte in Grob- und Feinton (Abb. 4). Das scheint im Widerspruch zum Wasserhaushalt (Endosaturation) und dem tiefen pH von 4.2 dieses Bodens zu stehen, da Smectit in den anderen untersuchten Böden nur bei mangelnder Dränung und hohem pH eine dominierende Mineralphase ist. Offensichtlich kommt es hier infolge hoher Si- und Mg-Konzentration des perkolierenden Grundwassers trotz tiefer pH-Werte zur Neogenese von Smectit. Daß die Gehalte an leicht extrahierbarem Si in diesem Boden vergleichsweise hoch sind hat Breuer

(1994) gezeigt. Auch weitere Voraussetzungen für die Neogenese von Smectit bei Zimmertemperatur und tiefem pH, wie mobiles Fe^{2+} und hohe Gehalte an austauschbarem Mg^{2+} (Harder, 1978), sind in diesem Profil erfüllt (Breuer, 1994).

Auch die Tonfraktion von Plinthustalfen aus Resten von Lateritzersatz der tertiären Peneplain besteht aus Kaolinit und relativ viel Illit (Profil PL5 in Abb. 3). Der Illit stammt hier aus dem Zerfall von Gesteinsresten, die Bestandteil des Lateritzersatzes sind. Der Kaolinit ist dabei - wie vermutlich in allen untersuchten Böden - im wesentlichen vom Ausgangssubstrat ererbt und unter feuchttropischem Paläoklima entstanden. Darauf weisen insbesondere bei den Plinthustalfen auch relativ hohe Hinckley Indices hin (Breuer und Murad, 1992).

In Inceptisolen aus Amphibolitsaprolit und Saprolitkolluvium an den Hängen von Inselbergen bildet sich offensichtlich aus der Mg^{2+} -reichen Verwitterungslösung der primären Minerale (vor allem Amphibole und Feldspäte) Vermiculit (Abb. 5), da das Ausgangssubstrat dieser Böden keine Schichtsilikate enthält. Das Fehlen von Vermiculit in den Böden aus Alluvien, wo das Ausgangssubstrat Glimmerminerale enthält, läßt vermuten, daß Vermiculit generell unter den Verwitterungs-

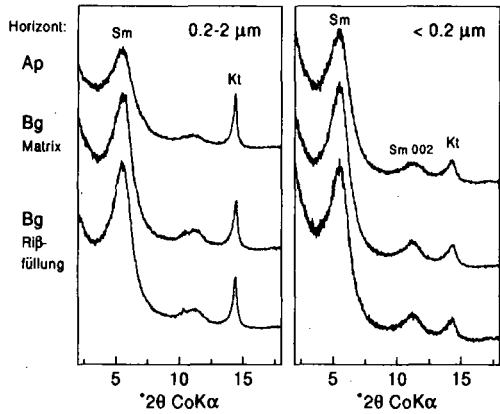


Abbildung 4 Röntgendiagramme Mg^{2+} -belegter, glyceringesättigter und orientierter Grob- ($0.2-2 \mu m$) und Feintone ($<0.2 \mu m$) des Vertic Tropaquept PS3. Sm = Smectit, Kt = Kaolinit.

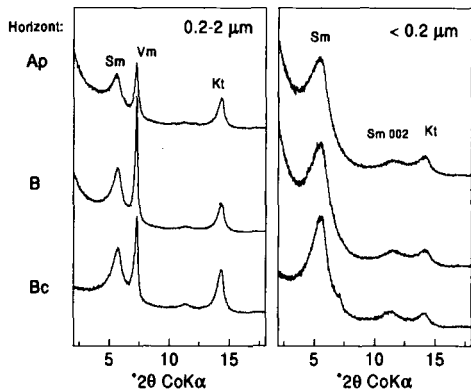


Abbildung 5 Röntgendiagramme der Mg^{2+} -belegten, glyceringesättigten und orientierten Grob- ($0.2-2 \mu m$) und Feintone ($<0.2 \mu m$) des Aquic Ustropept PL3. Sm = Smectit, Vm = Vermiculit, Kt = Kaolinit.

bedingungen Nordkameruns nicht stabil ist. Sein Vorkommen ist demnach durch das besonders basenreiche Ausgangssubstrat (Amphibolit) und vermutlich auch die Landschaftsposition (gut dränende Hänge) bedingt. In Böden des Fußbereichs der Amphibolitinselberge, die Vertisolcharakter haben, dominiert Smectit (Breuer, 1994).

Literatur:

Breuer, J. (1994):

Hartsetzende Böden Nordkameruns. Dissertation. Lehrstuhl für Bodenkunde der Technischen Universität München. Im Druck.

Breuer, J. und Murad, E. (1992):

Mineralogy of soil kaolinites from Cameroon. Z. Pflanzenerähr. Bodenk., 155: 379-383.

Chartres, C.J.; Kirby, M.J. und Raupach, M. (1990):

Poorly ordered silica and aluminosilicates as temporary cementating agents in hardsetting soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 51: 819-824.

Harder, (1978):

Synthesis of iron layer silicate minerals under natural conditions. Clays Clay Miner., 26: 65-77.

Mullins, C.E.; MacLeod, D.A.; Northcote, K.H.; Tisdall, J.M. und Young, I.M. (1990):

Hardsetting soils: behaviour, occurrence and management. Advances in soil Soil Science, 11: 37-108.

Norrish, K. und Pickering, J.G. (1983):

Clay Minerals. In: Division of Soils, CSIRO (Hsg.): Soils - an Australian Viewpoint. Melbourne, Australien: 281-308.

Stucki, J.W.; Low, P.F.; Roth, C.B. und Golden, D.C. (1984):

Effects of oxidation state of octahedral iron on clay swelling. Clays Clay Miner., 32: 357-362.

Veränderung des Quarzgehaltes der Korngrößenfraktionen einer Parabraunerde aus weichselzeitlichem Geschiebemergel

von

Dultz, S. und H. Graf v. Reichenbach*

Einleitung

Chemische und physikalische Verwitterung können zu einer Überführung von Mineralen aus gröberen in feinere Korngrößenfraktionen führen. Zur Interpretation der Veränderungen in der mineralogischen Zusammensetzung einer Korngrößenfraktion bei der Bodenbildung müssen die Umsetzungen aller Minerale der Fraktionen und die der gröberen Korngrößenfraktionen berücksichtigt werden. Als feinste Korngrößenfraktion im Boden ist die Tonfraktion von solchen Umsetzungen besonders stark betroffen. Die Betrachtung von Quarz ist in Hinblick auf dessen Verwendung als Index für Stoffvorratsbilanzen (BARSHAD, 1964) von besonderem Interesse. Für Umsetzungen von Quarz ist aufgrund seiner hohen Stabilität gegenüber chemischer Verwitterung überwiegend physikalische Teilchenzerkleinerung anzunehmen.

Material und Methoden

Die Untersuchungen wurden an Waldböden aus Geschiebemergel, Löß und Geschiebedecksand durchgeführt und die Ergebnisse hier an einer Parabraunerde aus weichselzeitlichem Geschiebemergel (Profil Siggen) dargestellt, die bei SCHIMMING und BLUME (1993) einschließlich der mineralogischen Zusammensetzung der Korngrößenfraktionen beschrieben ist. Die einheitliche Zusammensetzung des Ausgangsmaterials der Bodenbildung - Voraussetzung für Stoffvorratsbilanzen (KUNDLER, 1959) - wurde mit Hilfe von Sandsummenkurven, der Bildung von Quarzquotienten der Sandfraktionen und dem Zirkonium- und Titangehalt bestimmter Korngrößenfraktionen geprüft (DULTZ, 1993). Die Sandfraktion wurde in bis zu sieben, Schluff- und Tonfraktionen in jeweils drei Korngrößenfraktionen gewonnen. Die mineralogische Zusammensetzung der Korngrößenfraktionen wurde mittels temperaturgesteuerter Karl-Fischer-Titration über die Wasserfreisetzung ab einer bestimmten Temperatur (DULTZ und REICHENBACH, 1995), chemischer Analyse und IR-Spektroskopie (TARRAH, 1989) bestimmt.

Die Umsetzungen von Quarz werden durch die Bildung von Quotienten aus den Quarzgehalten bestimmter Korngrößenfraktionen (BARSHAD, 1964) zunächst qualitativ und anschließend mit Hilfe einer Massenbilanz (KUNDLER, 1959) quantitativ beschrieben.

*) Inst. f. Bodenkunde, Univ. Hannover, Herrenhäuser Str. 2, 30419 Hannover

Ergebnisse

Aus den Quotienten der Quarzgehalte der Korngrößenfraktionen 20-63/63-2000 μm wird ein von den unteren zu den oberen Horizonten zunehmender Gehalt an Quarz in der Grobschlufffraktion deutlich (Abb. 1).

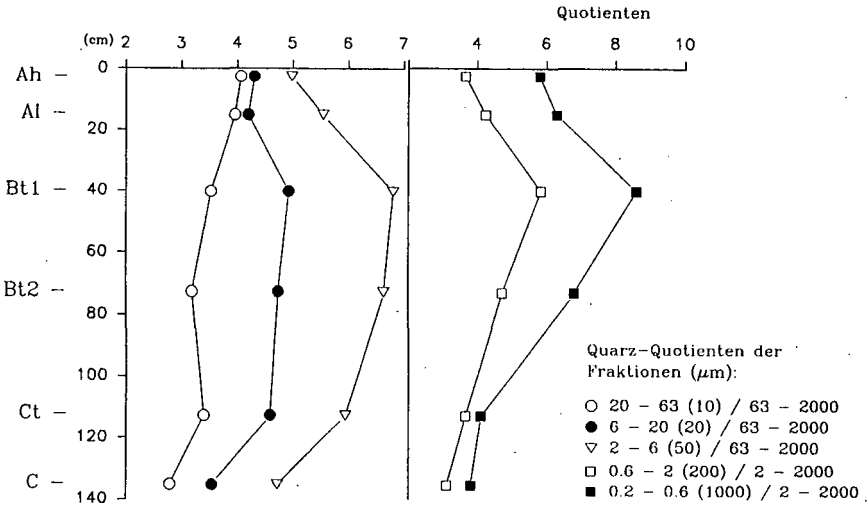


Abb. 1: Quotienten der Gehalte an Quarz der Fraktionen 0,2-63 μm und der Fraktion 2-2000 μm , Profil Siggen.

Gleiches gilt für die Mittel- und Feinschlufffraktion. Alle Quotienten der Ah- bis Ct-Horizonte liegen über denen der C-Horizonte. Das Maximum der Quotienten liegt für diese Fraktionen im Bereich des Bt1- und Bt2-Horizontes. Dies ist möglicherweise auf erhöhte Umsetzungen in diesen Horizonten zurückzuführen oder als Folge der Lessivierung anzusehen. Starke Zunahmen vor allem im Bt1- aber auch im Bt2-Horizont treten noch deutlicher in der Tonfraktion hervor. Hier liegen die höchsten Quotienten im Bereich des Bt1-Horizontes. Durch Lessivierung sind Verluste an Quarz im Ah- und Al-Horizont anzunehmen. Trotzdem sind die Quotienten in diesen Horizonten größer als die des C-Horizontes. Die daraus ableitbaren Zunahmen an Quarz in den Schluff- und Tonfraktionen sind auf Überführung aus den Sandfraktionen zurückzuführen. Aus der Massenbilanz für Quarz können die Umsetzungen zwischen den verschiedenen Korngrößenfraktionen ermittelt werden (Abb. 2).

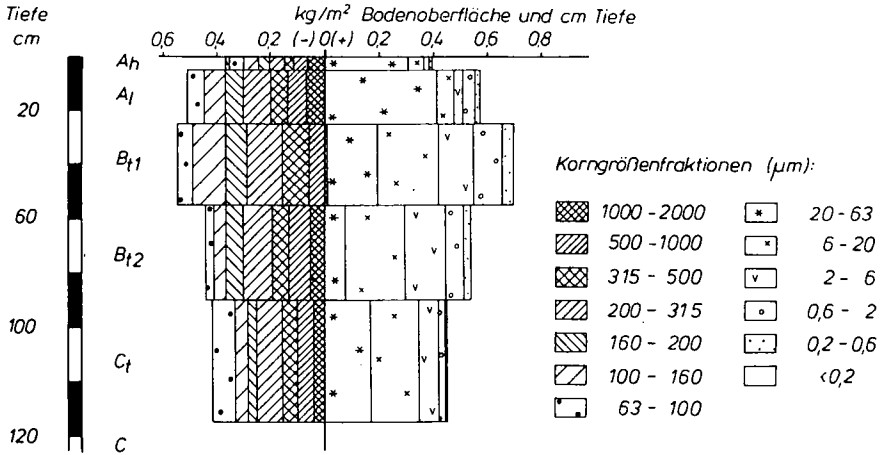


Abb. 2: Massenbilanz für Quarz, Darstellung der Verluste und Gewinne (kg/m² und cm Horizontmächtigkeit), Profil Siggen. Bezugshorizont: C, Index: Quarz der Fraktion 2-2000 µm.

Die Ergebnisse der Massenbilanz für Quarz bestätigen die aus den Quarzquotienten abgeleiteten Umsetzungen. Abnahmen in allen Sandfraktionen stehen Zunahmen vor allem in den Schluff- und in geringerem Umfang in den Tonfraktionen gegenüber. Über den Erhalt von Quarz während der Pedogenese kann bei der Verwendung von Quarz als Index der Bilanzrechnung keine Aussage gemacht werden, wohl aber über die Umsetzungen zwischen den Fraktionen. Bei einem ursprünglichen Bestand von Quarz in der Schlufffraktion von 283 kg/m² und 1m Tiefe betragen die Zunahmen 48 kg. Die absoluten Zunahmen in der Tonfraktion sind geringer. Bei einem Ausgangsgehalt von 15,4 kg/m² und 1m Tiefe betragen die Gewinne 9,3 kg. Die Angabe für die Tonfraktion ist nur als Mindestumsatz anzusehen, da durch eine als Cutane sichtbare Toneinlagerung in den als Bezugsbasis der Bilanzierung dienenden C-Horizont die Umsetzungen zu gering berechnet werden.

Nach der Massenbilanz weisen alle Korngrößenfraktionen Umsetzungen von Quarz auf. Dies zeigt die Notwendigkeit an, daß, wenn Quarz als Index für Bilanzrechnungen verwendet werden soll, der Gesamtquarzgehalt des Mineralbodens zugrundegelegt werden muß. Für den Quarzgehalt der Tonfraktion besteht durch mögliche starke Verlagerungsprozesse eine Einschränkung für die Verwendung als Index. Tritt Tonverlagerung auf so ist allein der Quarzgehalt der Schluff- und Sandfraktionen als Index heranzuziehen.

Die Intensität der Umsetzungen ist durch einen gleichmäßigen Rückgang mit zunehmender Tiefe gekennzeichnet.

Diskussion

Zunahmen in den Schluff- und Tonfraktionen legen den Gedanken an äolischen Eintrag nahe. Der von HARTMANN et al. (1992) angegebene Staubeintrag während des Holozäns in Höhe von ca. 5 kg/m² mit Quarz als Hauptbestandteil reicht jedoch größenordnungsmäßig nicht aus um die errechneten Zunahmen zu erklären. Gewinne an Quarz in den Schlufffraktionen werden von ARNAUD und WHITESIDE (1963) nach Untersuchungen an verschiedenen Böden und Laborversuchen auf Kryoklastik zurückgeführt. Für das hier untersuchte Bodenprofil betrug die Dauer periglazialer Einflüsse ca. 2000 Jahre, die für die Bodenentwicklung ca. 10000 Jahre. Zur getrennten Erfassung der ablaufenden Umsetzungen dieser Klimate müßten solche Untersuchungen an nach Ende der Eiszeit abgelagerten Sedimenten, z. B. holozänem Flugsand, durchgeführt werden.

Zusammenfassung

Für die periglaziale und holozäne Entwicklung einer Parabraunerde aus weichselzeitlichem Geschiebemergel wurden die Umsetzungen von Quarz in den verschiedenen Korngrößenfraktionen mit Hilfe von Quotientenbildung und einer Massenbilanz untersucht. Alle Korngrößenfraktionen sind von Umsetzungen betroffen. Die Gehalte der Sandfraktionen treten zugunsten derer der Schluff- und Tonfraktionen zurück. Bei der Verwendung von Quarz als Index für Stoffvorratsbilanzen ist deshalb der Quarzgehalt des Mineralbodens $< 0,2-2000 \mu\text{m}$ bzw. bei Profilen mit Tonverlagerung der verlagerungsresistenten Fraktionen zu verwenden. Zur Trennung der Umsetzungen im Periglazial und während der holozänen Bodenentwicklung sind weitere Untersuchungen nötig.

Literatur

- Arnaud, R.J.ST., Whiteside, E.P., 1963: Physical breakdown in relation to soil development. *J. Soil Sci.*, **14**, 267-281.
- Barshad, I., 1964: Chemistry of soil development. In: Bear, F.E.: Chemistry of the soil. Reinhold, New York, 1-70.
- Dultz, S., 1993: Verwitterungsbilanzen an sauren Waldböden aus Geschiebedecksand. Dissertation, Universität Hannover.
- Dultz, S., Reichenbach, H. Graf von, 1995: Quantitative Mineralbestimmung in der Schlufffraktion von Böden auf der Grundlage der chemischen Analyse und unter Anwendung der Karl-Fischer-Titration. I. Verfahren. *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.*, in Vorbereitung.
- Hartmann, K.-G., Blume, H.-P., Kalk, E., Lange, H., 1992: Mineralveränderungen holozäner Staubeinträge eines norddeutschen Hochmoores. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, **68**, 243-246.
- Kundler, P., 1959: Zur Methodik der Bilanzierung der Ergebnisse von Bodenbildungsprozessen (Profilbilanzierung), dargestellt am Beispiel eines Texturprofils aus Geschiebemergel in Norddeutschland. *Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenkd.*, **86**, 215-222.
- Schimming, C.-G., Blume, H.-P., 1993: Landschaften und Böden Ostholsteins. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, **70**, 47-78.
- Tarrah, J., 1989: Verwitterungsbilanzen von Böden auf der Basis modaler Mineralbestände. *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme, Reihe A*, **52**.

Aktuelle Protonenbelastung und Kationenfreisetzung in einem Eisenhumuspodsol im Schwarzwald

von

Feger, K.H.*

1. Einleitung und Problemstellung

Die Verwitterung von Bodenmineralen ist für die Mineralstoffversorgung der Pflanzen und die H^+ -Pufferung ein zentraler Prozeß, wobei Protonen verbraucht und Metallkationen freigesetzt werden. Die Freisetzung von Metallkationen ist somit abhängig von der H^+ -Belastung, deren unterschiedliche Höhe durch ökosysteminterne Umsätze bzw. den atmogenen Säureeintrag bestimmt wird. Die Angabe von mineralverwitterungsbedingten Pufferraten ist für komplexe natürliche Systeme mit prinzipiellen Problemen verbunden (FEGER, 1992). Soll die Kationenfreisetzung mit der Mineralverwitterung gleichgesetzt werden, muß von einem Gleichgewicht zwischen Kationenquellen und -senken ausgegangen werden. In einfache Eintrag-Austrag-Bilanzen gehen jedoch sämtliche, sich aus den internen Elementkreisläufen ergebenden Schwankungen ein. Dies betrifft die Nährelementaufnahme durch den Bestand, Ad- bzw. Desorption an mineralischen und organischen Austauschern sowie die Mineralisation organischer Substanz im Boden. Bei Bilanzen auf der Skala eines Wassereinzugsgebiets sind auch Stoffumsätze in tieferen, nicht zum eigentlichen Ökosystem gehörenden Verwitterungsbereichen zu berücksichtigen.

2. Material und Methoden

Die Stoffumsatzmessungen im Rahmen des forstökologischen Projekts ARINUS erlauben eine Verknüpfung verschiedener Strukturebenen. Laborexperimente und Bilanzierungen des Mineralvorrats in Bodenprofilen wurden vom Institut für Bodenkunde und Standortslehre der Universität Hohenheim vorgenommen (STAHR und ZAREI, 1992; ZAREI und STAHR, 1994). Das Vorhaben arbeitet mit dem Konzept eines erweiterten Waldökosystems und verbindet Messungen der internen Stoffumsätze mit Eintrag-Austrag-Bilanzen geschlossener, vollständig bewaldeter kleiner Wassereinzugsgebiete. Innerhalb jedes Einzugsgebiets wird an einem repräsentativen Standort der Stoffumsatz gemessen. Standortseigenschaften, Instrumentierung, Methodik und Berechnungsverfahren sind an anderer Stelle ausführlich dargestellt (BRAHMER, 1990; FEGER, 1993). Im folgenden werden Ergebnisse von Elementflüssebilanzen auf Ökosystem- und Landschaftsebene für das Versuchsgebiet Schluchsee (Feldberggebiet, 1200 m ü.NN; 4,5°C; 1800 mm; Eisenhumuspodsol aus Bärhaldegranit) gegenübergestellt.

3. Ergebnisse und Diskussion

In Abb. 1 sind die Flußdichten aller Hauptkationen und -anionen durch das Waldökosystem Schluchsee dargestellt. Der Protonenfluß erreicht unterhalb des Auflagehumus mit $1,4 \text{ kmol } \text{I} \dot{\text{A}} \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ den höchsten Wert und nimmt mit zunehmender Bodentiefe wieder ab. Auf der Anionenseite werden diese Protonen im Boden von einer äquivalenten Menge organischer Anionen begleitet. Die Verlagerung pedogener organischer Säuren, hauptsächlich Fulvosäuren, verläuft parallel zu den DOC-Flüssen und steuert daneben maßgeblich den Al- und Fe-Transport durch Chelatbildung (vgl. Tab. 1). Das im Bodensickerwasser mengenmäßig bedeutendste Element ist Al, das in einer Reihe von Spezies auftreten kann. Die Summe der anorganischen Al-Spezies ist als Al^{3+} angegeben, das unter den gegebenen sauren Bedingungen stark dominiert. Organisch-komplexiertes Al, das im Oberboden überwiegt (Tab. 1) ist dabei nicht berücksichtigt. Das anorganische Al steigt auf dem Weg vom Ober- in den Unterboden stark an und erreicht in 80 cm Tiefe einen Maximalwert von $1,4 \text{ kmol } \text{I} \dot{\text{A}} \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Dies ist für einen Podsol ungewöhnlich, da unterhalb des Bs-Horizonts keine größere Al-Verlagerung mehr stattfinden sollte. Die treibende Kraft für die im tieferen Mineralboden beobachtete Al-Verlagerung ist jedoch nicht die gelöste organische Substanz, sondern die bodeninterne Freisetzung der starken Mineralsäuren H_2SO_4 und HNO_3 . Dies ist deutlich erkennbar an den mit zunehmender Bodentiefe größer werdenden Flüsse der Anionen dieser Säuren, SO_4^{2-} bzw. NO_3^- .

* Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre, Albert-Ludwigs-Universität, Bertoldstraße 17, 79085 Freiburg i.Br

Tab. 1 Flüsse ($\text{kg ha}^{-1} \text{a}^{-1}$) an gelöster organischer Substanz (DOC), Gesamt-Aluminium (Al) und Gesamt-Eisen (Fe) sowie organisch-komplexierten Bindungsanteilen in verschiedenen Meßebenen des ARINUS-Einzugsgebiets Schluchsee (Bilanzierungszeitraum 11/1987 - 10/1990).

	DOC	Al		Fe	
		Al _{org}	Al _t	Fe _{org}	Fe _t
Freilandniederschlag	18,8		0,1		0,1
Kronentraufe	43,5		0,3		0,2
unterh. Auflagehumus	294,2	2,5	3,0	1,4	1,5
Mineralboden 30 cm	133,5	7,5	12,8	2,7	2,8
Mineralboden 80 cm	27,1	4,3	16,5	0,1	0,1
Gebietsaustrag	11,4	2,1	4,2	0,1	0,1

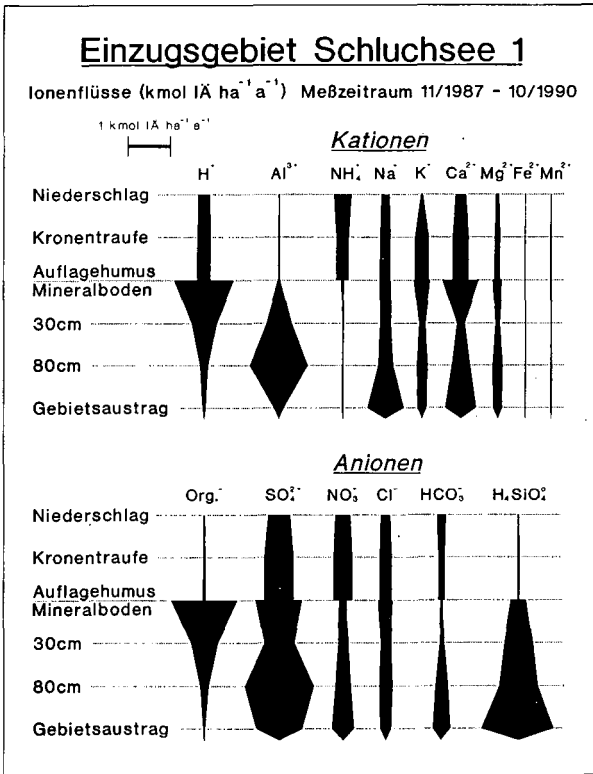


Abb. 2 Ionenflüsse durch die verschiedenen Meßebenen des ARINUS-Experimentalwassereinzugsgebiets Schluchsee ($\text{kmol IÄ ha}^{-1} \text{a}^{-1}$; Mittelwerte für den Zeitraum 11/1988 bis 10/1990).

Ursache für die beobachtete Anionenfreisetzung sind Mineralisierungsprozesse im tiefgründigen, biologisch aktiven Humuskörper: Diese Prozesse stellen ein "reliktisches Merkmal" des Stoffumsatzes im ursprünglichen Bergmischwald-Ökosystem dar, das an diesem Standort erst vor ca. 200 Jahren in einen Fichtenreinbestand umgewandelt wurde. Offensichtlich stehen die mikrobiellen Abbauprozesse im humosen Mineralboden nicht im Gleichgewicht mit der Nährstoffaufnahme durch den Bestand. Man könnte dieses Phänomen, das auf den Baumartenwechsel der tiefwurzelnden Baumarten Buche und

Tanne zu Fichte auf diesem Standort zurückgeht, auch als "räumliche Entkopplung des Ionenkreislaufes" bezeichnen (vgl. FEGGER, 1993). Der im weiteren Verlauf der Sickerstrecke kontinuierlich zunehmende NO_3^- -Fluß ist auf die bereits erwähnten Mineralisierungsprozesse im tiefgründig humosen Mineralboden zurückzuführen. Auch für den parallel dazu ansteigenden SO_4^{2-} -Fluß dürften in erster Linie Mineralisierungsprozesse verantwortlich sein. Die basischen Kationen K^+ , Ca^{2+} und Mg^{2+} zeigen alle eine mehr oder weniger starke Einbindung in den internen Nährstoffkreislauf. Die Freisetzung im tieferen Mineralboden und besonders auf der Sickerstrecke zwischen Solum und Bach ist für Ca^{2+} und Na^+ am stärksten ausgeprägt, was sich mit vorwiegender Plagioklas-Verwitterung erklärt. Dafür sprechen zum einen die stöchiometrischen Verhältnisse sowie die parallele Zunahme des SiO_2 -Flusses. Dieser Befund deckt sich mit Ergebnissen von Verwitterungsexperimenten am granitischen Ausgangsgestein (ZAREI und STAHR, 1994). Dies verdeutlicht, daß auf Eintrag-Austrag-Bilanzen von Wassereinzugsgebieten basierende Kationenfreisetzungsraten eher die chemischen Prozesse auf der tieferen Sickerstrecke als das Umsatzgeschehen im durchwurzelten Solum widerspiegeln.

Das Ergebnis einer kompartimentweisen Protonenbilanz aus den Ionenflüssebilanzen sind in Tab. 2 dargestellt. Wegen der generellen Unsicherheiten von Ökosystembilanzen besitzen solche Raten allerdings nur schätzenden Charakter. Auf eine mögliche Differenzierung nach Auflage und Mineralboden wurde wegen der hohen Variabilität der Humusform an diesem Standort verzichtet. Außerdem ist die Auftrennung der Elementaufnahme durch die Wurzeln problematisch.

Tab. 2 Protonenbilanzen ($\text{kmol I} \ddot{\text{A}} \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$) verschiedener Bodenkompimente im Podsol Schluchsee (Bilanzierungszeitraum 11/1987 - 10/1990).

Oberboden (Kompartment: Auflagehumus + Mineralboden 0 - 30 cm)

<i>H⁺-Produktion</i>	3,00	<i>H⁺-Verbrauch (bzw. -Pufferung)</i>	3,02
H ⁺ -Eintrag Kronentraufe	0,30	H ⁺ -Austrag in Unterboden	0,58
Festlegung Kationenüberschuß im Zuwachs	1,21	Freisetzung basischer Kationen	1,88
Bildung von Al/Fe-Komplexen	0,93	Freisetzung von Al, Mn und Fe	0,56
Deprotonierung organischer Säuren	0,56		

Unterboden (Kompartment: Mineralboden 30 - 80 cm)

<i>H⁺-Produktion</i>	2,42	<i>H⁺-Verbrauch (bzw. -Pufferung)</i>	2,66
H ⁺ -Eintrag aus Oberboden	0,58	H ⁺ -Austrag in tieferen Sickerkörper	0,18
SO_4^{2-} -Freisetzung	0,98	Freisetzung von basischen Kationen	1,29
Festlegung Kationenüberschuß im Zuwachs	0,40	Freisetzung von Al, Mn und Fe	0,76
Nitrifikation	0,28	Protonierung organischer Säuren	0,43
Deprotonierung von H_2CO_3	0,18		

Tiefere Sickerstrecke (Kompartment: Untergrenze Solum - Bachwasser)

<i>H⁺-Produktion</i>	1,67	<i>H⁺-Verbrauch (bzw. -Pufferung)</i>	1,73
H ⁺ -Eintrag aus Unterboden	0,18	H ⁺ -Austrag im Bachwasser	0,06
Al-Festlegung	1,37	Freisetzung von basischen Kationen	0,73
Deprotonierung von H_2CO_3	0,12	SO_4^{2-} -Festlegung	0,54
		Al/Fe-Dekomplexierung	0,24
		Protonierung organischer Säuren	0,16

Im Oberboden ist die wichtigste H^+ -Quelle das Bestandeswachstum. Eine ähnliche Bedeutung haben aber auch die typischen Podsolierungsprozesse Al/Fe-Komplexierung und Auswaschung dissozierter organischer Säuren. Der atmogene H^+ -Eintrag über die Kronentraufe ist im Vergleich dazu eher gering. Beim H^+ -Verbrauch ist vor allem die Freisetzung von basischen Kationen der wichtigste Prozeß. Ein Großteil der freigesetzten Kationen dürfte aus dem Streuabbau stammen, wofür auch die verhältnismäßig günstige Humusform Mull-Moder an diesem Standort spricht. Eine weitere Desorption von Basen von den Austauschern ist angesichts der extrem geringen Basensättigung hingegen unwahrscheinlich. Für die Aufrechterhaltung dieses "eisernen Bestandes" basischer Kationen am Austauscher kommt nur die Nachlieferung aus primären und pedogenen Silikaten (Tonminerale) in Frage. Dementsprechend hängt die Basensättigung von der substratspezifischen Silikatverwitterungsrate ab, die wiederum vom "Protonendruck"

abhängig ist. Nach den Mineralinventuren von STAHR und ZAREI (1992) sind im Ae-Horizont des Schluchsee-Podsols durchaus noch beträchtliche Vorräte an verwitterbaren Primärsilikaten vorhanden. Ein wichtiger H^+ -verbrauchender Prozeß im Oberboden ist auch die Mobilisierung ionarer Al-Verbindungen, vermutlich aus der Zerstörung/Umwandlung von Sekundärmineralen. Insgesamt betrachtet wird eine größere H^+ -Menge über das Sickerwasser an den Unterboden abgegeben als mit der Kronentraufe eingetragen wird. Somit stellt der Oberboden eine wesentliche H^+ -Quelle für den Unterboden dar.

Im Unterboden ist die SO_4^{2-} -Freisetzung die größte H^+ -Quelle. Rund 85% der S-Vorräte im Unterboden liegen in organischer Bindung vor. Deshalb ist die Mineralisation organischer S-Verbindungen als Erklärung für die SO_4^{2-} am wahrscheinlichsten. Hingegen spielt adsorbiertes SO_4^{2-} wegen Blockierung der Austauscher durch organische Anionen keine Rolle. Auch mögliche Mineralphasen, etwa in Form von Al-hydroxo-Sulfaten, kommen an diesem Standort aus thermodynamischen Gründen weder als Sulfat- noch als Al-Quelle in Frage (PRIETZEL und FEGER, 1991). Daneben trägt die Überschuß-Nitrifikation wesentlich zur H^+ -Produktion bei.

Beim H^+ -Verbrauch stellt auch im Unterboden die Freisetzung von basischen Kationen den größten Wert dar. Aufgrund stöchiometrischer Verhältnisse in der Sickerlösung ist als Hauptprozeß die Verwitterung von Primärsilikaten, hauptsächlich von Plagioklasen, zu vermuten. Auch hier dürfte angesichts einer Basensättigung von unter 5% eine weitere Basenverarmung der Austauscher keine wesentliche Rolle spielen. Ein Kernprozeß der H^+ -Pufferung im Unterboden ist die bereits gezeigte Freisetzung von Al-Ionen. Als Ursachen kommen Tonmineralzerstörung/-umwandlung, aber auch Desorption in Frage. Die treibende Kraft ist hier die S-Mineralisation und Nitrifikation. Diese Prozesse liefern neben Protonen auch korrespondierende "mobile" Anionen (REUSS und JOHNSON, 1986), wie sie für eine Weiterverlagerung des freigesetzten Al in den tieferen Sickerkörper notwendig sind. In diesem Kompartiment stellt gerade dieses Al dann auch die größte Protonenquelle dar. Denn bei der Bildung von Al-haltigen Mineralphasen wird eine Protonenmenge von über 1 kmol frei. Der direkte Eintrag von Protonen mit dem Sickerwasser aus dem Solum und die Dissoziation von Kohlensäure spielen hingegen nur eine untergeordnete Rolle. Für die Säurepufferung ist die Basenfreisetzung der entscheidende Prozeß. Die Feldspat-Verwitterung dürfte hier der dominierende Prozeß sein. Bei der festgestellten SO_4^{2-} -Festlegung auf der tieferen Sickerstrecke kann es sich sowohl um Adsorptions- als auch Ausfüllungsprozesse handeln.

4. Schlußfolgerungen

Am Beispiel eines Podsols im Schwarzwald wird deutlich, daß sich verschiedene Pufferungsprozesse im Profil dynamisch überlagern. Besonders wichtig sind Umsetzung und Verlagerung der organischen Substanz. Eine Ausscheidung streng pH-abhängiger Pufferbereiche in Böden erscheint daher problematisch (vgl. SCHWERTMANN et al., 1987). Der atmogene Säureeintrag stellt eine Verstärkung bzw. Beschleunigung natürlicher und nutzungsbedingter Versauerungsprozesse dar.

5. Literatur

- BRAHMER, G. (1990): Wasser- und Stoffbilanzen bewaldeter Einzugsgebiete im Schwarzwald unter besonderer Berücksichtigung naturräumlicher Ausstattung und atmogener Einträge. - Freiburger Bodenkundl. Abh. 25, 295 S.
- FEGER, K.H. (1992): Abschätzung von Silikatverwitterungsraten aus Elementflüssebilanzen von Waldökosystemen und -einzugsgebieten. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 68, 195-198.
- FEGER, K.H. (1993): Bedeutung von ökosysteminternen Umsätzen und Nutzungseingriffen für den Stoffhaushalt von Walddlandschaften (Habilitationsschrift). Freiburger Bodenkundl. Abh. 31, 237 S.
- PRIETZEL, J. und K.H. FEGER (1991): Al-Spezies im Sickerwasser saurer Waldböden - Einfluß von Wasserbewegung und Löslichkeitsgleichgewichten. - Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 154, 271-281.
- REUSS, J.O. und D.W. JOHNSON (1986): Acid deposition and the acidification of soils and waters. - Ecological Studies 59, Springer-Verlag, 119 S.
- STAHR, K. und M. ZAREI (1992): Veränderung des Mineralbestandes von Böden des Schwarzwaldes durch junge Versauerung. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 68, 289-292.
- SCHWERTMANN, U.; P. SÜSSER und L. NÄTSCHER (1987): Protonenpuffersubstanzen in Böden. - Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 150, 174-178.
- ZAREI, M. und K. STAHR (1994): Experimente zur Ermittlung von Verwitterungsformen an Mineralen des Schluchsee-Granits und des oberen Buntsandsteins. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. (dieser Band).

Das Forschungsprojekt ARINUS (Auswirkungen von Restabilisierungsmaßnahmen und Immissionen auf den N- und S-Haushalt der Öko- und Hydrosphäre von Schwarzwaldstandorten) wird gefördert aus Mitteln des Landes Baden-Württemberg (KfK/PEF Karlsruhe) und der Kommission der Europäischen Gemeinschaften .

**Merkmale und Genese von Hunsrückerzen im
Rheinischen Schiefergebirge**

von

Felix-Henningsen, P.*

Einleitung

Die unterdevonischen Sedimentgesteine des Rheinischen Schiefergebirges unterlagen im oberen Mesozoikum und im Alttertiär der Tiefenverwitterung unter (sub-)tropischen Klimabedingungen. Unter dem ehemaligen Boden entstand ein bis über 100 m mächtiger, kaolinhaltiger Saprolit mit einem oberen, gebleichten Oxidationshorizont und einem unteren Reduktionshorizont, in dem die primäre organische Substanz der Schiefer unter Grundwassereinfluß trotz der Kaolinisierung erhalten blieb (s. FELIX-HENNINGSSEN 1990). "Hunsrückerzen" sind massive Fe-Oxidakkumulationen, die als steinartige, dichte und scharf begrenzte Bänke den bis zu 40 m mächtigen, gebleichten Oxidationshorizont des Saprolits durchsetzen. Sie weisen überwiegend eine Breite zwischen 10 und 40 cm auf und ihr Fe₂-Gehalt beträgt stets > 10 Gew.%. Der Begriff "Erz" beschreibt abbauwürdige Vorkommen von Metallen. Die Hunsrückerze sind Verwitterungslagerstätten (STETS 1969), die bereits zur Römerzeit bergmännisch gewonnen wurden. Bis zum ersten Weltkrieg wurden in Zeiten der Rohstoffverknappung solche qualitativ minderwertigen Erzlager in vielen Gebieten des Hunsrücks von der Landbevölkerung in Schürfen abgebaut. Eine erste umfassende Beschreibung und karthographische Erfassung von über 1000 Vorkommen der bis zu 2 m mächtigen Hunsrückerzbänke erfolgte von VIERSCHILLING (1910). Er erkannte die genetische Beziehung zwischen dem gebleichten Saprolit, dem "Eluvium", und den Hunsrückerzen, die von ihm als "Eluvialerze" benannt wurden. Die Erzvorkommen des Osthunsrücks verlaufen überwiegend in Richtung des variszischen Streichens (NO - SW), da sie an schieferungs- und schichtparallele Klüfte und Quarzgänge, die im Zuge der Tiefenverwitterung angelöst wurden, gebunden sind. Die Hunsrückerze sind auch in den anderen Regionen des Rheinischen Schiefergebirges ein charakteristischer Bestandteil der tertiären Verwitterungsdecke. Vorkommen in der Nordosteifel werden von EBERT (1939 a,b), ZENSES (1980) und SPIES (1986) und im rechtsrheinischen Schiefergebirge u.a. von RICHTER (1917), SCHRÖDER (1969) und GRABERT et al. (1969) beschrieben. Erzbruchstücke machen verbreitet einen hohen Anteil am Skelett der pleistozänen Solifluktsdecken aus.

Aus verschiedenen Aufschlüssen der Nordosteifel und des Osthunsrücks wurden insgesamt 23 Einzelproben von Hunsrückerzen entnommen und zusammen mit dem unmittelbar angrenzenden Nebengestein mineralogisch und geochemisch untersucht.

*) Institut f. Bodenkunde und Bodenerhaltung, Wiesenstraße 3 - 5, 35390 Gießen

Morphologie, Oxidformen und Al-Substitution

Die morphologische Ausprägung der Hunsrückerde und die Dichte ihres Auftretens im Saprolit ändern sich mit der Tiefe. In den oberen Bereichen der Bleichzone sind die Erzbänke von größerer Mächtigkeit, schärfer begrenzt und weiter voneinander entfernt (mehrere Meter bis Decameter). Die angrenzende Saprolitmatrix ist intensiver gebleicht und überwiegend von weißer Farbe. Die Erzbänke werden zur Tiefe hin schmaler, trümmern in dünne Erzbänder auf und gehen schließlich in diffus begrenzte Oxidanreicherungs-zonen im gebleichten Saprolit über. Die Oxidkonzentration nimmt ab, so daß auch der Grad der Verfestigung der Anreicherungs-zonen und die Schärfe ihrer Begrenzung gegen das Nebengestein schwächer werden.

Die Färbung der Hunsrückerde und damit die Verteilung von Goethit und Hämatit ändert sich mit der Tiefe. Im unteren Bereich des oxidierten Saprolits sind vorwiegend braune Goethiterze ausgebildet, obwohl in den schwächer ausgeprägten Oxidanreicherungs-zonen der benachbarten Matrix auch rötlichbraune bis braunrote, mehr hämatithaltige Oxide vorliegen können. Im mittleren Abschnitt des Oxidationshorizonts weisen die gelbbraunen Erze einen roten bis violettroten, hämatithaltigen äußeren Saum auf, der sich nach oben zunehmend verbreitert. Dieser von Hämatit gefärbte Saum tritt regelhaft stets in den äußeren Randbereichen der Erzbänke auf, also am weitesten von den ehemals luftführenden Klüften oder angelösten Quarzgängen im Inneren der Erzbänke entfernt. Im obersten Abschnitt des gebleichten Saprolit treten häufig vollständig rote bis violettrote Erzbänke auf, in denen neben Goethit unterschiedliche Anteile an Hämatit vorkommen.

In den reinen Goethiterzen treten auch schwarze Mn-Oxide als, z.T. traubige Konkretionen und schwarze Beläge auf. Bei Erzbänken, die außen von roten, hämatithaltigen Oxiden gesäumt sind, beschränken sich Mn-Oxide auf die inneren Goethiterzbereiche. Als Mn-Oxide konnten Cryptomelan und Lithiophorit röntgenographisch identifiziert werden.

An gemörserten Proben der Hunsrückerde wurden röntgenographisch das Goethit/Hämatit-Verhältnis (n. KÄMPF & SCHWERTMANN 1982), die Al-Substitution des Goethit (n. FITZPATRICK & SCHWERTMANN 1982), sowie die Mineralzusammensetzung der Fe-freien silikatischen Matrix bestimmt.

Als Fe-Oxidform in den gelbbraunen Hunsrückerden und der gelbbraunen Mittelzone der kombinierten Goethit-Hämatit-Erze tritt ausschließlich Goethit auf. Die Al-Substitution dieser Goethite variiert in einem Bereich zwischen 5,5 und 11 Mol-%. Goethit in vererzten Sandsteinbänken ist tendenziell höher Al-substituiert als in Erzen, die sich durch Imprägnation von Schiefen entwickelten. Die rotbraune bis violettrote Färbung von Hunsrückerden und von Säumen in kombinierten Erzen beruht auf Hämatit, der in unterschiedlichen Anteilen neben Goethit auftritt. Die Al-Substitution des Goethits in den hämatithaltigen Erzbereichen liegt in einem Bereich zwischen 10,5 und 17 Mol-% und ist damit in allen untersuchten Erzproben deutlich höher als in den Goethiterzen. Tendenziell ist eine Zunahme der Al-Substitution des Goethits mit steigenden Hämatitanteilen zu verzeichnen. Zwischen 10 und 11 Mol-% Al-Substitution in Goethiten liegt eine Grenze zwischen reinen Goethiterzen und hämatithaltigen Goethiterzen bzw. goethithaltigen Hämatiterzen. Zusammen mit dem Auftreten der hämatithaltigen Erze in den oberen Saprolitzonen könnte die höhere Al-Substitution auf einen Gradienten der Acidität und die damit einhergehende Al-Mobilität hinweisen.

Geochemische Merkmale

Unter den in den Erzen angereicherten Elementen dominiert Fe mit Gehalten zwischen 10 und 60 Gew. % Fe_d. Die Fe_d/Fe_a-Quotienten liegen stets unter 0,01 und zeigen, daß die Fe-Oxide nahezu ausschließlich in kristalliner Form vorliegen. Regelmäßige Gehaltsunterschiede zwischen Goethiterzen und hämatithaltigen Erzen sind nicht erkennbar. Durch den weiten Konzentrationsbereich des Fe_d in den Erzen weisen auch die Gesamtgehalte der anderen Hauptelemente sehr große Schwankungsbereiche auf. Andere Elemente wurden zusammen mit Fe mobilisiert, mit den Oxiden gefällt oder an die Oxide sorptiv gebunden - je nach den Eh-pH-Milieubedingungen der Porenlösungen. Daher ist die elementare Zusammensetzung von Hunsrückkerzen sehr variabel. So variieren die Mn-Gehalte zwischen 10 - 10.000 mg/kg. In den reinen Goethiterzen sind Mn, P, Ni und Zn regelhaft stärker angereichert, als in den hämatithaltigen Erzen. Letztere weisen dagegen erhöhte S-Gehalte auf, die auf eine Beteiligung von Sulfaten bei der Erzgenese hindeuten.

Tab. 1: Signifikante Interelement-Korrelationen (Pearson) von Fed und Mnd in Hunsrückkerzen aus Goethit und hämatithaltigem Goethit des Rheinischen Schiefergebirges

<i>DCB-Fe</i>	<i>Goethit (n = 13)</i>	<i>Hämatit (n=10)</i>
P	+ 0,44*	
Ni	+ 0,59*	
Zn	+ 0,86***	
Ald		+ 0,86*
S		+ 0,80*
<i>DCB-Mn</i>		
Fed	- 0,65**	
K	+ 0,72***	
Ba	+ 0,96***	
Sr	+ 0,75***	
Co	+ 0,81***	
Cu	+ 0,66**	
Ni	+ 0,87***	

Interelementkorrelationen (Tab. 1) zeigen, daß ein großer Teil der Nebenelemente an die Mn- Oxide (Ba, Co und Ni in Lithiophorit) gebunden ist. Diese treten ausschließlich in den Goethiterzen regelhaft auf. Mit dem Fed ist in den Goethiterzen vor allem Zn angereichert worden.

Mineralogie der silicatischen Matrix

Die silicatische Matrix der Erze, die nach Extraktion der dithionitlöslichen Oxide untersucht wurde, besteht in allen Fällen aus Muskovit-Illit, Kaolinit und Quarz. In keinem Fall wurden primärer Chlorit oder andere 14 Å-Minerale nachgewiesen, was bedeutet, daß die Erze erst nach der vollständigen Kaolinitisierung des Chlorit in dem bereits eluierten Saprolit entstanden sind. Qualitativ treten im Mineralbestand keine Unterschiede zum gebleichten Nebengestein auf. Dagegen ist quantitativ aus den relativen Reflexintensitäten eine Kaolinitabnahme in den Erzbänken gegenüber dem

gebleichten Saprolit nachzuweisen. Teilweise fehlt der Kaolinit sogar vollständig und die silicatische Matrix besteht nur noch aus Muskovit-Illit und Quarz, während in dem unmittelbar angrenzenden Saprolit relativ hohe Kaolinitanteile auftreten. Die Fe-Gehalte aller Hunsrückerze ($n=23$) sind negativ mit den Kaolinitgehalten (= relative Reflexintensität in %) der Fe-freien Matrix korreliert ($r = -0,97^*$). Es zeigt, daß Fe-Akkumulation metasomatisch mit der Auflösung von Schichtsilicaten, insbesondere Kaolinit verbunden war. Dadurch wurde zusätzlicher Porenraum für die Anreicherung der Oxide geschaffen, denn der primäre Porenraum des gebleichten Saprolits durch Abfuhr der Lösungsprodukte beträgt nur etwa 25 % (s. FELIX-HENNINGSEN 1990). Die metasomatische Verdrängung der Silicate wird durch Ergebnisse erzmikroskopischer Untersuchungen bestätigt. Nach AMBROSI et al. (1986) entstehen bei der Bildung von Ferrihydrit durch Hydrolyse von Fe^{3+} -Ionen freie H^+ -Ionen, die Silicate angreifen. Mit einer Massenbilanz stellen AMBROSI et al. (1986) fest, daß 1 cm^3 Ferrihydrit etwa $1,5\text{ cm}^3$ zu verdrängen vermag. Damit stand das Al der gelösten Kaolinite direkt für die Al-Substitution in den Fe-Oxiden zur Verfügung.

Genese und stratigraphische Indikation

Die Hunsrückerze entstanden durch Fe-Oxidakkumulation in tektonischen Klüften des Saprolits sowie in Lösungskavernen der Quarzgänge und Sandsteinbänke. Der angrenzende Saprolit wurde durch starke Oxidimprägation zementiert. Mit abnehmendem Grad der Oxidakkumulation bilden sie steilstehende Bänke, die den Oxidationshorizont der Verwitterungsdecke in meterweiten Abständen durchsetzen. Da die Bleichung des Saprolits durch Stoffabfuhr im reduzierenden Milieu unter Grundwassersättigung erfolgt ist, kann die Bildung des Oxidationshorizonts nur im Zuge einer Grundwasserabsenkung erfolgt sein. Sie hatte einen frühzeitigen Zutritt von Sauerstoff in die Klüfte und groben Lösungshohlräume der Quarzgänge zur Folge, während die benachbarte feinporige Matrix des Saprolits noch Haftwasser enthielt. Somit konnten Fe^{2+} , Mn^{2+} und Begleitelemente über meterweite Strecken einem Redoxgradienten folgend in Richtung des oxidativen Milieus diffundieren. Die Elemente dürften den adsorptiv an die primäre, kohlig-bituminöse organische Substanz der Schiefer und den im Pyrit gebundenen Fraktionen entstammen, die bei der Oxidation freigesetzt wurden.

Die Grundwasserabsenkung kann eine Folge der tektonischen Hebung des Rheinischen Schiefergebirges im Oberoligozän und dem damit verbundenen Meeresrückzug gewesen sein. Die Vererzung in tektonischen Klüften, an denen Gräben abgesetzt wurden, in denen die Sedimentation im Oberoligozän begann, sprechen dafür. Als klimatische Ursachen trugen vermutlich (semi-)aride Klimabedingungen im unteren Miozän zur tiefgründigen Austrocknung und Oxidation bei (SPIES 1986). Die Austrocknung vermochte in den oberen, gut durchlässigen Bereichen des Oxidationshorizonts wahrscheinlich die Dehydratation des Ferrihydrits und damit die Hämatitbildung zu fördern. Daraus ergibt sich der Trend einer Zunahme des Hämatitanteils der Hunsrückerze mit abnehmender Tiefe. Die semiaride Klimaphase des Miozäns kommt ebenfalls in VerkieSELten tertiärer Sedimente zum Ausdruck. KUTSCHER (1954), JARITZ (1966:13) und ZÖLLER (1983) beschreiben sogenannte "Tertiärquarzite" aus verkieselten oberoligozänen Sedimenten.

Literatur:

FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. - Relief, Boden, Paläoklima, Band 6, 192 S., Borntraeger Berlin, Stuttgart. - die weiteren Zitate siehe dort.

Chemisch-mineralogische Reaktion von Waldböden auf anthropogene Säurebelastungen

von

Frank, U.*

Einleitung

Unter natürlichen Bedingungen, frei von menschlichen Einflüssen, wird die Azidität eines Waldbodens im wesentlichen bestimmt von dem atmosphärischen Kohlendioxid, der Kohlendioxidproduktion infolge der Wurzel- und Destruentenatmung, der Bildung organischer Säuren während der Humifizierung sowie der Netto-H⁺-Produktion im Zuge der Mineralisierung und Nitrifikation organisch gebundenem Stickstoffs.

Die genannten Prozesse haben seit Beginn der in Mitteleuropa überwiegend holozänen Bodenbildung vor ca. 12000 Jahren zu einer natürlichen Bodenversauerung geführt und wurden bis vor wenigen Jahren noch primär für die fortschreitende Versauerung der Waldböden verantwortlich gemacht. Mit zunehmender Kenntnis über die Netto-H⁺-Produktion natürlicher Versauerungsprozesse, über die Pufferkapazität der Böden sowie aufgrund der Ergebnisse jüngerer Untersuchungen zur anthropogenen Bodenversauerung und den implizierten chemischen und mineralogischen Bodenveränderungen (FRANK 1993) mußte diese Meinung jedoch vollständig revidiert werden.

Eigene Untersuchungen haben gezeigt, daß die - regional bereits mit Beginn des Neolithikums vor ca. 5000 Jahren einsetzende - in den letzten Jahrzehnten mit ansteigender Industrialisierung stark zunehmende anthropogene Säurebelastung der Waldökosysteme Mitteleuropas für die heutige großflächige, extreme Versauerung der Waldböden verantwortlich zu machen ist.

Die mit der extremen Versauerung verbundenen qualitativen und quantitativen Veränderungen im Mineralbestand wurden an einem umfassenden Spektrum typischer Waldböden der nordwestdeutschen Region (saure Braunerden, Parabraunerden, Podsole, Plaggenesche) untersucht und werden in diesem Beitrag an einigen ausgewählten Beispielen beschrieben.

Material und Methoden

Die qualitative und quantitative Analyse der Minerale der Schluff- und Sandfraktionen erfolgte polarisations- und phasenkontrastmikroskopisch, die Erfassung amorpher Tonbestandteile (Si/Al-Oxide) im NaOH-Extraktions-Verfahren und die Untersuchung morphologischer Mineralveränderungen im Rasterelektronenmikroskop (siehe FRANK 1993). Zur Überprüfung der mikroskopischen Befunde wurden die K- und Na-Gesamtgehalte der einzelnen Korngrößenfraktionen nach Flußsäure-Perchlorsäure-Aufschluß mittels Flammenemissionsspektrometrie bestimmt.

*) FB Biologie, Abt. Bodenkunde, Carl von Ossietzky Universität,
Postfach 2503, D-26111 Oldenburg

Ergebnisse und Diskussion

Aus Abb. 1 werden die in dem Profil einer podsoligen Braunerde und zweier Plaggenesche innerhalb von 20 (c), 40 (a) und 130 (b) Jahren abgelaufenen Versauerungsprozesse ersichtlich. Die Voraussetzungen für die Datierung und Quantifizierung der Versauerung und der implizierten Veränderungen im Mineralbestand sind a) für die Plaggenesche durch die Kenntnis über den Zeitpunkt ihrer Aufforstung und die Belegbarkeit einer vorangegangenen ackerbaulichen Nutzung gegeben und b) für die saure Braunerde durch Einbeziehung 20 Jahre alter Archivproben. Wie die Ergebnisse zeigen, sind die Waldböden in den letzten Dekaden unnatürlich schnell und intensiv versauert. Besonders in einem wenige Zentimeter mächtigen oberen Bereich der Profile konnte eine drastische Abnahme der pH-Werte um mindestens 0,8 Einheiten auf pH 2,6 bis 2,9 nachgewiesen werden.

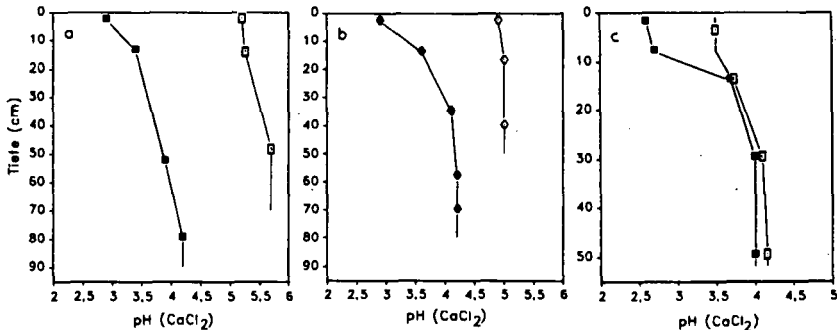


Abb. 1: Tiefenfunktion der pH-Werte des braunen Plaggeneschs (a) unter landwirtschaftlicher Nutzung (\square)* und unter 40jährigem Fichtenbestand (\blacksquare), des grauen Plaggeneschs (b) unter landwirtschaftlicher Nutzung (\diamond)* und unter 130jährigem Fichtenbestand (\blacklozenge) und der podsoligen Braunerde (c) unter Fichtenbestand von 1968 (\square) und 1988 (\blacksquare)
*) bis dato landwirtschaftlich genutzter Teilbereich des Eschkomplexes

Signifikante Veränderungen im Mineralbestand zeigten sich hauptsächlich in den auf $\text{pH} < 3$ versauerten, oberen Horizonten. In den letzten Jahrzehnten hat die sehr stark saure Bodenreaktion hier folgende irreversible Schäden induziert: a) stark beschleunigte Auflösung primärer Silicate der Schluff- und Sandfraktionen, b) Umwandlung chloritisierter Dreischicht-Tonminerale in extrem aufgeweitete 25 Å-Minerale und c) partieller Zerfall der 25 Å-Minerale in röntgenamorphe Schichtfragmente.

Die Bilanzierung der phasenkontrastmikroskopisch erfaßten Mineralbestände der Schluff- und Sandfraktionen ergab für alle Korngrößengruppen des extrem versauerten, oberen Horizonts der untersuchten Waldböden innerhalb der Untersuchungszeiträume einen Feldspatverlust (Alkalifeldspäte) von mindestens 15% und einen Glimmeverlust (Muscovite) von mindestens 40% - bei gleichzeitiger Anreicherung des verwitterungsstabileren Quarzes und amorpher Verwitterungsprodukte (Opale). In enger Korrelation mit den Ergebnissen der Mineralauszählung haben in den einzelnen Fraktionen die Gehalte der Kationen K und Na - die den Chemismus der nachgewiesenen Silicate wesentlich kennzeichnen - abgenommen (siehe FRANK 1993).

Die in Abb. 2 dargestellten Mikrofotographien zweier Muscovite und zweier Alkalifeldspäte zeigen, daß sich die zunehmende Bodenversauerung in charakteristischen, mineralmorphologischen Lösungsmerkmalen manifestiert. In den weniger stark versauerten, unteren Horizonten ($\text{pH} \geq 4$) der untersuchten Waldböden weisen die Muscovite (a, oben) und die Feldspäte (a, unten) noch keine oder nur sehr geringe, vorwiegend auf physikalische Prozesse zurückzuführende Verwitterungsmerkmale auf. Dagegen zeigen die Silicate der extrem sauren, oberen Horizonte ($\text{pH} \leq 2,9$) sehr starke, auf selektive Lösungs- und Fällungsprozesse beruhende Zersetzungserscheinungen. Auf der Oberfläche der Muscovite (b, oben) und Alkalifeldspäte (b, unten) akkumulierte Kieselsäureabscheidungen und stark kavernöse Formen zeugen von intensiven protolytischen Reaktionen. Die meisten Silicate kommen hier in ihrem ursprünglichen Aufbau nur noch als reliktsche Kerne ihrer peripher aggregierten Verwitterungsprodukte vor.

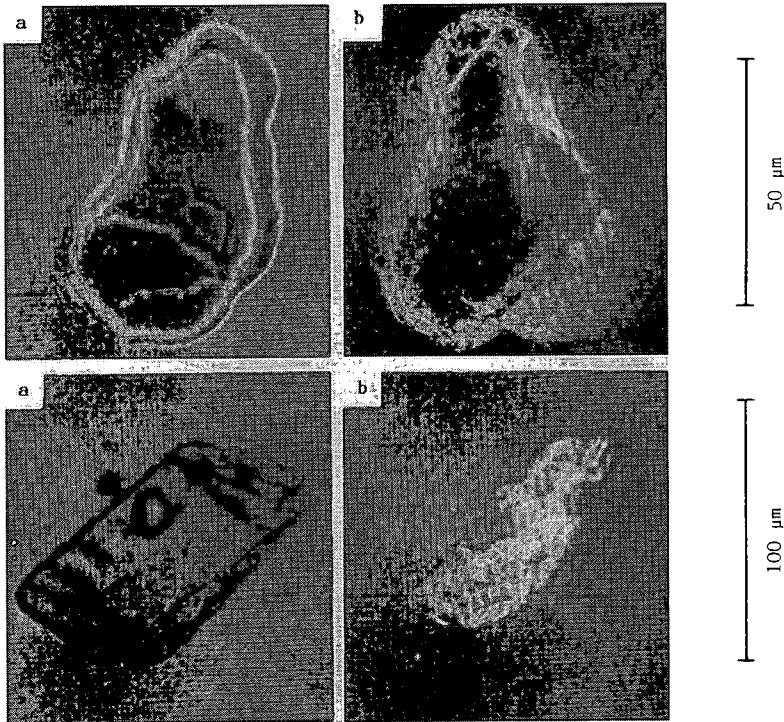


Abb. 2: Muscovit (oben) eines auf pH 4,0 (a) und eines auf pH 2,6 (b) versauerten Horizonts (pod. Braunerde); Alkalifeldspat (unten) eines auf pH 4,1 (a) und eines auf pH 2,9 (b) versauerten Horizonts (grauer Plaggenesch)

Die in der Tonfraktion des extrem sauren, apikalen Profilbereichs der untersuchten Waldböden mittels Röntgenographie und NaOH-Extraktions-Verfahren nachgewiesenen Umwandlungs- und Verwitterungsprozesse sind bei FRANK (1993) ausführlich beschrieben. Die hier bereits auch morphologisch sichtbaren Aus-

wirkungen der jüngeren, extremen Säurebelastung werden von den in Abb. 3 reproduzierten REM-Aufnahmen dokumentiert.

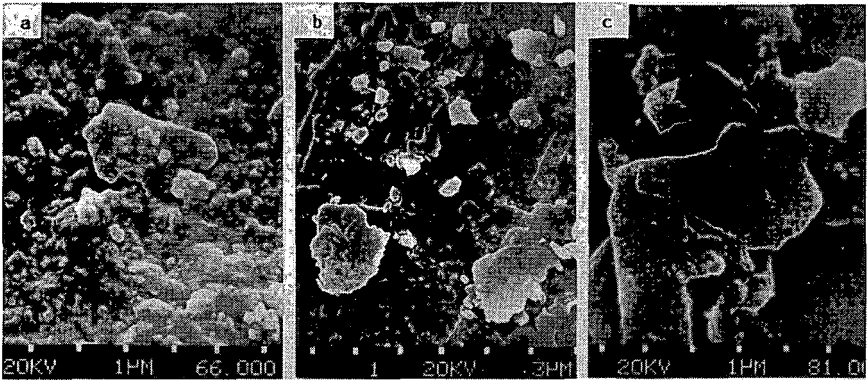


Abb. 3: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen der unbehandelten (a) und der mit 0,5 N NaOH behandelten (b) Tonfraktion eines auf pH 2,9 versauerten Horizonts sowie der unbehandelten Tonfraktion (c) eines nur auf pH 4,1 versauerten Horizonts (grauer Plaggenesch)

In der Tonfraktion des extrem sauren, oberen Horizonts aller untersuchten Waldböden haben sich unnatürlich große Mengen amorpher Verbindungen akkumuliert (a). In dieser gelartigen, diffus erscheinenden Substanz sind nur schemenhaft zu erkennende Tonminerale eingebettet. Durch die NaOH-Behandlung wurde die als amorph angesehene Phase des Tons vollständig aufgelöst und damit ihr nicht-kristalliner Charakter bestätigt. Die verbliebenen, jetzt gut erkennbaren Tonminerale (b) haben abgerundete, stark kavernöse Formen, weisen also deutliche Lösungserscheinungen auf. In der Tonfraktion der weniger stark versauerten, unteren Horizonte haben sich dagegen relativ geringe Mengen amorpher Substanzen angereichert. Die Abbauprodukte der Mineralverwitterung sind hier hauptsächlich auf der Tonmineraloberfläche akkumuliert und gewähren auch ohne NaOH-Behandlung eine genaue Betrachtung der glimmerbürtigen Schichtsilicate (c). Diese weisen deutlich schärfer begrenzte und weniger kavernöse Formen auf als die Tonminerale der extrem sauren, oberen Horizonte.

Schlußfolgerungen

In den hier nur auszugsweise vorgestellten Befunden umfangreicher Untersuchungen zur anthropogenen Waldbodenversauerung und zu den implizierten Veränderungen im Mineralbestand dokumentiert sich ein kausaler Zusammenhang zwischen anthropogener Säurebelastung, extremer Bodenversauerung und irreversibler Schädigung des Silicat- und Tonmineralbestandes. Die Ergebnisse postulieren die anthropogene Verwitterung primärer Silicate und Zerstörung von Dreischicht-Tonmineralen als omnipräsenten Prozeß in extrem sauren Waldböden.

Literatur

FRANK, U., 1993: Chemisch-mineralogische Reaktion von Waldböden auf anthropogene Säurebelastungen und ihre Auswirkung auf den Kationen-Antagonismus im System Boden-Pflanze. Dissertation, Universität Oldenburg

**Verwitterungsformen primärer Minerale und
Tonbildungsprozesse in Alfisolen Nordostbrasilien**

von

Gebhardt, H.*

Problemstellung

In früheren Untersuchungen (Gebhardt, 1989, Gebhardt u. Mota, 1990) konnte bereits nachgewiesen werden, daß die diagnostischen Bt-Horizonte von Alfisolen semiarider Gebiete durch in-situ-Tonbildung und nicht durch Tonverlagerungsprozesse entstanden sind. Anhand der Verwitterungsformen primärer Minerale (Glimmer u. Feldspäte) und der Tonbildungsbilanzen kann im folgenden am Beispiel eines Ustalfs und eines Udalfs gezeigt werden, daß die Bt-Horizonte von Alfisolen auch unter humiden Klimabedingungen ausschließlich durch Tonbildungsprozesse entstehen.

Material und Methoden

Der untersuchte Ustalf befindet sich ca. 10 km südlich der Ortschaft Quixada (Fazenda Lavoura Seca do CCA/UFC) mit ca. 600 mm mittlerem jährlichen Niederschlag, der Udalf nahe der Ortschaft Guaramiranga (Sierra de Baturite) mit ca. 1.200 mm Niederschlag. Von allen Proben (Solum und Gesteinszersatz) wurden präparative Korngrößenanalysen nach ATTERBERG durchgeführt. Der Mineralbestand der Schluff- und Sandfraktionen wurde polarisations- bzw. phasenkontrastmikroskopisch bestimmt (Gebhardt u.a., 1967) und durch ergänzende REM- und XRD-Aufnahmen gekennzeichnet. Der Tonmineralbestand wurde anhand der Reflexhöhenintensitäten (XRD) ermittelt.

Ergebnisse

Sowohl in den Bt-Horizonten des Ustalfs als auch des Udalfs sind erhebliche Tonanreicherungen festzustellen (bis zu 36 %, s. Tabelle 1). Die Tonanreicherung ist auch in diesen Profilen nicht durch Tonverlagerungsprozesse, sondern allein durch in-situ-Tonbildung zu erklären. Die Tonbildungsbilanzen im Vergleich C-Horizont/tonreichster Bt-Horizont sind ausgeglichen (s. Tabelle 1). Die Tonbildung erfolgt durch pedogene Verwitterung bzw. Umwandlung von Glimmern und Feldspäten des Gesteinszersatzes. Nur in den Oberböden ist Fremdmaterial (Pediment) beigemischt (s. höhere Sand- bzw. Quarzgehalte).

^{*)} Fachbereich Biologie, Abt. Bodenkunde, C.v.O. Universität, 26111 Oldenburg

Tabelle 1: Korngrößenzusammensetzung und Tonbildungsbilanzen des Ustalfs und Udalfs

Profil	Hor.	Tiefe (cm)	Korngrößenverteilung (Gew.% < 2 mm)						Tonbildungsbilanz
			- 630	- 200	- 63	- 20	- 2	< 2 µm	
Ustalf	Ap	- 15	20	35	31	9,1	2,6	2,1	Vergleich C2/Btg
	E	- 45	15	38	27	8,4	3,2	8,8	Sand - 40 %
	II Btg	- 63	12	24	16	6,2	4,8	36	Schluff + 6 %
	II BCg	- 79	38	33	11	2,3	3,9	12	Ton + 33 %
	II C ₁	- 114	44	31	10	2,4	3,2	9,9	Bilanz - 1 %
	II C ₂	- > 160	46	32	14	2,6	1,7	3,6	
Udalf	A	- 40	20	33	16	8,0	11	11	Vergleich C/Bt₁
	Bt ₁	- 70	13	18	11	6,8	19	31	Sand - 18 %
	Bt ₂	- 100	14	20	11	6,9	20	27	Schluff - 3
	BC	- 130	21	22	10	7,7	20	19	Ton + 21 %
	CB	- 170	22	23	15	9,6	20	10	Bilanz ± 0
	C	- > 190	22	22	16	9,8	20	10	

Das Ausgangsmaterial des Ustalfs ist Biotitgneis, der im C-Horizont in Form des Gesteinszersatzes vorliegt. Schluff- und Sandfraktionen bestehen hier zu 90-92 % aus Biotit bzw. dessen Umwandlungsprodukten im Gneiszersatz, nämlich aus Vermikulit (aufgeweiteter Biotit, $d_{001} = 1,52$ nm) und stark aufgeweiteten Smectit ($d_{001} = 2,52$ nm). Auch die Tonfraktion besteht je zur Hälfte aus diesen Mineralen.

Auf den REM-Aufnahmen ist insbesondere der schichtige Aufbau der Vermikulite bzw. Smectite gut zu erkennen. Letztere rollen sich aufgrund der starken Aufweitung der Zwischenschichten z.T. randlich auf, so daß bereits Schüppchen bzw. Plättchen in Feintongröße (< 0,2 µm, s. Abb. 1) sichtbar werden, die im C-Horizont noch aus Smectit bestehen.

In den Schluff- und Sandfraktionen der Bt-Horizonte finden sich nur noch Pseudomorphosen von Vermikulit bzw. Smectit nach Kaolinit, die aus Aggregaten von Kaolinitkristallen in Feintongröße bestehen (s. Abb. 2) und durch Zerfall zur in-situ-Tonbildung führen. Die Tonfraktion enthält jetzt fast nur noch Kaolinit.

Ausgangsmaterial des Udalfs ist der Gesteinszersatz eines feldspatreichen Glimmergneises. Die Schluff- und Sandfraktionen des C-Horizontes bestehen zu 60-70 % aus Glimmern (etwa je zur Hälfte Biotit und Muskovit), zu 10-15 % aus Feldspäten und zu 15-20 % aus Quarz. Die Glimmer sind im polarisiertem Licht noch pleochroitisch und

weisen z.T. schon Eisenoxidabscheidungen auf den Oberflächen auf. Die Feldspäte liegen bereits im C-Horizont als Pseudomorphosen vor, die ebenfalls aus Kaolinitkristallen in Feintongröße bestehen.

In den Schluff- und Sandfraktionen der Bt-Horizonte beträgt der Gehalt an Glimmern bzw. deren Verwitterungsprodukten nur noch 40-50 %. Sie sind größtenteils in Kaolinit bzw. Halloysit umgewandelt (s. röhrenförmige Teilchen, Abb. 3). Feldspäte bzw. Pseudomorphosen von Feldspat nach Kaolinit sind in den Schluff- und Sandfraktionen nicht mehr vorhanden, sondern in der Tonfraktion angereichert (s. Tonbildungsbilanz, Tabelle 1). Die Feldspäte tragen so aufgrund ihrer „lithogenen Vorverwitterung“ bzw. Kaolinitisierung im besonderen Maße zur Tonbildung bei.

Literatur

Gebhardt, H., B. Meyer und F. Scheffer, 1967. Mineralogische Schnelluntersuchung der Grobton-, Schluff- und Feinsandfraktionen von Böden mit dem Phasenkontrastmikroskop. Zeiss-Mitteilgn. 4, 309-322.

Gebhardt, H., 1989, Mineralogie und Genese von Böden semiarider Gebiete Nordostbrasieliens - Beiträge von Tonbildung und Tonverlagerung in Alfisolen. Mitteilgn. Deutsche Bodenkundl. Gesellschaft 59/II, 1169-1174.

Gebhardt, H. und F.O.B. Mota, 1990. Mineralogy Genesis and Classification of Aridisols and Alfisols of semiarid regions of the State of Ceará/Brazil. Transactions 14th Internat. Congress of Soil Science, Vol. VII, 417-418, Kyoto, Japan.

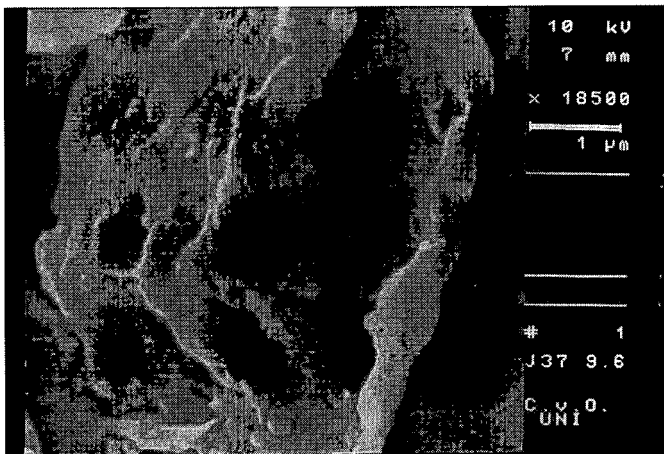


Abb. 1: Smectite des C-Horizontes des Ustalfs

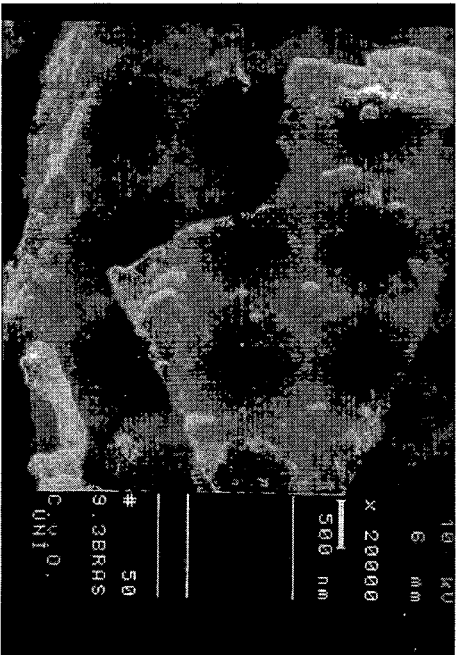


Abb. 2: Pseudomorphose von Smectit nach Kaolinit, Ustafit

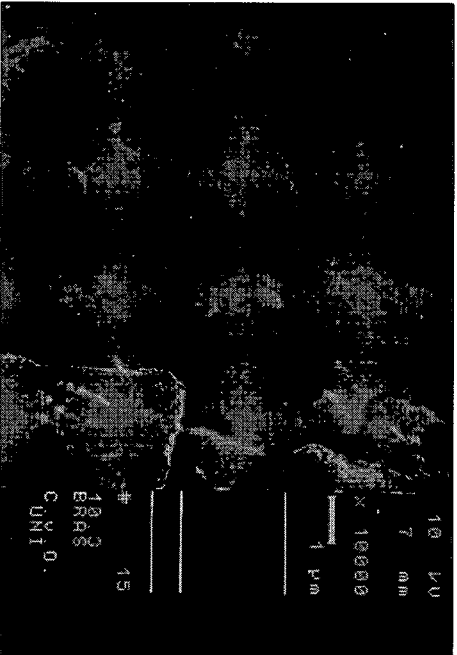


Abb. 3: Umwandlung von Glimmern in Kaolinit bzw. Halloysit

Spektroskopische Untersuchungen an Böden

von

Gehring, A.U.

Einleitung

Die Spektroskopie ermöglicht es in die molekulare Ebene von Bodenmineralen vorzudringen. Die breite Palette der spektroskopischen Methoden ist deshalb eine wertvolle Ergänzung zu mikroskopischen und makroskopischen Untersuchungen im Hinblick auf das ganzheitliche Verständnis eines Bodens.

Mit den einzelnen Methoden erhält man unterschiedliche spezifische Informationen. Die Infrarotspektroskopie, beispielsweise, erlaubt es molekulare Einheiten, wie OH-Gruppen in Mineralen, zu identifizieren (Farmer, 1974). Die Mössbauer-Spektroskopie, die ebenfalls in der Bodenmineralogie eingesetzt worden ist, gibt Hinweise auf das Ligandenfeld und die magnetische Ordnung von Fe in Mineralen (Murad, 1988).

In dieser Arbeit sollen die Möglichkeiten der Spektroskopie beispielhaft anhand der Elektronenspin-Resonanz(ESR)-Spektroskopie aufgezeigt werden. Diese Methode basiert auf der Wechselwirkung der magnetischen Momente ungepaarter Elektronen (Spin) mit magnetischen Feldern. Dabei werden die Energieunterschiede verschiedener Spineinstellungen zu einem von aussen an die Probe angelegten Magnetfeld gemessen (Wertz & Bolton, 1972). Die ESR-Spektroskopie liefert Informationen über die Koordination paramagnetischer Übergangsmetalle (Fe(III), Cr(III), Cu(II), Mn(II), V(IV)), sowie über magnetische Eigenschaften von und Defektstrukturen in Mineralen (McBride, 1990). Das folgende Beispiel zeigt die ESR-Spektroskopie als Methode zur molekularen Charakterisierung des paramagnetischen Uebergangs-Metallions V(IV) in einem Saproliten aus dem südlichen Mali.

Material und Methoden

Die Saprolit-Proben stammen aus Tabakoroni in der Waldsavanne im Süden von Mali (Westafrika). Der Saprolit bildet den Hauptteil eines bis zu 40m mächtigen Paläobodens, der sich durch intensive Verwitterung von polymetamorphem Präkambrischen Schieferen seit dem früheren Tertiär gebildet hat. Der Paläoboden bildet ein Plateau dort, wo der rötliche bis ockerfarbene Saprolit (Munsell Farbtafel: 10YR 6/8) von einem dunkelroten Horizont mit Eisenknollen und einer Eisenkruste (10R 4/6) überlagert wird. An Stellen, an denen die Kruste wegerodiert ist, ist der Saprolit stark gebleicht (10YR 7/1) infolge reduktiver Auflösung und anschließender Auswaschung von Eisen (Gehring et al., 1992; 1994).

Es wurden ockerfarbene und gebleichte Saprolitproben sowie Muttergestein aus einem Bohrkern untersucht. Die mineralogische Zusammensetzung wurde mit Röntgendiffraktometrie (XRD) bestimmt. Von unbehandelten und mit H_2O_2 reagierten Proben wurden anschliessend die ESR-Spektren aufgenommen, sowie der g -Wert und die Hyperfeinaufspaltungskonstante A bestimmt. Die experimentellen Details sind bei Gehring et al. (1993) beschrieben.

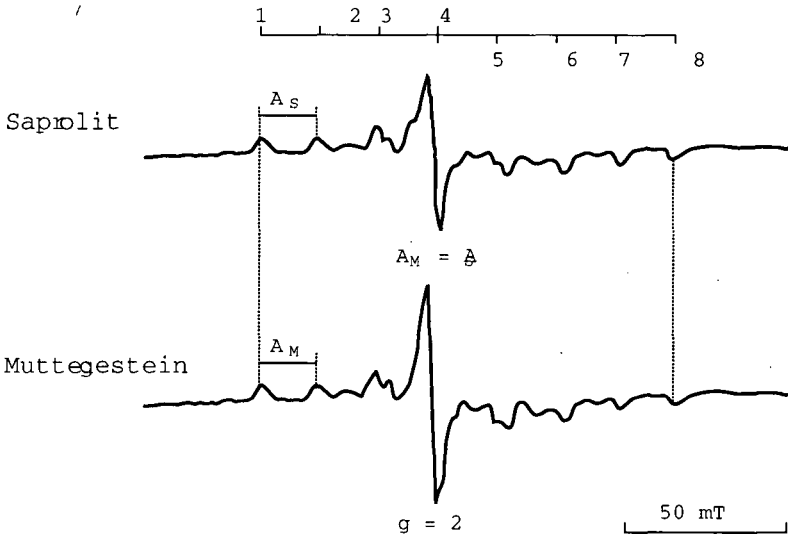


Abb. 1: Raumtemperatur-ESR-Spektren eines gebleichten Saproliten und des Muttergesteins; A_S und A_M stehen für die Hyperfeinaufspaltungs-Konstanten des Saproliten und des Muttergesteins.

Ergebnisse und Diskussion

Die XRD Daten zeigen, dass der gebleichte Saprolit hauptsächlich aus Quarz, Kaolinit und Hellglimmer besteht. In den ockerfarbenen Saprolitproben wurden zusätzlich Goethit und wenig Hämatit gefunden. Quarz, Feldspat, eisenhaltiges Karbonat und Hellglimmer sind die wichtigsten mineralogischen Bestandteile des Muttergesteins.

Die ESR-Untersuchungen der Saprolitproben zeigen ein für V(IV) charakteristisches 8-Linien-Spektrum (Abb.1) mit einem g-Wert von 1.939 ± 0.005 und einer Hyperfeinkopplungskonstante $A = 18.63 \pm 0.05$ mT. Nach der Behandlung der Proben mit H_2O_2 bleibt das V(IV) Signal erhalten. Das Muttergestein weist ein 8-Linien-Spektrum mit den gleichen spektroskopischen Parametern wie die Saprolitproben auf (Abb.1).

Chemische Totalanalyse zeigt, dass in allen untersuchten Proben der V-Gehalt bei etwa 200 mg/kg liegt.

Die Ergebnisse lassen sich unter zwei Gesichtspunkten interpretieren:

1. Bindungsform des V(IV)

Mit einer Mineralphase assoziiertes V(IV) kann adsorbiert oder strukturegebunden vorliegen. Eine Möglichkeit, die Bindungsform zu bestimmen, ist die Kombination der ESR-Spektroskopie mit einer chemischen Behandlung des Probenmaterials mit H_2O_2 . Adsorbiertes V(IV) ist leicht zugänglich für dieses Oxidationsmittel und würde deshalb zu V(V) oxidiert. Diese Oxidationsstufe des Vanadiums ist nicht paramagnetisch und deshalb nicht ESR-aktiv. Da das 8-Linien-Spektrum im Saproliten durch die H_2O_2 -Behandlung nicht beeinträchtigt wird, kann postuliert werden, dass V(IV) hier nicht adsorbiert sondern strukturegebunden ist.

2. Herkunft des V(IV)

Die Frage nach der Herkunft des Spurenelements V im Saprolit lässt sich durch einen Vergleich mit dem Muttergestein beantworten. Die Ähnlichkeit der ESR-Spektren der Saprolitproben und des Muttergesteins deutet darauf hin, dass V(IV) auch im letzteren strukturegebunden ist. Die Gleichheit der Hyperfeinkopplungskonstanten (Abb.1) legt nahe, dass V(IV) in beiden Materialien im gleichen Mineral gebunden ist und deshalb lithogen ist.

Quarz und Hellglimmer sind diejenigen Mineralphasen, die sowohl im Saproliten als auch im Muttergestein auftreten und kommen deshalb als mögliches

Wirtmineral für V(IV) in Frage. Aus koordinationschemischen Überlegungen kann Quarz ausgeschlossen und V(IV) demzufolge dem Hellglimmer zugeordnet werden. Aus sterischen Gründen ist Substitution für Al(III) in der Oktaederschicht am wahrscheinlichsten (Gehring et al., 1993).

Schlussfolgerungen

Die ESR Spektroskopie erlaubt es, mit wenig präparativem Aufwand Herkunft, Bindungsformen und Mobilität paramagnetischer Spezies in mineralogischen Systemen zu bestimmen.

Für V(IV) in einem Saproliten konnte beispielhaft gezeigt werden, dass dieses Spurenelement in Hellglimmer strukturgebunden und lithogen ist. Das Auftreten des Hellglimmers im Saproliten eines mächtigen Paläobodens demonstriert die Verwitterungsresistenz dieser Mineralphase. Die Bindung des V in diesem Mineral deutet auf eine geringe chemische Mobilität dieses Spurenelements.

Literatur

- FARMER, V.C. (1974): The infrared spectra of minerals. Mineralogical Society, London.
- GEHRING, A.U., KELLER, P. & HELLER, F. (1992): Magnetic evidence for the origin of lateritic duricrusts in southern Mali (Western Africa). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **95**, 33-40.
- GEHRING, A.U., FRY, I.V., LUSTER, J. & SPOSITO, G. (1993): Vanadium(IV) in a multimineral lateritic saprolite: A thermoanalytical and spectroscopic study. *Soil Science Society of America Journal* **57**, 868-873.
- GEHRING, A.U., LANGER, M.R. & GEHRING, C.A., (1994): Ferriferous bacterial encrustations in lateritic duricrusts from southern Mali (Western Africa). *Geoderma* **61**, 213-222.
- McBride, M. B. (1990): Electron spin resonance spectroscopy. In: *Instrumental Surface Analysis of Geological Materials*, D.L. Perry (ed.). VCH Publisher, New York, 233-281.
- MURAD, E. (1988): Properties and behavior of iron oxides as determined by Mössbauer spectroscopy. In: *Iron in Soils and Clay Minerals*, J.W. Stucki, B.A. Goodman & U. Schwertmann (eds.). Reidel Dordrecht, 309-350.
- WERTZ & BOLTON (1972): *Electron spin resonance*. McGray-Hill, New York.

The interaction between silicate and iron oxides

von

Glasauer, S.*

Introduction

The interaction between silica and iron influences soil aggregation (e.g. Cambier & Picot, 1988), but how is not yet understood. Iron is known to reduce the Si concentration in the soil solution through adsorption, and by providing a template for Si polymerization (Iler, 1979). The influence of Si on the crystallization of Fe oxides has been less thoroughly researched. Si retards or inhibits the formation of more crystalline Fe oxide phases (Cornell et al., 1987), but the question remains of where and in what form the associated Si is found: adsorbed as a separate phase at the surface, as inclusions in the oxide, or distributed in the structure. X-ray photoelectron spectroscopy (XPS) enables a closer analysis of the surface and near surface molecular environment of the Si-Fe solid phases. In combination with calorimetric methods details about the Si-Fe relationship in an Si-ferrihydrite were obtained.

Methods

Iron oxides were synthesized at an OH/Fe ratio of 4, after the method of Koch et al. (1985). Sodium silicate was added with NaOH to yield initial Si concentrations from 10^{-5} to 1 M, with a series between 10^{-3} and 10^{-2} in increments of 2 mM (Table 1). X-ray diffraction (Philips; CoK α radiation) surface area measurements (Quanta-sorb; 3-point BET) and dissolution in acid ammonium oxalate (Fe_o) (Schwertmann, 1964) and HCl (Fe_t) characterized the products. Where ferrihydrite and goethite occurred together, the ferrihydrite was selectively dissolved with oxalate for analysis of the goethite.

XPS is sensitive to changes in the binding energy of electrons located within approximately 100 nm of the surface, and will detect changes in the chemical environment of an atom. Spectra were collected on an Si-ferrihydrite (10^{-1} initial Si) at room temperature, after heating at 400 °C with O₂ for 30 minutes, and after continuing to heat at 600 °C for 15 min under a reducing atmosphere of H₂. These

* Institut für Bodendunde, TUM Weihenstephan, 85350 Freising-Weihenstephan

treatments were used to determine if Si formed a phase distinct from the Fe oxide. The measurements were made with a Kratos spectrometer using the Mg-K α line (1253.6 eV) as the x-ray source. We used gold foil to correct for the shift in binding energy due to insulating effects at the surface.

Results and Discussion

X-ray diffraction and Fe_o/Fe_t showed that goethite was the only product formed up to an initial Si concentration of 2×10^{-3} M (Table 1), after which increasingly more ferrihydrite was detected. This change in the mineral composition is also reflected by the increase in specific surface area with an increasing Si concentration (Table 1). The surface area of the goethite obtained after dissolution of the coprecipitated ferrihydrite, however, decreases with increasing Si. The crystallinity, shown by the increase in the mean coherent length (MCL) for the 110 reflection (Fig. 1), improves. Ferrihydrite is the first phase formed when Fe precipitates from solution, after which goethite may grow from Fe released by slow dissolution. Silicate, by hindering the dissolution of ferrihydrite, may enable a much slower delivery of Fe for the formation of goethite than in Si-free systems and thus improve the crystallinity.

XPS gives further clues to the nature of Si in Si-ferrihydrite. The peak for Fe(2p_{3/2}) in the Si-ferrihydrite occurs at a binding energy of 709.4 eV at room temperature and after the 400°C/O₂ treatment, indicating Fe³⁺. The peak shifts to 706.6 eV, the binding energy of Fe(O) (Wandelt, 1982), upon further heating and reduction. There are 3 possible bonding environments for O: an Fe-O-X bond (X either Fe or Si); an Fe-O-H bond, or in SiO₂. The asymmetric O(1s) peak for the sample at room temperature (Fig. 2a) can be fitted by a Gauss function with two curves. The binding energy indicates -OH (530.9 eV) and -O (529.4), in a ratio of 1 to 2.5, consistent with the ferrihydrite structure (McIntyre and Zetaruk, 1977). There is no peak for SiO₂, which would appear at around 534 eV (Fig. 2b). After heating to 400°C, the symmetry of the peak and its position at 529.7 eV indicate loss of -OH. A transformation to hematite is likely, but there is still no sign of a separate Si phase. Only upon reduction does amorphous SiO₂ appear, shown by a Gauss curve fit to the O(1s) peak at 533.8 eV (Fig. 1c). This rather asymmetric peak can be fitted with 2 additional curves; however, the Si-O peak dominates. The lower intensity peaks indicate other O and OH components. Additional evidence for a separation of Si from the ferrihydrite comes from the Si(2s) peak. It shifts from 153.5 to 155.3 only after heating/reducing conditions.

The Fe/Si ratio is 9 to 1 for the bulk oxide; it is 3 to 1 for the room temperature and heated/oxidized sample. The heating/reducing treatment, however, resulted in a 1 to 3 Fe/Si ratio. It therefore appears that Si is concentrated in the near-surface of the ferrihydrite, and is the "X" of the hypothesized Fe-O-X phase. Only upon reduction does the Si separate as SiO₂ from a reduced iron phase, with traces of Fe oxide. Furthermore, x-ray diffraction shows a 2-line ferrihydrite. An oxide with a mix of Fe

Table 1. Properties of iron oxides coprecipitated with silicate.

Initial [Si] mol/l	Specific Surface Area, m ² /g	Goethite % Fe	Ferri- hydrite % Fe
0	52	100	0
10 ⁻⁵	50	100	0
10 ⁻⁴	50	100	0
10 ⁻³	36	100	0
2 x 10 ⁻³	24	100	0
4 x 10 ⁻³	43 (24)	93	7
6 x 10 ⁻³	123 (20)	64	36
8 x 10 ⁻³	249 (13)	29	71
10 ⁻²	272 (14)	4	96
10 ⁻¹	290	0	100
1	318	0	100

Figure 2. Changes in the O(1s) peak for Si-ferrihydrite after different treatments:
(a) room temperature, (b) 400°C/O₂, (c) 600°C/H₂.

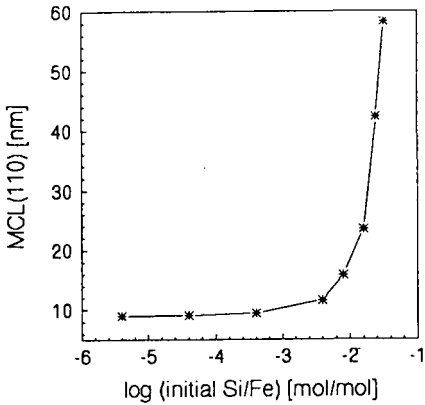
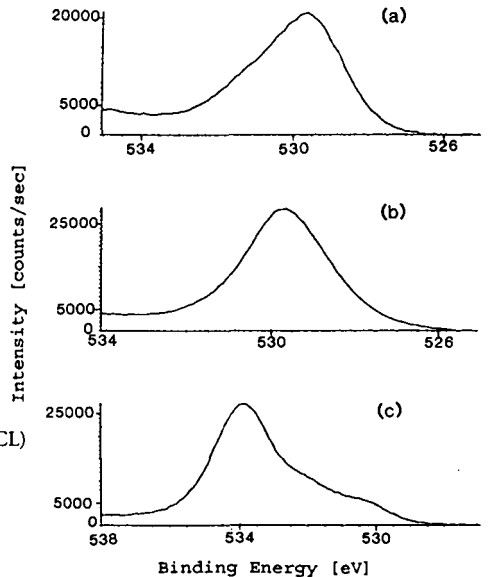


Figure 1. Change in the mean coherent length (MCL) of the goethite (110) reflection with an increasing proportion of Si in solution.



octahedra and Si tetrahedra would probably be x-ray amorphous. A model of this Fe oxide can therefore be made as a core of ferrihydrite surrounded by an Si-O-Fe phase.

Conclusion

Coprecipitated silicate will retard or prevent the crystallization of goethite from ferrihydrite, depending on the Si concentration. If the concentration is low enough to permit goethite to form, the crystallinity of the goethite improves as the [Si] increases. At some level of Si, however, only ferrihydrite will form. Investigation of such a ferrihydrite with XPS supports a model of an Si-O-Fe shell surrounding a comparatively Si-free ferrihydrite. This Si-enriched surface may inhibit the dissolution of ferrihydrite, and thus prevent the formation of goethite.

Acknowledgement

Thanks to the Deutsche Forschungsgemeinschaft for financial support, to Dr. Paul Hug (ETH Zürich) for the XPS measurements, and to Dr. Andreas Gehring (WSL Birmensdorf) for creative suggestions.

References

- CAMBIER, P. & PICOT, C. (1988). Nature des liaisons kaolinite-oxyde de fer au sein des microagregats d'un sol ferrallitique. *Science du Sol* 26: 223-238.
- CORNELL, R., GIOVANOLI, R., & SCHINDLER, P. (1987). Effect of silicate species on the transformation of ferrihydrite into goethite and hematite in alkaline media. *Clays Clay Mins.* 35: 21-28.
- ILER, K.K. (1979). *The Chemistry of Silica*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- KOCH, C.J.W., MADSEN, M.B. & MORUP, S. (1985). Evidence for microcrystallinity in large particles of goethite. *Surface Science* 156: 249-255.
- MCINTYRE, N.S. & ZETARUK, D.G. (1977). X-ray photoelectron spectroscopic studies of iron oxides. *Analytical Chemistry* 49: 1521-1529.
- SCHWERTMANN, U. (1964). Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. *Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde* 105: 194-202.
- WANDEL, K. (1982). Photoemission studies of adsorbed oxygen and oxide layers. *Surface Science Reports Vol 2 No. 1*. North Holland Publishing Co., Amsterdam.

Tonmineralumwandlung in Böden aus Kalkstein

von

Häusler, W.

Die Tonmineralumwandlung in Böden aus Kalkstein wurde an drei ausgewählten Proben aus der Südlichen Frankenalb untersucht. Die Auswahl der Proben basiert auf der Auswertung eines umfangreichen Probenkollektives mittels Diskriminanzanalyse (HÄUSLER und NIEDERBUDE, 1992). Die Proben repräsentieren mit dem Kalksteinlösungsrückstand als Ausgangsmaterial (LR), der Terra fusca-Probe (IIT-Horizont) als Bodenbildung und der Schlottenlehm-Probe (SL) als verschwemmtes Solummaterial aus einer älteren Bodenbildungsphase (ZECH et al., 1979) drei Entwicklungsstufen. Zusätzlich zu den in HÄUSLER und NIEDERBUDE (1992) beschriebenen Methoden wurden die Untersuchungen durch die Bestimmung der Wechsellagerungs-Tonminerale (Ethylen-glycol-Sättigung, 12 h bei 60°C) nach MOORE und REYNOLDS (1969) und die Bestimmung der Schichtladung mit Alkylammoniumionen nach STANJEK et al. (1992) ergänzt.

Die Mineralzusammensetzung der Fraktion >20 µm ist in allen Proben fast identisch. Den Hauptanteil bildet Quarz mit geringen Feldspatanteilen. In der Fraktion 2-20 µm treten neben Quarz und Feldspäten Spuren von Muskovit und Kaolinit auf. In den Feintonen, die in allen drei Proben über 50% Anteil aufweisen, sind die in Abb. 1 gezeigten Schicht-silikate vertreten. Neben Kaolinit, der in allen drei Proben erscheint und der Abnahme diskreten Illits vom Lösungsrückstand bis zum Schlottenlehm, ist die Entwicklung der I/S-Minerale von Bedeutung. Diese gehen von einer regelmäßigen I/S-Wechsellagerung (mit 70% Illit im I/S-Mineral) im Lösungsrückstand über eine unregelmäßige I/S-Wechsellagerung (50% Illit) im Terra fusca-Horizont in eine I/S-Wechsellagerung mit <10% Illitanteil im Schlottenlehm über. Wie die halbquantitative Auswertung an Diagrammen glycerinesättigter Proben zeigt, findet nicht nur eine Zunahme der Aufweitbarkeit der I/S-Minerale, sondern auch eine Zunahme der I/S-Anteile und Abnahme dis-

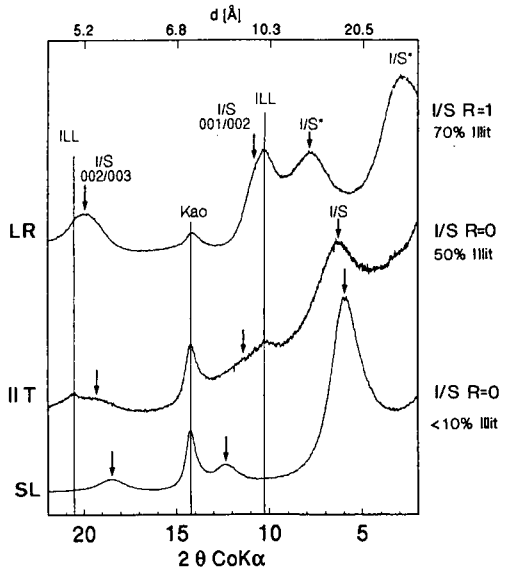


Abb.1: Röntgenbeugungsdiagramme (Ca-Ton/Ethylenglycol) der Feintonproben.

Tab. 1: Schichtsilikatanteile der Fein- und Grobtonfraktion (%) und Gesamt-Kalium (%).

Fraktion	Probe	I/S		Vm	Chl	Ill	Kao	Kt
		R=0	R=1					
<0.2 µm	LR	Sp	+++	-	-	+	Sp	3.8
	IIT	+++	-	-	Sp	+	+	1.8
	SL	++++	-	-	-	Sp	+	0.4
0.2-2 µm	LR	+	+	-	-	++++	+	3.6
	IIT	+	-	+	Sp	+++	+	2.6
	SL	++	-	-	-	+	+++	0.6

++++ = 60-80% +++ = 40-60% ++ = 40-20% + = <20% Sp = Spuren

kreten Illits sowohl im Fein- als auch im Grobton statt (Tab. 1). Dies wird auch durch die Kt-Werte der einzelnen Fraktionen bestätigt.

Die Ladungsdichtebestimmung mit n-Alkylammonium (nc=3 bis 17) ergab für den LR-Feinton folgende Ergebnisse. Der Smektitanteil in der regelmäßigen I/S-Wechselagerung (WL) hat eine Ladungsdichte von -0.25 bis -0.38 pro $O_{10}(OH)_2$ -Formeleinheit. Mit Alkylammonium wurde auch mit einer Austauschzeit von 8 Tagen kein Kalium aus der I/S-WL ausgetauscht. Es wurde daher für den Illitanteil in der WL eine Ladungsdichte von -1/FE angenommen. Ein K-Austausch aus diskretem Illit fand nur mit nc=16 und 17 statt.

Die IIT-Feintonprobe weist gegenüber der LR-Probe eine stärkere Ladungsheterogenität auf. Mit einer Austauschzeit von 2 h wurde für die unregelmäßige I/S-WL eine Ladungsdichte für den Smektitanteil von -0.35 bis -0.54 ermittelt. Mit einer Austauschzeit von 8 d wurde das gesamte Kalium aus der I/S-WL ausgetauscht. Daraus ergibt sich für den Illitanteil der R=0 Wechselagerung der IIT-Probe eine Ladungsdichte von -0.54 bis -0.73/FE. Dies stimmt mit der "revised classification of clay minerals" (MARTIN, 1991) überein, die für Muskovit und Illit eine Schichtladung von ≈ -0.6 bis -1/FE angibt. Im Gegensatz zur LR-Probe konnte in der IIT-Probe durch K-Austausch (nach 8 Tagen Austauschzeit) auch die Schichtladung des diskreten Illits bestimmt werden (-0.9/FE). Die Ladungsdichte der SL-Feintonprobe (I/S R=0; <10% Illit) liegt im Bereich von -0.32 bis -0.48/FE. Ein Unterschied im Ergebnis der Ladungsdichtebestimmung zwischen den Austauschzeiten konnte nicht festgestellt werden.

In den Grobtonen sind die aufweitbaren Schichtsilikate um $\approx 10\%$ höher geladen als in den Feintonen. Zusätzlich zu den Wechselagerungsmineralen wurde in der IIT-Grobtonprobe Vermikulit mit einer Ladungsdichte von -0.7 bis -0.9/FE bestimmt.

Zusammenfassung: Die Tonmineralumwandlung dioktaedrischer 2:1 Schichtsilikate (Muskovit, Illit, I/S R=1) läuft im Feinton von regelmäßigen I/S-WL (R=1) über unregelmäßige I/S-WL (R=0) zu I/S-WL mit <10% Illitanteilen ab. Neben der Illitumwandlung über Wechselagerungen wird auch eine Umwandlung über Vermikulitzwischenstufen (Grobton) beobachtet. Die Umwandlung geht mit einem Anstieg der Ladungsheterogenität einher.

Literatur:

HÄUSLER, W. und E.-A. NIEDERBUDDE (1992): Morphologie und Alter von Böden der Südlichen Frankenalb und der nichtkarbonatische Mineralbestand der Kalksteine. Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., 155, 391-399.
 MOORE, D.M. und R.C. REYNOLDS, jr. (1989): X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press.
 STANJEK, H., E.-A. NIEDERBUDDE und W. HÄUSLER (1992): Improved evaluation of layer charge of n-alkylammonium-treated fine soil clays by lorentz- and polarization correction and curve-fitting. Clay Miner. 27, 3-19.
 ZECH, W., B.-M. WILKE und O. DREXLER (1979): Analytische Kennzeichnung von Karstschloten-Füllungen in der Fränkischen und Schwäbischen Alb. Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 33, 182-193.
 MARTIN, R.T., S.W. BAILEY, D.D. EBERL, D.S. FANNING, S. GUGGENHEIM, H. KODAMA, D.R. PEVEAR, J. SRODON und F.J. WICKS (1991): Report of the clay minerals society nomenclature committee: Revised classification of clay materials. Clays Clay Miner. 39, 333-335.

Quellregionen für den Harmattan-Staub in Westafrika: Ein mineralogischer und geochemischer Ansatz

von

Herrmann, L.* , B. Sponholz** und K. Stahr*

Einleitung

Es gibt inzwischen eine Vielzahl von Vermutungen über die Source-Gebiete für die in Westafrika alljährlich mit dem "Harmattan" (NO-Passat) verfrachteten Stäube. Methodisch wurden sowohl Satellitenaufnahmen (Legrand et al. 1982), Klimadaten (Morales 1979) als auch pedo-/geologische Verfahren (Vökl, 1991) für die Quellenbestimmung angewendet. Der Nachteil der Satelliten- und Klimadatenauswertung liegt, abgesehen von der Limitierung der Datenbasis und des Zugriffs, darin, daß zwischen primären und sekundären Quellen nicht zu unterscheiden ist. Tatsächlich muß aber - unter den westafrikanischen Bedingungen - damit gerechnet werden, daß einmal äolisch transportierte und deponierte Stäube wieder aufgenommen werden und eine weitere Verfrachtung erfahren. Dies gilt im Sahel sowohl für die Trocken-, als auch für die Regenzeit. Besonders gute Beispiele dafür sind die konvektiven Stürme vom "squall-line" Typ, die zu Beginn der Regenzeit auftreten.

Ein mineralogisch/geochemischer Ansatz sollte, unter der Annahme, daß sich die primären Source-Gebiete durch bestimmte Elemente/Elementquotienten bzw. Minerale/Mineralverhältnisse auszeichnen, besser geeignet sein, solche zu identifizieren, da sich aufgrund von Element-/Mineralvergleichen bzw. -bilanzen primäre und sekundäre Quellen unterscheiden lassen sollten. Erste Ergebnisse eines solchen Ansatzes zur Identifizierung der primären Quellen der Harmattan-Stäube im östlichen Westafrika sollen hier vorgestellt werden.

Material und Methoden

Zur Identifizierung der primären Quellen wurden Staubproben aus den Sink-Gebieten mit Bodenproben aus den potentiellen Source-Gebieten verglichen. Die aktuellen Staubproben wurden 1992/93 an drei Standorten in SW-Niger (Abb.4) mit passiven Samplern in 4m Höhe gewonnen. Die Korngrößenanalyse der ersten Staubproben (Stahr et al. 1993) ergab gleich hohe Anteile an Ton, Feinschluff und Mittelschluff (ca. 30%) und nur wenig Grobschluff. Aufgrund dieser Analyse wurden die Staubproben mit der Fraktion <63µm, die im folgenden die "potentielle Staubbfraktion von Böden" genannt wird, von Bodenproben aus dem saharischen Teil des Niger verglichen. Bei den vorgestellten Bodenproben handelt es sich jeweils um Oberböden.

Für die Gesamtelementgehalte wurde die Röntgenfluoreszenzanalyse (Siemens SRS 200) eingesetzt. Die mineralogische Analyse erfolgte durch Röntgenbeugung an Pulverpräparaten (Stäube und potentielle Staubbfraktion der Böden) und Texturpräparaten der Tonfraktionen.

Ergebnisse und Diskussion

Die Untersuchung der Harmattan-Staubproben erbrachte eine große Homogenität über Zeit und Raum, sowohl hinsichtlich der Element- als auch der Mineralzusammensetzung. Die Staubproben unterscheiden sich von den Böden an den Staubbfangstationen durch deutlich höhere Nährstoffgehalte (K, Ca, Mg, Na) (Herrmann et al. 1994) und ein charakteristisches Verhältnis der Spurenelemente (Zn>Ni>Cu) (Tab.1). Das Mineralspektrum wird dominiert von Quarz und Feldspäten, gefolgt von Kaolinit und Glimmern. Auch Calcit konnte in geringen Mengen (ca. 1%) nachgewiesen werden (Abb.1). Die Tonfraktion ist gekennzeichnet durch hohe Gehalte an Kaolinit und Smectit und wenig Illit (keine Abb.).

* Institut für Bodenkunde und Standortslehre (310), Universität Hohenheim, 70593 Stuttgart
** Geographisches Institut, Universität Würzburg, 97074 Würzburg

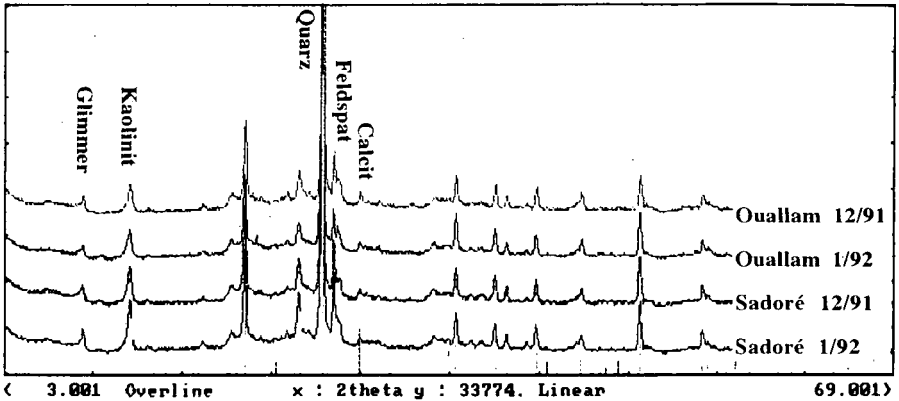


Abb. 1: Vergleich der mineralogischen Zusammensetzung (RBA, Pulver) von Staubproben aus dem SW-Niger über Raum und Zeit (Ouallam, Sadoré; je 2 Zeitpunkte; vgl. Abb.4)

Tab. 1: Vergleich der Gesamtelementgehalte einer Staubprobe aus SW- Niger (Ouallam Feb. 92) mit den potentiellen Staubfraktion (<63µm) von Böden aus O-Niger

	Si	Al	Fe	Na	K	Ca	Mg	Ni	Cu	Zn
	%	%	%	%	%	%	%	mg kg ⁻¹	mg kg ⁻¹	mg kg ⁻¹
Staub	29,2	8,1	4,1	0,2	1,8	1,6	0,7	36	26	65
Termit	29,1	7,9	4,5	0,3	1,7	1,4	1,0	41	22	76
Tanout	27,3	6,1	3,6	0,4	1,7	0,6	0,5	33	24	57
Col de Gobo	26,7	11,6	5,0	0,1	1,8	0,9	0,8	49	33	116
Tazolé	22,7	10,9	5,6	0,2	2,0	3,5	1,0	39	30	123

Der Vergleich der Gesamtelementgehalte einer repräsentativen Staubprobe aus Ouallam (Feb. 92) mit den potentiellen Staubfraktionen der Bodenproben ergibt eine große Übereinstimmung zwischen der Probe aus dem Massif de Termit und dem Staub (Tab.1). Das Material der anderen Standorte stimmt jeweils nur in einzelnen Elementen überein. Auch der mineralogische Vergleich sowohl der potentiellen Staubfraktion (Abb.2) als auch der Tonfraktion (keine Abb.) bestätigt dieses Ergebnis. Einschränkung muß hinzugefügt werden, daß sich die potentiellen Staubfraktionen und Tonfraktionen hinsichtlich der Mineralzusammensetzung prinzipiell nicht unterscheiden, wohl aber im Verhältnis der Minerale zueinander, was eine Unterscheidung ermöglicht.

Trotz der großen Identität zwischen der Staubprobe und dem beprobten Boden im Massif de Termit kommt diese Gebiet aufgrund der Geländebefunde nicht als primäre Source infrage. Tatsächlich handelt es sich bei dem Boden auch um ein rezentes äolisches Sediment in Silikatkarstsenken geringer Ausdehnung (Sponholz 1992) auf der Hochfläche des Massivs. Doch läßt sich der Befund als Hinweis auf die Transportrichtung verwerten. Verbindet man die Sink-Region in SW-Niger und das Massif de Termit mit einer Linie ergibt sich die Hauptwindrichtung ONO des Harmattan. Verlängert man diese Linie in den saharischen Bereich hinein, erreicht man das Faya-Largeau Gebiet an den Fußflächen des Tibesti, das schon von McTainsh und Walker (1982) als Source-Gebiet für Harmattan-Stäube über N-Nigeria eingestuft wurde. Tatsächlich gibt es in diesem Gebiet ausgedehnte Sedimente des "Ur"- Lac Tchad, die heute durch jüngere aus der Verwitterung im Tibesti ergänzt werden und dadurch als Source für große Mengen schluffig-tonigen Materials für äolischen Transport zur Verfügung stehen dürften. Auch hohe Windgeschwindigkeiten und ausgedehnte offene Bodenoberflächen aufgrund der Aridität sind als Vorbedingung für die Partikelaufnahme mit dem Wind hier gewährleistet.

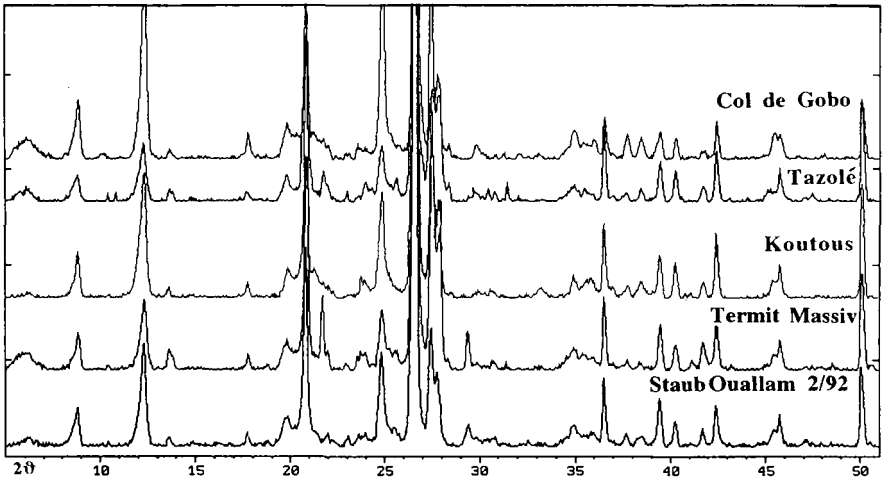


Abb.2: Vergleich einer Staubprobe aus dem SW-Niger mit den potentiellen Staubfraktionen (<math><63\mu\text{m}</math>) von Böden aus O-Niger (RBA, Pulver; Orte vgl. Abb.4)

Was die aktuellen Sedimente des Lac Tchad angeht, so scheinen sie eine regionale Bedeutung als Staub-Source zu haben. Zumindest zeigen sowohl die Körnung der potentiellen Staubfraktion und die Mineralzusammensetzung der drei dem Lac Tchad am nächsten gelegenen Probenahmeorte eine große Ähnlichkeit untereinander und deutliche Unterschiede zu den anderen (Abb.3). Die Körnung ist deutlich toniger (ca. 55 % im Gegensatz zu durchschnittlich ca. 30%), die RBA-Diagramme der Pulverpräparate zeigen geringere Quarzpeaks (Abb. 2) und die Tonfraktion beinhaltet einen höheren Smectitanteil (keine Abb.). Allerdings scheint der Probe von Gouré auch eine starke lokale Komponente (siehe doppelter Feldspatpeak bei $3,24\text{\AA}$) aus den umliegenden granitischen Inselbergen beigelegt zu sein.

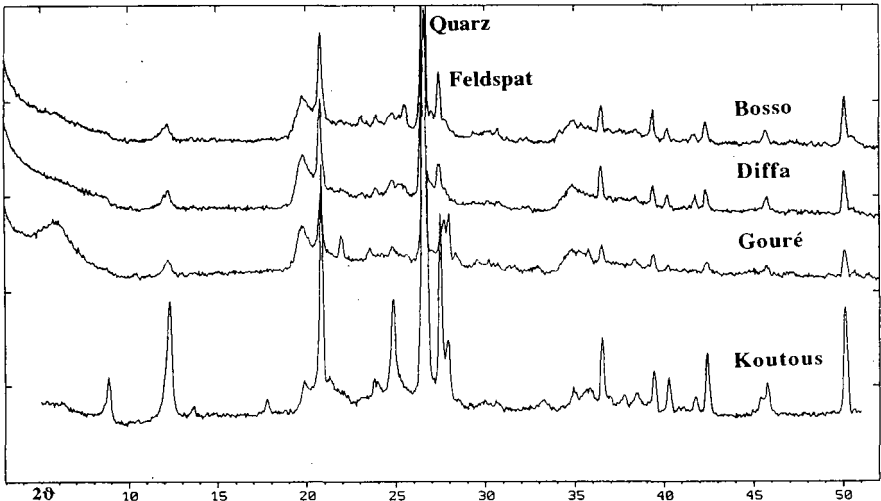


Abb.3: Vergleich der potentiellen Staubfraktion (<math><63\mu\text{m}</math>) von Böden aus der Tchadsee-Region (RBA, Pulver)

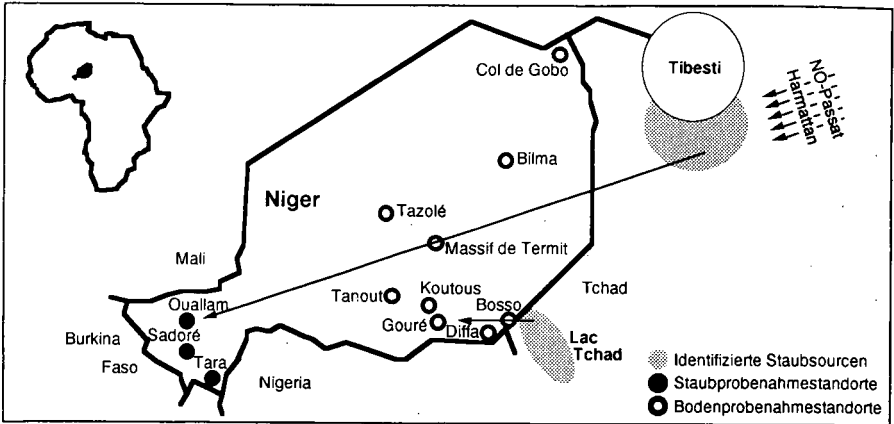


Abb.4: Aufgrund des mineralogisch / geochemischen Ansatzes identifizierte Harmattan-Staub Sourcen

Schlußfolgerungen

Die dominierende Source für den Harmattan-Staub im östlichen Westafrika ist in den Sedimenten am Fuße des Tibesti zu suchen (Abb.4). Er wird hauptsächlich in Richtung WSW transportiert, wobei weite saharische Gebiete des Tchad und Niger überstrichen werden, in denen schon ein Teil der Staubfracht sedimentiert und somit die dortigen Böden beeinflusst. Wechselnde Sedimentations- und Erosionszyklen müssen für die potentielle Staubfraktion dieser Böden angenommen werden. Als Staub-Source mit regionaler Bedeutung wurden die Sedimente um den aktuell langsam austrocknenden Lac Tchad identifiziert.

Danksagung

Diese Arbeit wird im Rahmen des SFB 308 "Standorgerechte Landwirtschaft in Westafrika" von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert.

Literatur

- Herrmann, L., K.E. Bleich and K. Stahr (1994): Influence des dépôts éoliens sur la restauration de la fertilité des sols sous végétation en friche au Niger, Afrique de l'Ouest. Res. Erosion Bull. No.14: 74-81.
- Legrand, M., J.J. Bertrand und M. Desbois, 1982: Etude des brumes sèches sur l'Afrique de l'Ouest à l'aide de Météosat-1 (premiers résultats). La Météorologie 29-30: 153-159.
- McTainsh, G.H. und P.H. Walker, 1982: Nature and distribution of Harmattan dust. Z. Geomorph. NF 26: 417-435.
- Morales, C., 1979: The use of meteorological observations for studies of the mobilization, transport and deposition of Saharan soil dust. pp.119-132 in: C. Morales (ed.) Saharan dust: mobilization, transport, deposition. J. Wiley & Sons. New York.
- B. Sponholz, 1992: Karstverfüllungen in Ostniger. Würzburger Geogr. Arb. 84: 131-146.
- Stahr, K., K.E. Bleich, A. Hebel, L. Herrmann, C. Renard und M.V.K. Sivakumar, 1993: The Influence of organic matter and dust deposition on site characteristics and their microvariability. pp.25-58 in: Sonderforschungsbereich 308, Standortgemäße Landwirtschaft in Westafrika, Arbeits- und Ergebnisbericht, Zwischenbericht 1991-1993. Universität Hohenheim, Stuttgart
- Vökl, J., 1991: Staubsedimentation im nordafrikanischen Sahel - Herkunft und Auswirkung auf die Landschaftsökologie eines semiariden Großraumes. Z. Geomorph. NF 89: 73-85.

Änderungen des Mineralbestandes circumsaharischer Böden durch äolische Einträge

von

Jahn, R.*

1. Einführung

Die ariden Gebiete der Erde stellen die bedeutendste Quelle mineralischer Stäube dar, die mit unterschiedlichen Transportprozessen in die nähere und weitere Umgebung verfrachtet werden und in Sedimenten, Böden, Gletscher- und Polareis nachweisbar sind. Allein aus der Sahara rechnet man mit Materialexporten (vorwiegend in den Atlantik) in der Größenordnung von jährlich >250 Mio. t (JAENICKE, 1979). Ziel dieser Arbeit ist es, das Ausmaß äolischer Einträge in Böden der weiteren Umgebung der Sahara zu bilanzieren und die Auswirkungen hinsichtlich des Mineralbestandes aufzuzeigen.

2. Untersuchte Böden und Methodik

Untersucht wurde eine Chronosequenz aus primär basaltischem Ausgangsgestein Lanzarotes (Leptosol, Regosol, zwei Andosols, zwei Calcisols, Luvisol, zwei polygenetische Böden), eine Bodensequenz unterschiedlicher Ausprägung auf Carbonatgesteinen S-Portugals (Nitisol, vier Luvisols, rezenter Cambisol) und NW-Ägyptens (Cambisol, Calcisol), ein Luvisol aus Serpentin (S-Türkei) und eine Chronosequenz aus bzw. in basaltischen Gesteinen NE-Israels (Cambisol, Calcisol, Paläo-Calcisol). Zum Vergleich dient eine Catena aus drei Böden (Regosol, zwei Cambisols) eines Gneis-Gebietes im Zentralbereich der Sahara in S-Ägypten. Die untersuchten Standorte stellen auch eine Klimasequenz dar, die den hyperariden bis mediterran-humiden Bereich umfaßt. Die Böden sind im Detail bei JAHN (1988), JAHN et al. (1988), HUTH (1989) und GAUER (1991), die Details dieser Arbeit in JAHN (1994) beschreiben.

Zur Indikation und Bilanzierung des Ausmaßes äolischer Umverteilungen wurden Parameter wie Mineralzusammensetzung, Textur, Elementgehalte, Tonmineralbestand, Morphologie von Quarzen und Zusammensetzung von Stäuben verwendet. Je nach lokalem Ausgangsgestein der Böden mußten hierzu unterschiedliche Parameter herangezogen werden. In den Basaltböden war eine Bilanzierung anhand der Quarzgehalte möglich und wurde mit Element-Gesamtgehalten und Tonmineralbeständen überprüft. In den Böden aus/auf Carbonatgesteinen und Serpentin mußte zusätzlich die Korngrößenverteilung der Quarze, ihre Morphologie und die Korngrößenverteilung in der Feinerde herangezogen werden. Die Gneisböden ließen sich durch primäre und sekundäre Mineralmengen bilanzieren.

3. Zusammensetzung von Stäuben

Die mineralische Zusammensetzung der Stäube im Untersuchungsraum weist erhebliche Unterschiede auf. "Levante"-Staub aus Lanzarote ist quarzreicher (ca. 20%) als Wüstenlöß des libyschen Plateaus, aber quarzärmer als "Khamzin"-Stäube Israels (GANOR & MAMANE, 1982). Der Carbonatgehalt ist mit 70% im Wüstenlöß des libyschen Plateaus am höchsten und mit 19% im "Levante"-Staub Lanzarotes am geringsten. Alle Stäube beinhalten Feldspäte und Glimmer. Der Kaolinitgehalt ist mit 20-30% in der Tonfraktion relativ einheitlich, während der Illitgehalt von Lanzarote über das libysche Plateau nach Israel deutlich abnimmt und der Smectitgehalt entsprechend zunimmt. Im allgemeinen sind die Stäube stark durch lokale Komponenten gekennzeichnet.

* Institut für Bodenkunde und Standortslehre, Universität Hohenheim, 70593 Stuttgart

4. Einfluß äolischer Aktivität auf die Böden

Die Gneis-Böden S-Ägyptens zeichnen sich durch eine nahezu vollständige äolische Umlagerung innerhalb des Gneis-Gebietes unter Verlusten von Quarz (aus Quarzbilanz nicht nachweisbar), Feldspäten und Glimmer aus (Abb. 1). Während und nach der Umlagerung wird das Bodenmaterial durch Einträge (Quarz und Kaolinit) aus dem angrenzenden Sandsteingebiet ergänzt. Heute weisen die Böden Anteile aus dem Sandsteingebiet um 20% auf. Die Böden sind durch selektive Ausbläsung und Einträge in den Oberböden stark mit Quarz, in der Tonfraktion an Kaolinit, angereichert.

Die beiden Böden NW-Ägyptens bestehen zu 40 und 60% aus Wüstenlöß, der der näheren Umgebung entstammt und stark unterschiedlich im Calcit- und Dolomitgehalt ist. Quarzreiche Flugsande tragen mit 40 und 30% wesentlich zum Aufbau der Böden bei, autochthon verwittertes Bodenmaterial nimmt Anteile $\leq 20\%$ ein. Der Tonmineralbestand (Kaolinit, Illit, Illit/Smectit, Smectit, Palygorskit) ändert sich durch die unterschiedlichen Materialien nicht gravierend.

Die Böden Lanzarotes weisen mit zunehmendem Alter auch zunehmende Fernstaubanteile von 4% (IV_B, 250 Jahre), um 20% (IV_A, ≈ 6000 Jahre) und 25 bis 66% in älteren Böden (III, 40000 Jahre) auf (Anteile bezogen auf Feinerde). In sehr alten Böden können horizontweise noch höhere Anteile auftreten. Bei Verwitterung aus Basalt sind höhere Anteile zu erwarten als bei Verwitterung aus Pyroklastika. Die Böden erhalten durch den Staubimport eine deutliche Zufuhr an Quarz und in geringem Ausmaß an K-Feldspäten und Glimmern. In älteren Böden sind erhebliche Anteile der Glimmer zu Illit verwittert. Im Extremfall hat sich in dieser basaltischen Umgebung Quarz durch Einträge, Umlagerung und Glimmerverwitterung in einem reliktschen Luvisol auf nahezu 40% angereichert. Das importierte Carbonat (reiner Calcit) ist nur in jungen Böden noch teilweise nachweisbar, stellt aber eine wichtige Ca-Quelle zur Carbonatisierung der Unterböden (Mg-substituierter Calcit) dar (JAHN & STAHR, 1994).

Mit Ausnahme eines sehr jungen Bodens, weisen die älteren Böden S-Portugals neben fern- und nahtransportiertem äolischem Material auch fluviatil umgelagertes (quarzreiches) Material auf. Eine Bilanzierung wird hierdurch stark erschwert. Eine Abschätzung ergibt Fernstaubeinträge (Quarz und K-Feldspäte) zwischen 10 und 20%, Lokalstäube (z. B. durch Magnetit gekennzeichnete vulkanische Komponenten) in der Größenordnung bis 10% und durch Quarzgerölle gekennzeichnete fluviatile Zumischungen. Im Tonmineralbestand sind hier keine eindeutigen Zuordnungen zu einzelnen Transportarten zu rekonstruieren.

Die feuchtesten Standorte in der S-Türkei und in NE-Israel weisen nur geringe Fernstaubeinträge von ca. 2% auf. Lokale Stäube (durch Quarz, Kaolinit, Illit und Chlorit einem Sandsteingebiet zuzuordnen) sind am Standort in der S-Türkei noch geringer. In einem pliozänen Paläoboden (NE-Israel) sind knapp 20% der Bodenmasse auf Fernstäube zurückzuführen. Eine ähnliche Größenordnung ist für aktuelle Vertisole anzunehmen. In einem erodierten Vertisol (Calcisol) sind heute nur noch ca. 2% Fernstaubanteile zu finden.

5. Räumliche Verteilung des äolischen Einflusses

Die untersuchten Standorte lassen sich in eine Abfolge von Zonen unterschiedlich hoher äolischer Aktivität gliedern: Zonen mit hohen Mengen umverteilten Bodenmaterials und Feinstanzverlust (S-Ägypten), mit geringerem Wüstenlößanteil und höherem Flugsandanteil, geringerem Flugsandanteil und höherem Wüstenlößanteil (beide NW-Ägypten), reine Wüstenlößböden (Israel, hier nicht untersucht), deutlichen (20-50%) Fernstaubanteilen (ältere Böden Lanzarotes), geringen (5-20%) Fernstaubanteilen (trockenerer Teil NE-Israel und S-Portugal) und sehr geringen Fernstaubanteilen (feuchterer Teil NE-Israel und S-Türkei) gliedern. Diese Zonierung folgt einem Entfernungs- und klimatischen Gradienten und ist in ihrer radialen Anordnung um die Sahara durch unterschiedliche Windsysteme deformiert. Unterschiedlich große Teile dieser Zonen sind wegen Gebirgsketten und der Land-See Verteilung in terrestrischen Böden nicht realisiert.

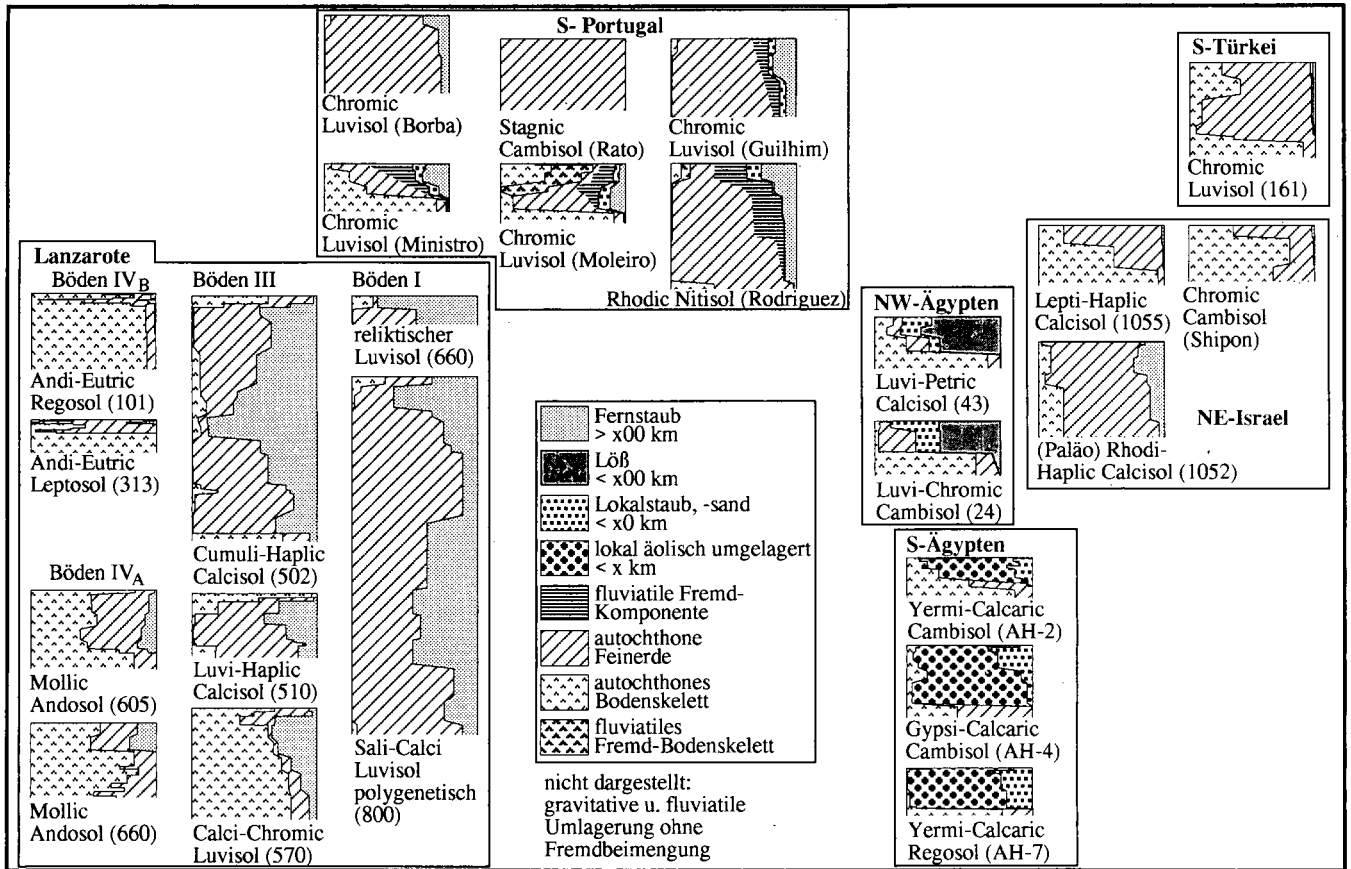


Fig. 1: Quantitative Zusammensetzung einzelner Komponenten in den untersuchten Böden nach Transportart

6. Zeitliche Abfolge des äolischen Einflusses

In den Böden verändert sich im Laufe ihrer Entwicklung durch Veränderungen der Oberflächenrauigkeit und Porosität auch klimabedingt (Vegetationsbedeckung) die Nettodeposition äolischen Materials. Eine Rekonstruktion der zeitabhängigen Nettodeposition stößt deshalb auf große Schwierigkeiten. In Lanzarote nehmen beispielsweise die Nettodepositionsraten von den jüngsten Böden IV_B ($\approx 20 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a}$) über die Böden IV_A ($\approx 10 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a}$) zu den älteren Böden III ($< 10 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a}$) durch geringere Einwaschungsraten ab. Junge Böden aus Basalt nehmen hierbei mehr Staub auf als Böden aus feingrusigen Pyroklastika. Es bestehen auch Hinweise aus Kolluvien und polygenetischen Böden, daß die Depositionsraten sowohl während des Holozäns, als auch während des Pleistozäns, phasenweise stärker waren als heute. Aus den Einträgen im fossilen (pliozänen) Calcisol in NE-Israel sind in dieser Region für das Pliozän ähnliche Verhältnisse wie heute anzunehmen.

Durch äolische Aus- und Einträge ergeben sich in Abhängigkeit der umgelagerten Menge und dem Entwicklungsstadium sowie dem Ausgangsgestein der betroffenen Böden unterschiedliche Auswirkungen hinsichtlich der Bodenentwicklung und der Standortseigenschaften. Die Auswirkungen sind im allgemeinen im ariden Klima größer als im semiarid-humiden Klima und in jungen Böden stärker als in alten.

7. Literatur

- GANOR, E. & MAMANE, Y. (1982): Transport of Saharan dust across the eastern Mediterranean. Atmospheric Environment **16**, S. 581-587. Pergamon Pr., Oxford.
- GAUER, J. (1991): Bodenentwicklung und Bodengesellschaften vom Mittelmeer zur Qattara Depression in Nordwestägypten. Berliner Geowiss. Abh. (A), **136**, Berlin, 171 S.
- HUTH, A. (1989): Das Grundgebirge in Süd-Ägypten - strukturelle Entwicklung und Bodenbildung unter vollariden Bedingungen -. Berliner Geowiss. Abh. (A), **107**, Berlin, 132 S.
- JAENICKE, R. (1979): Monitoring and critical review of the estimated source strength of mineral dust from the Sahara. In: MORALES, C. (Edt.) (1979): Saharan dust. Mobilization, Transport, Deposition. Scope 14, Wiley & Sons, Chichester u.s.w., S. 233-242.
- JAHN, R. (1988): Böden Lanzarotes - Vorkommen, Genese und Eigenschaften von Böden aus Vulkaniten im semiariden Klima Lanzarotes (Kanarische Inseln). Hohenheimer Arbeiten. Ulmer, Stuttgart, 257 S.
- JAHN, R. (1994): Ausmaß äolischer Einträge in circumsaharischen Böden und ihre Auswirkungen auf Bodenentwicklung und Standortseigenschaften. Hohenheimer Bodenkundliche Hefte (in Druck), Stuttgart - Hohenheim.
- JAHN, R., STAHR, K. & LASSONCZYK, B. (Hrsg.) (1988) mit Beiträgen von R. JAHN, K. STAHR, Th. BECKMANN, C. FAHRENHORST, A. HAUBROK, B. LASSONCZYK, J. NIERSTE, D. PFANNSCHMIDT, D. STASCH, M. SYDOW: Verbreitung, Genese und Standorteigenschaften von Böden im Algarve. Landschaftsentwicklung und Umweltforschung **55**, Berlin, 177 S.
- JAHN, R. & STAHR, K. (1994): Formation of petrocalcic horizons in soils from basic pyroclastics under the semiarid climate of Lanzarote (Spain). Transactions of the XVth Congress of ISSS, Acapulco, Vol. 6a, S. 474-480.

**Bodenmikromorphologische Untersuchungen an der
Artefaktenfundstelle Attenfeld bei Neuburg a. d.
Donau**

von

Jerz, H.*, W. Grottenthaler* und R.A. Kemp**

Die Lehmgrube Attenfeld der Ziegelei in Ried bei Neuburg a. d. Donau gehört zu den gegenwärtig bedeutendsten Quartäraufschlüssen in Bayern. Es liegen hier rund 8,5 m mächtige quartäre Sedimente aus Lössen, Lößlehmen und Fließerden auf tertiären Sanden und auf Juragesteinen.

Nach dem Fund von Artefakten 1988, etwa 8 m unter der Geländeoberfläche (RIEDER 1989, 1990) wurde das Profil der Lehmgrube Attenfeld erstmals von BLEICH (1989) bodenkundlich beschrieben. Eigene Aufnahmen wurden 1989 und 1991 durchgeführt. Neben bodenkundlichen Standarduntersuchungen für das Gesamtprofil wurde mit mikromorphologischen Methoden der Naßbodenkomplex im unteren Profildrittel näher untersucht.

Es lassen sich für die quartären Ablagerungen vier Profilabschnitte unterscheiden (vom jüngeren zum älteren):

- Würm-Löß mit dem heutigen Boden, einer Parabraunerde aus hochkalkhaltigem Löß (bis über 20 % Karbonat) sowie im unteren Teil mit einer fossilen Braunerde, die mit dem interstadialen "Lohner Boden" in den bekannten Lößgebieten Süddeutschlands parallelisiert wird.
- Riß-Löß und -Lößlehm bis über 2 m tief verwittert, mit einem Riß/Würm-interglazialen Paläoboden, einer stark pseudovergleyten Parabraunerde, deren Oberbodenhorizonte fehlen.
- Präriß-Lößlehm mit einem z w e i geteilten Naßbodenkomplex mit intensiv grauen und rostbraun gefleckten Staunässehorizonten von Pseudogleyen.
- Fließerden mit unterschiedlicher Zusammensetzung; sie sind intensiv verwittert und enthalten hauptsächlich umgelagertes Tertiärmaterial.

* Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstr. 128, 80797 München

** Royal Holloway, University of London, Egham, Surrey UK

- Darunter folgt ein Geröllhorizont, vermutlich aus Bachablagerungen, in welchem altpleistozäne Silexartefakte und -abschläge gefunden wurden.

- Das Liegende bildet ein glimmerreicher Sand der Oberen Süßwassermolasse.

Im Profil Attenfeld wurde versucht, das Alter der Artefakte mit Hilfe der Paläoböden in den quartären Deckschichten einzugrenzen. Während die stratigraphische Zuordnung der jungquartären Bodenbildung hier unproblematisch ist, waren für die Enschlüsselung der älteren Paläoböden spezielle Gefügeuntersuchungen erforderlich.

Im Ergebnis können für den Pseudogley-Bodenkomplex zwei getrennte Bodenbildungsphasen mit charakteristischer Tonverlagerung nachgewiesen werden. Insgesamt lassen sich über den Fließerden drei fossile Bodenbildungen aus interglazialen Warmzeiten nachweisen. Der unterlagernde Geröllhorizont mit den Artefakten entstand also vor dem drittletzten Interglazial, wonach sich ein Mindestalter in der Größenordnung von 450 000 - 500 000 Jahren vor heute ergibt.

Literatur:

- BLEICH, K. E. (1989): Gliederung und Untergrund der Lößabfolge von Attenfeld. - Steinzeitliche Kulturen an Donau und Altmühl, 13 f., Ingolstadt.
- RIEDER, K. H. (1989): Eine mittelpleistozäne Artefaktfundstelle bei Attenfeld. - Steinzeitliche Kulturen an Daunau und Altmühl, 14 f., Ingolstadt.
- RIEDER, K. H. (1990): Artefakte des Altpaläolithikus von Attenfeld. Das archäologische Jahr in Bayern 1989, 24 f., Stuttgart (Theiss).

Attenfeld bei Neuburg/Donau

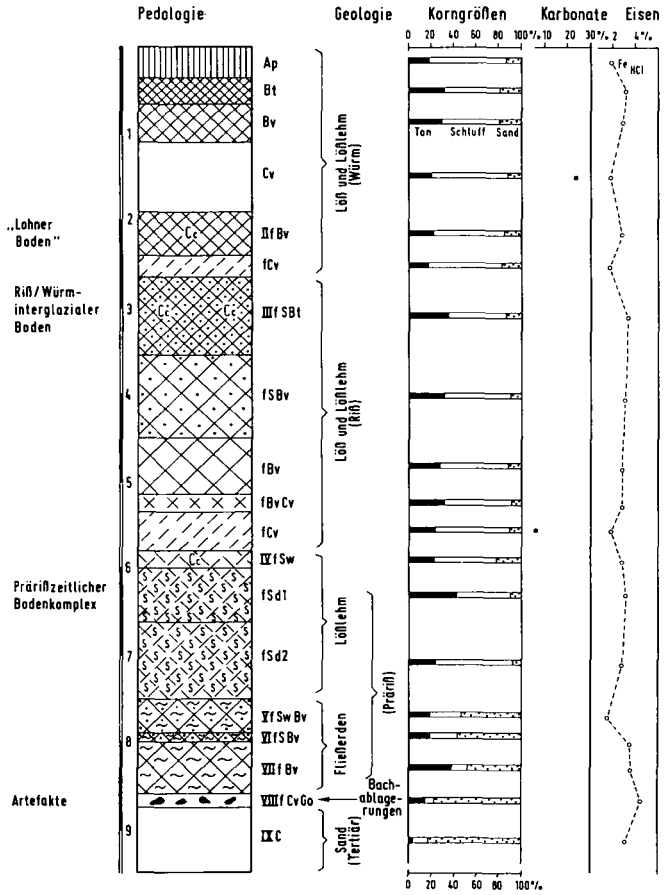


Abb. 1: Pedologisch-geologische Gliederung der Deckschichten im Profil Attenfeld bei Neuburg a. d. Donau.



**Bodenentwicklung im Jungtertiär am Rande des
Molassebeckens (Heidenheim-Mergelstetten/Ostalb)**

von

Kallis, P. und K.E. Bleich*

1 Einleitung

Frühere Arbeiten über die Bodenreste der tertiären Landoberflächen der Schwäbischen Alb lassen eine ferralitische Bodenbildung auf der Süd- bzw. Flächenalb (Bohnerzstone) und eine fersialitische auf jungtertiären Landoberflächen der Kuppenalb (Feuerstein-Ocker- und Rotlehme) vermuten.

Das an der Grenze Kuppen-/Flächenalb (Klifflinie) gelegene Vorkommen tertiärer Ablagerungen (OSM) über Kalksteinen des Oberen Weißen Juras (REIFF & MÜLLER, 1993; BLEICH, 1994) bei Heidenheim-Mergelstetten, im Steinbruch der Firma E. Schwenk erschlossen, gab Anlaß dieses Vorkommen tertiärer Ablagerungen und Böden und weitere reliktsche Bodenreste entlang der Klifflinie der Schwäbischen Alb, pedogenetisch zu untersuchen. Die räumliche Eingrenzung ermöglicht eine zeitliche Einordnung der reliktschen Ablagerungen in das Jungtertiär (höheres Untermiozän/Burdigalium).

2 Konzept

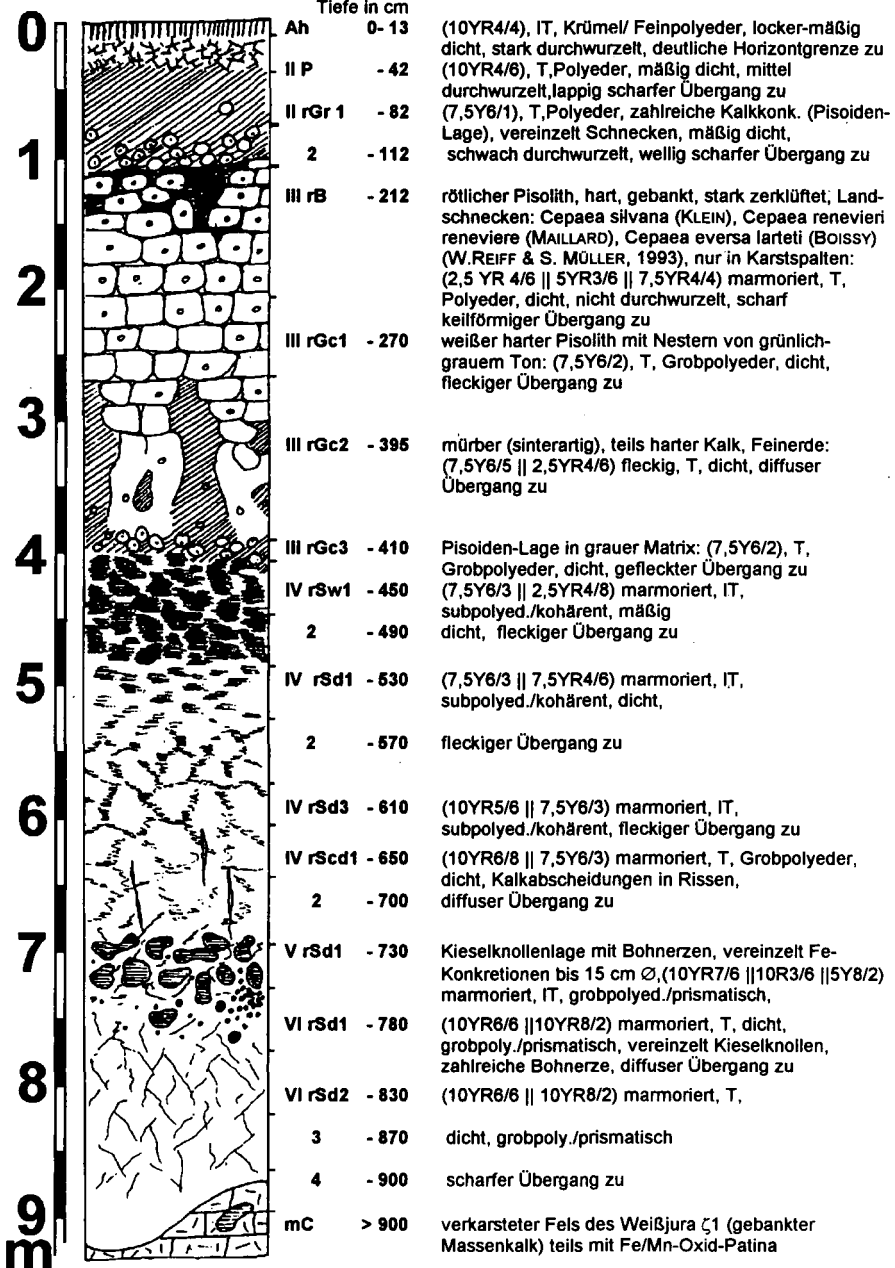
- Bestimmung von Art und Ausmaß der pedogenetischen Veränderungen im Profil Heidenheim-Mergelstetten im Vergleich zu anderen reliktschen Bodenresten entlang der Klifflinie.
- Erkenntnisse über das Alter und die zeitliche Abfolge der Sedimente können über die Altersbestimmung fossilführender Schichten gewonnen werden.
- Gegenüberstellung mit vorausgegangenen Arbeiten von KUHN (1991) und ALAILY (1984) über alt- und jungtertiäre Böden der Schwäbischen Alb soll die charakteristischen Unterschiede aufzeigen.
- Durch Mineralanalysen soll untersucht werden, ob die Sedimentfolgen durch den Molassevulkanismus beeinflusst wurden.
- Durch die Bestimmung der Flora und Fauna fossilführender tertiärer Kratersedimente (BLEICH, 1988) und Karstspaltenfüllungen (HEISSIG (1978)) können die im Tertiär herrschenden klimatischen Bedingungen rekonstruiert werden, die sich in den bodenbildenden Prozessen widerspiegeln sollten.

3 Objekt

Der Steinbruch der Zementwerke Schwenk (TK 25: 7326 Heidenheim, R: 3585 900, H: 5391 630) erschließt nahezu die gesamte Abfolge der Oberen Weißjuramergel. Über der Weißjurafolge liegt eine bis zu 10 m mächtige Decke, die tertiäre Sedimentation und Bodenbildung repräsentiert. An deren Basis liegt eine geringmächtige Lage von Kalkverwitterungslehm, gefolgt von einer ca. 5 m mächtigen Sedimentfolge verschwemmter Kalkverwitterungslehme, die als Pseudogleye und Gleye mit sek. Kalkabscheidungen vorliegt. Darüber folgt metermächtig Molassekalk (gebankter Pisolith), der nach Verkarstung erneut von eingeschwemmten Bodenmaterial überdeckt wird. Darauf liegt grauer, rostfleckiger Ton mit zahlreichen Kalkkonkretionen und der rezente Boden (Abb. 1).

* Institut für Bodenkunde und Standortslehre, Universität Hohenheim, D-70593 Stuttgart

Abb. 1: Profilbeschreibung der tertiären Ablagerungen über feuersteinführendem Weißjura ζ 1-Kalkstein in Heidenheim-Mergelstetten (Steinbruch Firma E. Schwenk, NW-Wand)



4 Ergebnisse

4.1 Dithionit- und oxalatlösliche Elemente

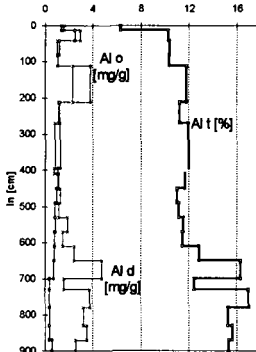


Abb. 2: Al

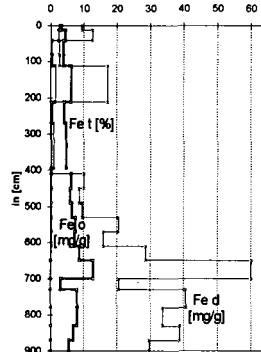


Abb. 3: Fe

- Dithionitlösliches Al und Fe zeigen ein Maximum in III rB und ab 650 cm IV Scd 1 (Abb. 2 und 3).
- Die Aktivitätsquotienten $Fe_{o/d}$ nehmen von 0,4 (Ah) auf 0,04 (IV rS w 1) ab und bleiben ab IV rScd 1 kleiner 0,04 (höchster Kristallisationsgrad der Fe-Oxide).

4.2 Elementgesamtgehalte

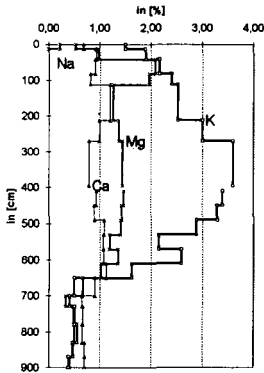


Abb. 4: Na, K, Mg und Ca (RFA)

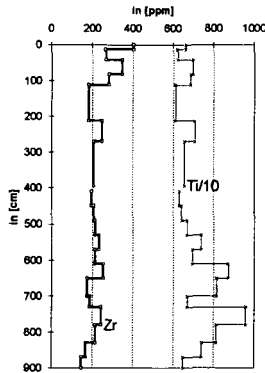


Abb. 5: Ti und Zr (RFA)

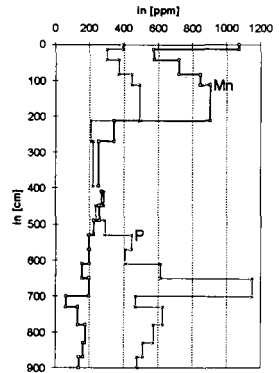
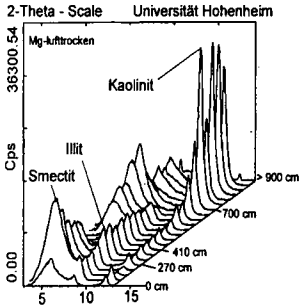


Abb. 6: Mn und P (RFA)

- Na:** Na konnte nur im Ah-Horizont nachgewiesen werden. Feldspäte (Albit) ebenfalls nur in diesem Horizont (RBA-Pulverpräparate) (Abb.: 4).
- K:** Mit zunehmendem Illitgehalt der Tonfraktion steigt der Kaliumgesamtgehalt (Abb.: 4).
- P:** Phosphor zeigt ein auffallendes Maximum in IV rScd 2 und eine Korrelation zu den Fe_d -Gehalten (Abb.: 6).
- Mn:** Die Mangangehalte nehmen ab III rB sprunghaft ab (Verlagerung aus dem Profil).
- Ti:** Maximum in VI rSd 1 (780cm) (Abb. 5)
- Zr:** Höchste Gehalte in den oberen Horizonten, gleichbleibender Verlauf in der Tiefe (Abb. 5).

4.3 Tonminerale



Kaolinit, Smectit, Illit und Smectit/Illit-Wechselagerungsminerale sind in den analysierten Horizonte und dem KLR des Weißjura Massenkalkes (RBA-Texturpräparate) enthalten. Im KLR des Weißjura ζ 1-Zementmergels war kein Kaolinit nachweisbar. Im Ah-Horizont ist eine Chloritisierung der Dreischichttonminerale feststellbar. Der Smectit, bis zu einer Tiefe von 270 cm und von 490 - 700 cm das Haupttonmineral, ist schlecht kristallisiert (stumpfer Peak, Abb.: 7). Kaolinit, in jedem Horizont nachweisbar, ist ab 700 cm (IV rScd) vorherrschend. Goethit ist ab IV rSd 2 (570cm) nachweisbar (RBA).

Abb.7: RBA-Diagramme

5 Zusammenfassung

- Die Ausgangsgesteine der tertiären Ablagerungen sind Weißjura- ζ -Kalke.
- Das Feldspat-Vorkommen im Ah-Horizont läßt auf Lösbeimengung schließen.
- Die Schichten VI - V über dem anstehenden Massenkalk zeigen den höchsten Verwitterungsgrad (Kaolinit, niedrigste Si-, höchste Al-, Ti -Gehalte).
- In der Schicht IV (700-490cm) erfolgt eine graduelle Abnahme der Verwitterungsintensität (Zunahme der Dreischichttonminerale (Smectit), Erhöhung der $Fe_{O/d}$, $Al_{O/d}$ -Aktivitätsquotienten).
- Die anschließenden Schichten zeigen keine ausgeprägten Unterschiede im Verwitterungsgrad (Ausnahme III rB: höherer Kristallisationsgrad der Fe-Oxide). Smectit, ist vorherrschend, jedoch im Bereich 490-270cm (IV rSw- III rGc) Illit.
- Intensive Rotfärbung (2,5YR) und Bohnerzgehalte sind pedogene Merkmale die vor Ablagerung/Überdeckung angelegt wurden (beschädigte Bohnerze und Bruchstücke größerer Fe-Oxide deuten auf eine Umlagerung).
- Starke Hydromorphy (höhere Fe-, Mn-Gehalte in den gefärbten (ocker) im Vergleich zu den gebleichten Zonen, Faktor 8) der Schichten VI-V im Gegensatz zu einer beginnenden Hydromorphy in IV rSw (rot/grau Faktor 1,5).
- Die schneckenführende Schichten entsprechen zeitlich den untersten *silvana*-Schichten (nach BERZ & JOOSS, 1927 in: W. REIFF & S. MÜLLER, 1993). Somit wäre der gebankte Pisolith, und die Ablagerungen der unterliegenden Schichten bis 490cm, im höheren Untermiozän, im Karpat (vor ca. 17 Mio. J.) entstanden. Die Schichten VI-V sind demnach sicher älter als der Beginn der Ablagerungen der OSM im Karpat.

Literatur:

- ALAILY, F. (1984) : Heterogene Ausgangsgesteine von Böden: Die Rekonstruktion und Bilanzierung von Böden aus heterogenen Ausgangsgesteinen. - Schriftenreihe Fachber. Landschaftsentwicklung TU Berlin, 25: 236 S., Berlin
- BLEICH, K.E. (1988): Entwicklung und Umwelt des miozänen Randecker Maarsee (Schwäbische Alb, SW-Deutschland) - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 177: 263-288; Stuttgart.
- BLEICH, K.E. (1994): Paläoböden der Schwäbischen Alb als Zeugen der Relief- und Klimaentwicklung - Z. Geomorph. N.F., 38: 13-32; Berlin-Stuttgart.
- HEISSIG, K. (1978): Fossilführende Spaltenfüllungen Süddeutschlands und die Ökologie ihrer oligozänen Huftiere - Mittlg. der Bayrischen Staatssammlung Paläontologie, Historische Geologie, 18: 237-288.
- KUHN, K. (1991): Paläoböden auf der Schwäbischen Alb. - Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte und zum Verständnis des heutigen Bodenmusters. - Diss. Stuttgart (im Selbstverlag), 134 S.
- REIFF, W. & MÜLLER, S. (1993): Ein Vorkommen von Oberer Süßwassermolasse bei Heidenheim und seine Bedeutung für die Landschaftsgeschichte. - N.Jb. Geol. Paläont. Abh. 189: 255-274; Stuttgart.

Zur Bedeutung pedogener Oxide für die Bindung organischer Substanzen

von

Leinweber, P.¹ und H.-R. Schulten²

1. Einleitung

Die Bedeutung pedogener Oxide für die Bindung organischer Substanzen ist mehrfach in zusammenfassenden Publikationen betont worden (z.B. SCHWERTMANN et al. 1986, SCHWERTMANN & NIEDERBUDE 1992). Die Erkenntnisse basieren hauptsächlich auf Modellexperimenten, in denen die Reaktionen extrahierter Huminstoffe mit synthetisierten Fe-Oxiden untersucht wurden. Weniger ist über die Bedeutung der Fe- und Al-Oxide in Böden für Anteile und chemische Zusammensetzung der mineralisch gebundenen organischen Bodensubstanzen (OBS) bekannt.

2. Material und Methoden

Boden- und Fraktionsproben: 33 Bodenproben aus Ah-, BvAh- und Bv-Horizonten von Syrosem-Regosol-Braunerde-Bodengesellschaften auf pleistozänen Moränen in den bolivianischen Anden (Beschreibung des Untersuchungsgebietes und der Bodenprofile: JORDAN et al. 1993; REUTER et al. 1995). **Organisch-mineralische Partikelgrößenfraktionen** Ton, Fein-, Mittel-, Grobschluff und Sand aus dem Ap eines Mullgleys (Bainsville, Ottawa, Kanada) (Beschreibung: SCHNITZER & KODAMA 1992). **Bestimmung der pedogenen Oxide mit selektiven Extraktionen:** Analyse der Gesamtgehalte an Al und Fe mit RFA. Extraktion mit Dithionit/Citrat/Bicarbonat (DCB), Citrat/Bicarbonat (CB, wie DCB nur ohne Dithionitzugabe), Oxalat und Pyrophosphat. Al- und Fe-Bestimmungen mit ICP. Interpretation der Fraktionsanteile von $Fe_{dcb,ox,py}$ nach SCHWERTMANN et al. (1991). **Analyse organischer Substanzen:** C-Bestimmungen in den Ausgangsproben und in den Rückständen der DCB-, CB- und Pyrophosphat-Extraktionen mit trockener Verbrennung. Veränderungen der Zusammensetzung und Stabilität der organischen Substanzen durch DCB-Extraktion der Fraktionsproben Bainsville mit Pyrolyse-Feldionisation Massenspektrometrie (SCHULTEN et al. 1993). **Modellierung von Huminsäure-Fe³⁺-Silikatverbindungen:** Zur Visualisierung von Bindungen organischer Substanzen an Mineraloberflächen über dreiwertige Metallionen wurden (a) ein neues Strukturmodell von Huminsäuren (SCHULTEN & SCHNITZER 1993) mit einem CAD-Programm dreidimensional optimiert (SCHULTEN 1994), (b) getestet, inwiefern diese Makromoleküle mit Fe^{3+} und Silikatoberflächen reagieren können und (c) ein entsprechendes Reaktionsprodukt grafisch dargestellt.

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1. Anteile der Aluminium- und Eisenfraktionen (Tab. 1). Die Rangfolge des löslichen Al, $Al_{py} > Al_{dcb} > Al_{cb} > Al_{ox}$, weist auf die Assoziation großer Anteile des pedogenen Al mit OBS hin. Die Gesamtgehalte an Eisen sind insgesamt niedriger als an Al (:1,8). Die Rangfolge der Fraktionsanteile ist $Fe_{dcb} > Fe_{py} > Fe_{cb} \cong Fe_{ox}$. Hinsichtlich der verschiedenen Fe-Mineralen ergibt sich die Rangfolge Fe in geogenen Mineralen (3,6%) > Fe in Goethit, Lepidokrokite, Hämatit (1,0%) > Fe in schlecht kristallisierten Mineralen (0,4-0,6%) (Tab. 1). Das Verhältnis $Fe_{py} > Fe_{ox}$ zeigt, daß Ferrihydrit-Huminstoff-Assoziationen mehr vorhanden sind als Ferrihydrit, schlecht kristallisierter Lepidokrokite und Goethit. Als weitere Interpretation wird vermutet, daß auch besser kristallisierte Fe-Oxide (Teile des Fe_{dcb}) so in die Huminstoff-Makromoleküle eingebaut sind, daß sie durch Pyrophosphat und CB mit den Huminstoffen extrahiert werden, ohne reduziert zu worden zu sein.

¹Institut für Strukturforchung und Planung in agrarischen Intensivgebieten (ISPA), P.F. 1553, 49364 Vechta,

²Fachhochschule Fresenius, Abteilung Spurenanalytik, Dambachtal 20, 65193 Wiesbaden

Einfach-lineare Regressionsgleichungen ergaben sehr hoch signifikante Korrelationen zwischen den Al-Gehalten ($y = \%Al_{\text{dcb,cb,ox,py}} = 0,08..0,14 \%C_{\text{org}} + 0,10..0,48; r = 0,72..0,76^{***}$) bzw. Al-Anteilen ($y = 0,08..1,32 \%C_{\text{org}} + 0,48..4,67; r = 0,72..0,83^{***}$) und C-Gehalten. Die Fe_{dcb}-Gehalte waren nicht signifikant von den C_{org}-Gehalten abhängig. Im Vergleich der anderen Extraktionen zeigten die Py-löslichen Fe-Anteile die engsten Korrelationen zu %C_{org}.

Tab. 1: Spannen und Mittelwerte der Gehalte an verschiedenen Aluminium- und Eisenfraktionen in Ah-, BvAh- und Bv-Horizonten von Böden auf pleistozänen Moränen in den Bolivianischen Anden (Anzahl: 32 Proben aus 16 Profilen).

	Total (%)	DCB-löslich (%)	CB-löslich (%)	Oxalat-löslich (%)	Py-löslich (%)	DCB-löslich (% total)	CB-löslich (% total)	Oxalat-löslich (% total)	Py-löslich (% total)
Al: MIN	6,99	0,12	0,10	0,08	0,22	1,5	1,3	0,4	2,7
Al: MAX	11,00	2,87	1,59	1,44	1,81	38,7	21,5	17,6	22,6
Al: MW	8,86	0,60	0,47	0,34	0,75	7,1	5,5	4,1	8,8
Fe: MIN	3,32	0,55	0,13	0,08	0,17	10,1	2,5	1,6	3,1
Fe: MAX	6,45	3,26	2,00	2,54	2,63	55,1	33,9	43,0	44,6
Fe: MW	4,94	1,39	0,41	0,43	0,58	28,0	8,2	8,9	12,0

3.2. C-Gehalte in den Extraktionsrückständen (Tab. 2). Die C_{org}-Gehalte der Extraktionsrückstände waren bei diesen Proben kleiner als die Ausgangsgehalte. Sie betragen 24%-92% des Proben-C. Es muß berücksichtigt werden, daß Kontaminationen durch C aus dem Extraktionsmittel (bei DCB und CB) möglich sind. Diese sind im Mittel der Proben <7% (außer wenn mit Py wesentlich mehr OBS extrahiert wird als mit DCB). Die mittleren C-Anteile in den Rückständen ergaben die Rangfolge DCB-R. (59%) > CB-R. (55%) > Py-R. (52%). Daraus folgt, daß in diesen Proben mindestens 41%-48% der OBS an pedogene Oxide u./o. über Fe³⁺, Al³⁺ an andere Mineraloberflächen gebunden waren.

	C _{org} (%)	DCB-R. (%)	CB-R. (%)	Py-R. (%)	DCB-R. (% total)	CB-R. (% total)	Py-R. (% total)
MIN	0,29	0,23	0,26	0,24	33,9	30,4	24,4
MAX	12,29	7,50	5,75	6,67	91,4	92,1	88,4
MW	3,32	1,91	1,75	1,74	58,7	55,0	51,7

Tab. 2: Spannen und Mittelwerte der C-Gehalte in den Ausgangsproben und in den Rückständen nach Extraktion der verschiedenen Al- und Fe-Fraktionen.

Lineare Regressionsanalysen ergaben negative Korrelationen (P<0,10) zwischen den C-Anteilen in den Extraktionsrückständen (Tab. 2, Sp. 7-10) und den Gehalten an löslichem Al und Fe (Tab. 1, Sp. 3-6) (Tab. 3). Aus den Anstiegen a der Regressionsgleichungen in Tab. 3 folgt, daß je %Al bzw. %Fe etwa 10%-20% des organischen C aus den Proben extrahiert werden. Die Konstanten b zeigen, daß 32%-43% der OBS entweder nicht an pedogene Oxide (bzw. über Fe³⁺, Al³⁺) gebunden, sondern über andere Bindungstypen mit Mineralen assoziiert sind oder als partikuläre OBS ohne mineralische Bindung vorliegen.

Extraktionsrückstand	Extraktionsmittel	Aluminium		Eisen	
		a	b	a	b
DCB	DCB	-10,2	63,0		
	CB	-19,9	67,3	-19,3	66,3
	Ox			-14,2	63,0
CB	Py	-19,2	68,9	-12,3	61,9
	CB	-19,3	60,1	-17,5	58,1
	Ox	-20,0	57,2		

Tab. 3: Koeffizienten signifikanter linearer Regressionsgleichungen ($y = ax + b$) zur Beschreibung von Zusammenhängen zwischen den C-Anteilen in Extraktionsrückständen und den Gehalten an extrahierbarem Al und Fe (DCB = Dithionit/Citrat/Bicarbonat, CB = Citrat/Bicarbonat, Ox = Oxalat, Py = Pyrophosphat).

Für diesen Probensatz wird geschätzt, daß 40% bis 70% des C_{org} mit Fe- und Al-Oxiden assoziiert sind. Da ein Teil der OBS partikulär und nicht an Minerale gebunden vorliegt, sind pedogene Oxide (bzw. Fe³⁺, Al³⁺) wahrscheinlich quantitativ die bedeutendste Mineralkomponente organisch-mineralischer Verbindungen.

3.3. Veränderungen von Zusammensetzung und Stabilität der organischen Substanzen durch Extraktion mit DCB. In den Fraktionen Ton bis Mittelschluff aus dem Ap des Mullgleys Bainsville verblieben nach Extraktion mit DCB 74%-82%, mit CB 74%-83% und mit Pyrophosphat 69%-80% des Proben-C_{org}. Die Py-FIMS ergab (1) stark vergrößerte Ionenintensitäten je mg Probe (+41%..+95% rel.) sowie je mg Proben-C (+42%..+182% rel.), (2) größere durchschnittliche Molekülmassen der registrierten Ionen (+2%..+16% rel.), (3) eine größere Polydispersität der Pyrolyseprodukte (M_w/M_n : +10%..+20% rel.), (4) Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung gegenüber den Ausgangsproben und (5) Veränderungen im thermischen Verhalten der einzelnen Verbindungsklassen. Die unter (1) bis (5) aufgezählten Befunde weisen auf eine generelle Destabilisierung der OBS und auf die bevorzugte Entfernung einzelner Verbindungsklassen bei der Extraktion mit DCB hin. Darüber hinaus wurden auch die thermischen Eigenschaften der einzelnen Verbindungsklassen der OBS durch die Extraktion unterschiedlich verändert, wie Verschiebungen der Freisetzungsmaxima zu niedrigeren Temperaturen zeigen. Das betrifft am stärksten Lipide, Lignindimere und Alkylaromaten (LEINWEBER & SCHULTEN 1994). Es ist noch nicht klar, ob alle mit FIMS gefundenen Effekte der DCB-Extraktion allein durch die Entfernung des pedogenen Fe und Al verursacht sind. Es wird aber vermutet, daß die Oxide insgesamt eine deutlich stabilisierende Wirkung auf die Huminstoff-Makromoleküle ausüben.

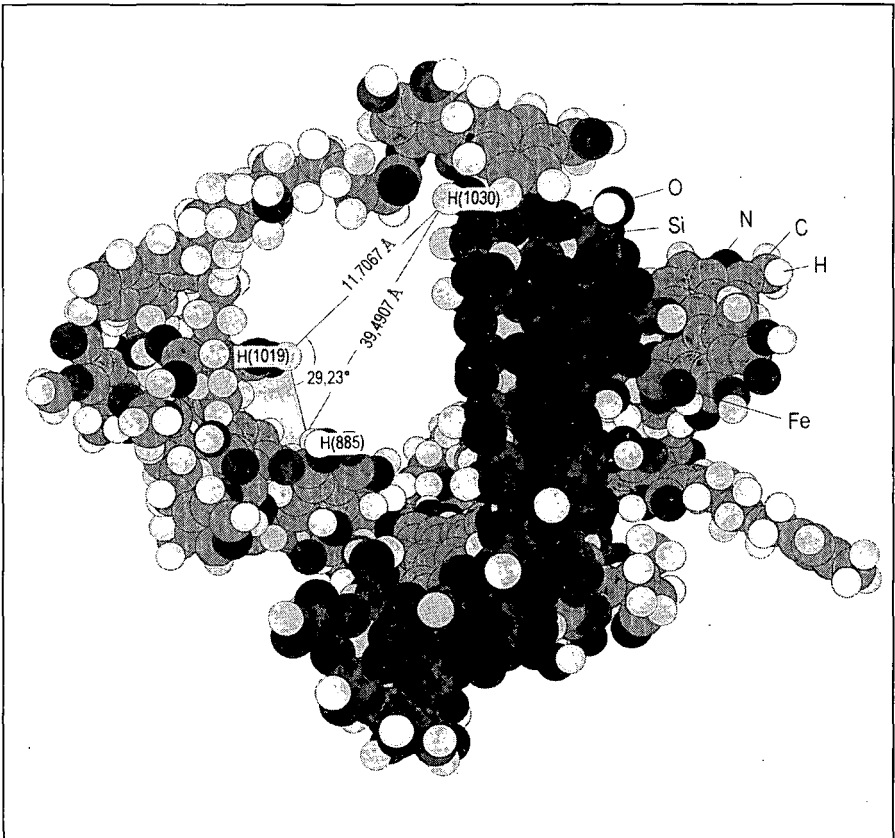
Extraktion mit DCB führt zu Verringerungen der C-Gehalte, Veränderungen der Zusammensetzung und zu niedrigeren Bindungsstabilitäten der OBS in Partikelgrößenfraktionen. Das ist z.B. zu beachten, wenn diese Vorbehandlung zur Verbesserung von CPMAS-13-C NMR Spektren angewendet wird.

3.4. Modellierung von Huminsäure-Fe³⁺-Silikat-Verbindungen. Auf Basis umfangreicher analytischer Arbeit (Py-FIMS, Py-GC/MS, TG, DTA, 13-C-NMR, Naßchemie) wurde ein neues Strukturkonzept für Huminsäuren vorgestellt. Die vorgeschlagenen Biomakromoleküle haben hohe Molekulargewichte, Polarität, Vernetzungsgrade, Strukturvariabilität und Komplexität. Weitere charakteristische Merkmale sind die Flexibilität und das Vorhandensein von Poren, in die andere Biomakromoleküle und anthropogene Schadstoffe irreversibel eingeschlossen werden können (SCHULTEN & SCHNITZER 1993). Mit Hilfe rechnergestützter Simulation kann die Raumerfüllung solch komplexer Moleküle auf der Basis exakter Bindungsabstände, Winkel, Torsionen, Wasserstoff-Brückenbindungen und Van-der-Waals-Kräfte anschaulich, exakt und schnell dargestellt werden (SCHULTEN 1994). Da die extrahierten Huminsäuren im Boden an Minerale gebunden sind, wird im nächsten Schritt simuliert, wie solch ein Makromolekül mit einer Silikatoberfläche verbunden sein könnte. Als Modell für ein Silikat wurden SiOH-Tetraeder durch Wasserabspaltung miteinander vernetzt. An diese Silikatschicht wurde ein energetisch optimiertes Huminsäure-Molekül über drei Fe³⁺-Ionen gebunden (Wasserabspaltung aus 2 Karboxyl- und einer phenolischen OH-Gruppe). Der so entstandene organisch-mineralische Komplex hat die Formel C₃₁₅H₃₈₁O₂₆₅N₅Si₁₇₇Fe₃, eine molare Masse von 10 807 g mol⁻¹ und enthält 35,01% C, 3,55% H, 39,23% O, 0,65% N, 20,01% Si und 1,55% Fe. Diese Angaben können jederzeit bei der Modellierung abgerufen werden, so daß schnelle Vergleiche mit Analysendaten möglich sind. Weiterhin können Distanzen zwischen beliebigen Atomen abgerufen werden. Der organisch-mineralische Komplex im nebenstehenden Bild enthält eine Pore, für die getestet werden kann, ob organische Moleküle wie z.B. Kohlenhydrate, Peptide und Pestizide oder mineralische Partikel (z.B. Ferrihydrat) eingelagert sein könnten (s. Distanzen und Winkel). Solche Untersuchungen können dazu beitragen, die Zusammensetzung der primären Bodenteilchen und das Verhalten von Schadstoffen im Boden besser zu verstehen, wie z.B. für die Bindung von Atrazin gezeigt wurde (SCHULTEN 1994).

4. Literatur

- JORDAN, E.; REUTER, G.; LEINWEBER, P.; ALFARO, H.; CONDO, A. & GEYH, M. A. (1993) Pleistocene moraine sequences in different areas of glaciation in the Bolivian Andes. Zbl. Geol. Palänt. Teil I, 1/2, 455-470.
- LEINWEBER, P. & SCHULTEN H.-R. (1994) Organic substances in organo-mineral fractions: Structural studies by pyrolysis-mass spectrometry and influence on soil properties. Transactions 15th ISSS Congress, Aca-pulco, Mexico, Vol. 3a, 411-416.
- REUTER, G.; JORDAN, E. & LEINWEBER, P. (1995) Eigenschaften, Entwick-

lungstendenzen und Altersunterschiede von Moränenböden in den Bolivianischen Anden (eingereicht, Petermanns Geographische Mitteilungen). SCHNITZER, M. & KODAMA, H. (1992) Interactions between organic and inorganic components in particle-size fractions separated from four soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 1099-1105. SCHULTEN, H.-R. (1994) The three-dimensional structure of humic substances and soil organic matter studied by computational analytical chemistry. *Fresenius J. Anal. Chem* (in press). SCHULTEN, H.-R. & SCHNITZER, M. (1993) A state of the art structural concept for humic substances. *Naturwiss.* 80, 29-30. SCHULTEN, H.-R., LEINWEBER, P. & SORGE, C. (1993) Composition of organic matter in particle-size fractions of an agricultural soil. *J. Soil Sci.*, 44, 677-691. SCHWERTMANN, U.; KODAMA, H. & FISCHER, W. R. (1986) Mutual interactions between organics and iron oxides. In: P. M. HUANG & M. SCHNITZER (eds.) *Interactions of soil minerals with natural organics and microbes.* *Soil Sci. Soc. Am., Spec. Publ.* 17, Madison/WI, 223-250. SCHWERTMANN, U.; STANJEK, H. & MURAD, E. (1991) Neuere Methoden zur Bestimmung von Eisenoxid-Mineralen. In: H. TRIBUTH & G. LAGALY (Hrsg.) *Identifizierung und Charakterisierung von Tonmineralen.* *Berichte der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe e.V., Gießen.* S. 159-162. SCHWERTMANN, U. & NIEDERBUDE, E. A. (1992) Tonminerale in Böden. In: K. JASMUND & G. LAGALY (Hrsg.) *Tonminerale und Tone, Steinkopf Darmstadt,* 212-265.



Modellierung von Huminsäure-Fe³⁺-Silikat-Verbindungen: Dreidimensionale Darstellung eines organisch-mineralischen Komplexes aus einem Huminsäure-Makromolekül, das über drei Fe³⁺ an eine Si-Tetraederschicht gebunden ist.

**Mineralogische und mikromorphologische Merkmale von
Böden aus Laacher See Pyroklastika**

von

Poetsch, T.* und H.-J. Altemüller**

Einleitung

Die Böden aus Laacher See Pyroklastika werden wegen ihres hohen Porenvolumens und ihrer stabilen, fein differenzierten Aggregiertheit zu den sogenannten Lockerbraunerden gestellt. Hinsichtlich ihrer mineralogischen und petrographischen Zusammensetzung und der Korngrößen zeigen sich jedoch einige charakteristische Unterschiede, die bis in die Porositätseigenschaften hineinwirken. Die Menge und Beschaffenheit der glasigen Komponenten spielt dabei eine besondere Rolle.

Die distalen Aschelagen des Laacher See Ausbruchgebietes lassen sich in drei Teilflächen gliedern (BOGAARD, 1983):

1. Ein nach NE gerichteter Hauptfächer ist stratigraphisch hauptsächlich aus den Pyroklastika der "Unteren" (LLST) und der "Mittleren" (MLST) Laacher See Tephra aufgebaut.
2. Ein nach S gerichteter Hauptfächer besteht aus Pyroklastika der MLST und vor allem aus der "Oberen" Laacher See Tephra (ULST).
3. Ein kleiner, nach SW gerichteter, Nebenfächer ist für unsere Untersuchungen ohne Bedeutung.

Die einzelnen stratigraphischen Lagen sind petrographisch voneinander verschieden. Die Lage eines Aufschlusses in dem einen oder anderen "Fächer" läßt also Unterschiede in der Gesteins- und Mineralzusammensetzung erwarten. Hinzu kommen die Veränderungen im Feinheitsgrad der Substrate mit der Entfernung vom Ausbruchgebiet. Diese Zusammenhänge werden an zwei Profilen beispielhaft aufgezeigt.

Material und Methoden

Das Profil Buchholz (TK 1:25.000, Bl. 5711 Boppard) ist nach STÖHR (1967) der locus typicus für die Lockerbraunerde aus Bimstuff. Es liegt im Südfächer und ist 28km vom Ausbruchzentrum entfernt.

Das Profil Höingen (TK 1:25.000, Bl. 5219 Amöneburg), ebenfalls eine Lockerbraunerde aus Bimstuff (SCHÖNHALS, 1973), liegt am Rande des Vogelsberges. Es befindet sich im NO-Fächer und ist etwa 120km vom Ausbruchzentrum entfernt.

Die Profile sind unter Waldbedeckung. In ihrem Profilaufbau sind sie einander ähnlich; sie zeigen die typische stumpf hellbraune Färbung bei sehr einheitlicher Ausbildung des Bv-Horizontes bis in etwa 45cm Tiefe. Aus Gründen der Ver-

* Institut für Geographie, Universität Hamburg, Bundesstr. 55, 20146 Hamburg

** Platanenweg 8, 38159 Vechede

einfachung der nachfolgenden Ausführungen und der besseren Übersicht, beschränken wir uns im Vergleich der beiden Profile auf Merkmale und Eigenschaften im mittleren Teil der Bv-Horizonte in einer Tiefe von 20 bis 40 cm.

Die Untersuchungen wurden an Dünnschliffen durchgeführt, die im Hinblick auf die Notwendigkeit zur Anwendung des Phasenkontrastverfahrens (ALTEMÜLLER, 1964) mit besonderer Oberflächenqualität und einer Dicke unterhalb 8µm hergestellt worden sind. Außer den Verfahren zur Mineralbestimmung und zur mikromorphologischen Beschreibung wurden Korn- und Hohlraumanteile nach einer erweiterten Methode der Punktzählung ermittelt (ALTEMÜLLER, nicht veröff.), die es erlaubt, die einzelnen Größenklassen getrennt und direkt d.h. nicht aus Differenzen aufzunehmen.

Ergebnisse

Im Schliffbild dominiert in den dargestellten Bv-Horizonten eine hell gelblich-braune "erdige" **Matrix**, die in Aggregate geformt ist und Mineral- wie auch Gesteinskörner schorrig umhüllt, so daß freie Kornoberflächen nur selten vorkommen. Dadurch entsteht makroskopisch der charakteristisch stumpfe Branton.

Bei gekreuzten Polarisatoren sind keinerlei Merkmale für Richtungs Doppelbrechung erkennbar. Die aus Schieferfragmenten (sh.u.) zahlreich eingemengten Sericitschüppchen bleiben statistisch isotrop in der Matrix verteilt. *) Im Phasenkontrast wird deutlich, daß die gesamte Matrix, auch innerhalb von größeren Aggregaten oder von Hüllenbildungen, bis in µm-Dimensionen vollkommen durchaggregiert ist. Soweit glasige Bestandteile noch vorhanden sind, werden diese auf Grund ihrer geringen Lichtbrechung in markantem Hellkontrast abgebildet und noch bis in Feinschluff- oder Grobtonfragmente sicher erkannt. Im Vergleich ist die Matrix in Buchholz etwas intensiver braun, etwas dichter und glasärmer; in Höingen ist sie etwas mehr fahlbraun, extrem locker und reich an Verwitterungsresten von Bimsglas.

Die **Mineral- und Gesteinskörner** verteilen sich, nach Zählungen in Dünnschliffen, in Buchholz mit deutlichem Schwerpunkt auf Grob- und Mittelsandgrößen; in Höingen auf Mittelsand bis Grobschluff (sh. Tabelle). Die Flächenanteile entsprechen in Annäherung Volumenprozenten. Dabei überwiegen in Buchholz Sanidin, Plagioklase, Pyroxene, Hornblendens und zahlreiche Phonolith-Bruchstücke. Der Glasanteil ist gering; die vorhandenen Glasarten sind meist dicht. Dazu kommen in beträchtlicher Menge mitgerissene Fragmente aus devonischen Schiefen und Grauwacken. In Höingen treten diese devonischen Fragmente zurück. Die Minerale Sanidin, Plagioklas, Pyroxen, Hornblendens u.a., wie auch Phonolith-Bruchstücke, sind ähnlich vorhanden, aber feinkörniger. In auffallender Menge finden sich hier aber Körner aus porösem, angewittertem Bimsglas.

Körner	gS	mS	fS	gU	mU	Summe
Buchholz	6,3	8,4	4,5	3,4	1,7	24,3 %
Höingen	0,0	4,6	6,7	4,5	2,8	18,1 %
Hohlräume (gleiche Größenklassen)						
Buchholz	0,0	7,9	17,3	3,5	1,7	30,4 %
Höingen	0,0	3,2	22,0	11,2	2,4	38,8 %

Angaben in Flächen-%-Anteilen aus Punktzählungen

*) In der Tephra des Profils Höingen kommen in größerer Profiltiefe (etwa 1,4m) spezifische Tonbeläge vor (POETSCH und ALTEMÜLLER, 1990, Abb.1). Diese spielen in den hier untersuchten Bv-Horizonten keine Rolle.

Mikrobereiche mit verwitterndem Glas zeigen auffällige Primärfluoreszenz. Diese ist nach VAN VLIET-LANOË (1980) für Bodenmaterial mit hohen Anteilen an "freiem Aluminium" charakteristisch. Offenbar wird durch die Glasverwitterung außer Allophan und Mineralen der Kaolinitgruppe (GEBHARDT, HUGENROTH und MEYER, 1969) auch das besonders "flockend" wirkende freie Aluminium gebildet.

Die ausgezählten **Hohlräume** zwischen 2000 und 6,3 µm demonstrieren die mit der durchgreifenden Aggregation zusammenhängende Lockerheit. In beiden Profilen liegt das Grobporen-Maximum zwischen 63 und 200 µm, in Buchholz mit einer Tendenz zu größeren, in Höingen dagegen zu feineren Hohlräumen und insgesamt mit höheren Gesamtanteilen. Dies entspricht auch den Werten für das Gesamtporenvolumen und das Raumgewicht.

Buchholz	30cm	GPV	64,5 %	Vol.Gew.	0,95 g/cm ³
Höingen	25cm		77,9 %		0,57

Auf die Beziehungen zur Porengrößenverteilung aus pF-Kurven muß in anderem Zusammenhang eingegangen werden. Auch die Vergleiche der mikroskopischen Untersuchungen mit Ergebnissen von Schlämmanalysen bedürfen besonderer Darstellung. Bei Material aus vulkanischen Aschen muß mit unvollständiger Dispergierung gerechnet werden (MIEHLICH, 1991), und es gibt große Abweichungen zwischen dem Äquivalentdurchmesser und dem tatsächlichen Durchmesser von Bimskörnern.

Schlußfolgerungen

Bei der Beurteilung verschiedener Vorkommen von Lockerbraunerden aus Laacher See Pyroklastika müssen auch die vulkanologisch-stratigraphischen und räumlichen Zusammenhänge beachtet werden. Zu den beiden hier vorgestellten Profilen ist zusammenfassend folgendes zu sagen:

Profil Buchholz (Südfächer):

Das Ausgangsmaterial (ULST) ist primär glasarm und relativ grobkörnig (Nähe zum Ausbruchzentrum). Die Matrix im Bv-Horizont hat zwar charakteristische Merkmale einer Lockerbraunerde, wie z.B. starke Aggregiertheit, eine statistisch vollkommen isotrope tonige Matrix (Pol-Mikroskop!) mit schorfigen Hüllen um Mineral- und Gesteinskörner; die Hohlraumanteile sind jedoch geringer als zu erwarten wäre.

Dies hängt zum Teil mit den größeren Anteilen grober Körner zusammen, die sozusagen potentiellen Porenraum verdrängen. Zum anderen Teil ist aber auch die Matrix, vielleicht infolge der geringeren Anlieferung von Verwitterungsprodukten aus glasigen Bestandteilen, nicht so vollkommen stabil durchaggregiert. Immerhin bleibt die erwähnte Isotropie in der Matrix ein wesentliches Kennzeichen.

Profil Höingen (NE-Fächer):

Das Ausgangsmaterial (MLST) ist primär glasreich und relativ feinkörnig (entfernt vom Ausbruchzentrum). Durch die Verwitterung des Bimsglases entstehen in stärkerem Maße aggregierende und stabilisierende Stoffe, die zu einem ungewöhnlich porenreichen Gefüge beitragen. Dazu kommen noch zahlreiche in sich poröse Bimskörner, die auch im verwitterten Zustand noch pseudomorph ihre Porosität behalten. Nach und nach werden die kleiner werdenden Fragmente jedoch in tonige Aggregate, vermutlich bioturbat, eingearbeitet. Das Innengefüge der Matrix im Profil Höingen ist ebenfalls statistisch vollkommen isotrop.

Es soll hier hervorgehoben werden, daß völliges Fehlen von gerichteten Teilgefügen in tonigen Matrices ein besonderes Phänomen ist. Dies kann durch die Zusammensetzung der Tonsubstanz (z.B. schlechte Kristallinität, FITZPATRICK, 1993) begründet sein, oder durch das Vorhandensein koagulierend wirkender Stoffe, die eine Ausrichtung von Tonteilchen zu mehr oder weniger großen Bereichen gleicher Orientierung verhindern.

Schlechte Kristallinität ist bei Verwitterungsprodukten aus vulkanischem Glas

in der Regel gegeben. Daß die aus Schieferanteilen freiwerdenden Sericitpartikel, die empfindliche Anzeiger für Teilchenausrichtung sind, sich hier nicht aneinander orientieren, spricht dafür, daß koagulierte, lichtoptisch amorphe und stabile Stoffe in der Grundmasse verbreitet sind. Neben Al-Verbindungen dürfen dabei organische Stoffe nicht außer Betracht bleiben.

Fremdmaterial aus möglichen Umlagerungen am Ort, läßt sich in beiden Profilen lichtmikroskopisch nicht nachweisen. Unsere Ergebnisse stehen damit im Gegensatz zu STÖHR (1967). Örtliche Einmischungen an anderen Standorten sind allerdings grundsätzlich möglich.

Die Lockerbraunerde aus Laacher See Tephra ist ein Boden mit gewissen andischen Eigenschaften. Für viele Andosole ist charakteristisch, daß das Volumengewicht kleiner als $0,90 \text{ g/cm}^3$ ist (SPAARGAREN, 1994). Beim Vergleich der Bv-Horizonte der Profile Buchholz und Höingen liegt nur das letztgenannte deutlich unterhalb dieser Grenze.

Literatur

- ALTEMÖLLER, H.-J. (1964): Die Anwendung des Phasenkontrastverfahrens bei der Untersuchung von Bodendünnschliffen. - In: JONGERIUS, A. (Ed.): Soil Micromorphology, 371-390, Amsterdam.
- BOGAARD, P. van den (1983): Die Eruption des Laacher See Vulkans. Diss. Bochum.
- FITZPATRICK, E.A. (1993): Soil microscopy and micromorphology. Wiley, Chichester.
- GEBHARDT, H., HUGENROTH, P. u. MEYER, B. (1969): Pedochemische Verwitterung und Mineralumwandlung im Trachyt-Bims, Trachyt-Tuff und in den Tuff-Mischsedimenten der Laacher Eruptionsphase. Göttinger Bodenkundl. Ber. 11.
- MIEHLICH, G. (1991): Chronosequences of volcanic ash soils. Hamburger Bodenkundliche Arbeiten, 15, 1-207.
- POETSCH, Th. u. ALTEMÖLLER, H.-J. (1990): Die Bildung von Tonbelägen in Böden aus Laacher See Tephra. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 62, 129-132.
- SCHÖNHALS, E. (1973): Exkursionsführer zur Jahrestagung 1973 der DBG in Gießen. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 17.
- SPAARGAREN, O.C. (1994): World Reference Base for Soil Resources. FAO, Rom.
- STÖHR, W. Th. (1967): Exkursionsführer zur Jahrestagung 1967 der DBG in Mainz. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 6.
- VAN VLIET-LANOE, B. (1980): Approche des conditions physicochimiques, favorisant l'autofluorescence des minéraux argileux. Pédologie XXX, 3, 369 - 390, Gent.

Agronomisch relevante Eigenschaften verschiedener
Tonsubstrate

von

Reuter, G.*

Einleitung

Der Begriff Tonsubstrate wurde eingeführt im Zusammenhang mit einem landwirtschaftlichen Meliorationsprinzip zur dauerhaften Verbesserung von Sandböden, das in verschiedenen Verfahren angewendet wird (GERLACH 1925, CERESNA 1963, REUTER 1963, STEJSKAL 1983, LHOTSKY 1970). Es werden darunter Materialien verstanden, die einen für den genannten Zweck ausreichenden Gehalt an Ton- und Schluffmineralen aufweisen (REUTER 1973). Wichtigste Eigenschaft der applizierten Tonsubstrate ist ihre Kationenumtauschkapazität (KUK). Sie erhöht im Sandboden das Speicher- und Transformationsvermögen für Nährstoffe und Wasser, insbesondere auch die nutzbare Wasserkapazität. Der Begriff KUK wird anstelle des üblichen KAK bevorzugt, weil dadurch -in der deutschen Sprache- die Möglichkeit offengehalten ist, bei den Umtauschvorgängen der Kationen explizit zwischen ihrem Eintausch und Austausch zu unterscheiden.

Zahlreiche Applikationsversuche haben erwiesen, daß durch die Erhöhung der Sorptionsleistung des Sandbodens beachtliche Ertragssteigerungen erzielt werden. Aufgrund der relativen Unzerstörbarkeit der Tonminerale ist -im Gegensatz zur organischen Düngung- mit Dauerwirkung zu rechnen, was ökonomisch von entscheidender Bedeutung ist.

Eine umfassende Darstellung der Gesamtproblematik und der vom Verfasser und seinen Mitarbeitern erzielten Forschungsergebnisse ist kürzlich in der Zeitschrift Applied Clay Science erschienen (REUTER, 1994).

Da die Tonsubstrate aus Lagerstätten zu gewinnen sind, die häufig als reliktsche Bodenbildungen interessieren (z.B. aus dem Tertiär oder auch aus älteren geologischen Epochen), sollen mit diesem Beitrag besonders die Kollegen angesprochen werden, die sich mit der Genese und den Mineralen solcher Vorkommen befassen.

* Universität Rostock, Agrarwissenschaftliche Fakultät, Fachgebiet Bodenkunde, D-18051 Rostock

Es wäre nützlich, die agronomisch relevanten Eigenschaften der Substrate mit zu bestimmen und zu kennzeichnen, und somit einen Beitrag zur Auffindung geeigneter Materialien für die Sandbodenverbesserung zu leisten.

Kolloidchemische Eigenschaften

Unsere Untersuchungen an 130 Tonsubstraten verschiedener Herkunft zeigten ganz erhebliche Unterschiede in der KUK, wobei im Hinblick auf die praktische Bewertung keine Abhängigkeit von der Körnungsart oder den Ton- und Schluffgehalten festzustellen war (s. REUTER 1984).

Für die Einschätzung der agronomischen Wirksamkeit der zu applizierenden Substrate ist unbedingt die Bestimmung der KUK erforderlich, wobei die Methode MEHLICH (mit gleichzeitiger Bestimmung der sorbierten Kationen) empfohlen wird. Je höhere KUK-Werte vorliegen, mit umso geringeren Mengen Tonsubstrat kann der Boden melioriert werden. Das ist von entscheidender Bedeutung für die aufzuwendenden Verfahrenskosten, insbesondere hinsichtlich Gewinnung, Transport und Ausbringung.

Zur Eignungsbewertung der aus sehr verschiedenen Vorkommen bzw. Lagerstätten verfügbaren Tonsubstrate wurden 5 Sorptionsklassen eingeführt:

<u>Tab.1</u>	SK	mmol _c .kg ⁻¹	Eignung
Sorptionsklassen (SK) und	A	>500	hervorragend
Eignung der Tonsubstrate	B	250 - 500	sehr gut
für die Sandbodenmelioration	C	150 - 250	gut
	D	100 - 150	bedingt
	E	<100	ungeeignet

Wegen der teilweise großen Qualitätsunterschiede ist es notwendig, zur Kalkulation der Applikationsmengen (auszubringende Masse in Tonnen je Hektar) mit den sog. "Kationenumtauschäquivalenten" (KUÄ) zu rechnen (REUTER 1980):

$$KUÄ \text{ (kmol}_c\text{.ha}^{-1}\text{)} = \frac{\text{Masse (t.ha}^{-1}\text{)} \times KUK_{\text{appl}} \text{ (mmol}_c\text{.kg}^{-1}\text{)}}{1000}$$

Die zu applizierende Masse ergibt sich danach aus der folgenden Gleichung:

$$\text{Masse (t.ha}^{-1}\text{)} = \frac{KUÄ \text{ (kmol}_c\text{.ha}^{-1}\text{)} \times 1000}{KUK_{\text{appl}} \text{ (mmol}_c\text{.kg}^{-1}\text{)}}$$

Praxisrelevantes Beispiel: Zur Applikation einer Gabe in Höhe von 20 kmol_c je Hektar sind an rein smektitischem Tonsubstrat (KUK_c = 800 mmol_c.kg⁻¹) nur 25 t erforderlich, an illitischem Material (200 mmol_c.kg⁻¹) jedoch 100 t. Wollte man Kaolin verwenden (80 mmol_c.kg⁻¹), wären 250 t zu applizieren. Das ist aber keinesfalls zu empfehlen, da der Kostenaufwand zu hoch ausfällt und die kaolinitischen Tonminerale gegenüber den Dreischichtsilikaten auch in qualitativer Hinsicht geringere Wirkungen erwarten lassen (z.B. bei der Komplexbildung mit organischen Substanzen im Boden).

Da in der Praxis oft eine komplizierte mineralogische Zusammensetzung vorliegt, findet man die tatsächlichen KUK und die daraus abzuleitenden Applikationsmengen zwischen den genannten extremen Beispielen. - Die Bezeichnung KUK_{appl} weist darauf hin, daß die Kalkulation unter Berücksichtigung der KUK im Zustand der Applikation erfolgen muß, d.h. es ist mit einem gewissen Wassergehalt zu rechnen, der den effektiven Sorptionswert gegenüber den üblichen Laborangaben (bezogen auf Trockenmasse) teilweise erheblich mindert. Das gilt vor allem bei Anwendung der kostengünstigeren ungetrockneten Substrate.

Technologische Eigenschaften

Für den Erfolg der Tonsubstratapplikation sind neben der Sorptionsleistung auch technologische Eigenschaften der Substrate von Bedeutung, insbesondere die Streubarkeit und die Homogenisierbarkeit im Boden (REUTER 1986). Zur diesbezüglichen Bewertung eignet sich bis zu einem gewissen Grade die Ansprache der Gefügeformen bzw. -interferenzen mittels der Fallprobe (REUTER 1983).

Tab.2: Technologische Relevanz verschiedener Gefügeformen

(Koh = Kohärent-, Prm = Primitiv-, Pla = Platten-, Prs = Prismen-, Pol = Polyeder-, Lam= Lamellen-Gefüge.

Ausprägung der Nebenmerkmale: 1 = schwach, 2 = mäßig, 3 = stark)

		<u>Beispiele</u>
Nicht streubar,	(Koh
nicht homogenisierbar	(Koh1prs Prm(naß)
Bedingt streubar,	(Pla
nicht homogenisierbar	(Prs2koh Pol3koh
Gut streubar,	(Koa
gut homogenisierbar	(Lam3koa Prm(trocken)

Tab.3: Technologische Relevanz von Gefüge-Interferenzen

a) Zunehmende Streubarkeit (Beispielsreihe):

Koh < Koh1koa < Koh2koa < Koh3koa < Koa3koh < Koa2koh
< Koa1koh < Koa

b) Zunehmende Homogenisierbarkeit (Beispielsreihe):

Prs < Prs1koa < Prs2koa < Prs3koa < Koa3prs < Koa2prs
< Koa1prs < Koa

Eine Auflockerung kohärenter bzw. plastischer Materialien ist im gemäßigt-humiden Klima durch Frostung auf dem Feld zu erreichen. Entsprechende Freilandversuche brachten gute Erfolge und zeigten qualitative Unterschiede zwischen verschiedenen Herkünften, die für den Praxiseinsatz von erheblicher Bedeutung sind.

Zur labormäßigen Erfassung der technologischen Eigenschaften wurden verschiedene Verfahren erprobt: Als Ersatz für die doch etwas subjektive Gefügeansprache (Fallprobe) wurde außer einer Segregationsanalyse (unter Verwendung der hydraulischen Tauchapparatur nach KULLMANN, 1960) auch ein Kohärenztest in Anlehnung an das Prinzip von NIKOLSKIJ (1968) entwickelt. In beiden Verfahren werden Probewürfel von 3 cm Kantenlänge durch Bewegung in Wasser auf ihre Zerfallsbereitschaft geprüft (REUTER 1983). Für die Erarbeitung eines geeigneten Labortests zur Ermittlung der Zerfallsbereitschaft kohärenter Tonsubstrate unter Frostbedingungen wurden Untersuchungen unter Verwendung einer Frostungs-Auftau-Anlage durchgeführt (BARK 1986).

Zweifellos werden die unterschiedlichen technologischen wie auch die kolloidchemischen Substrateigenschaften in entscheidendem Maße von der Kristallstruktur und den sorbierten Kationen der Ton- und Schluffminerale beeinflusst. Zur vollständigen Aufklärung der Beziehungen zwischen diesen Parametern sind spezielle Grundlagenuntersuchungen erforderlich.

Literaturangaben

- BARK, C. 1986: Modellversuche zur Untersuchung der Frosteinwirkung auf die Streubarkeit und Homogenisierbarkeit verschiedener Tonsubstrate. Diplomarbeit Univ. Rostock, 97 S.
- CERESNA, J. 1963: Fruchtbarmachung sandiger Böden mit Bentoniten (Tschech.). Za vysokou nrodu 11: 353-354
- GERLACH 1925: Über die Wirkung einer Durchmischung des leichten Sandbodens mit Wiesenmergel, Niedermoor und Ton auf den Ertrag. Landw. Jahrb. 61: 153-169
- KULLMANN, A. 1968: Bestimmung der Wasserstabilität von Bodenaggregaten (Hydraulisches Tauchgerät). In: BIRECKY/KULLMANN/REVUT/RODE: Untersuchung des Bodenstrukturzustandes. Berlin Dt. Landw. Verlag
- LHOTSKY, J. 1970: Theory of bentonite behaviour in soils. Sc. Monogr. Res. Inst. for Land Reclamation and Improvement, Prague
- NIKOLSKIJ, N. N. 1968: In: BIRECKY/KULLMANN/REVUT/RODE (s.o.)
- REUTER, G. 1963: Zur Bedeutung der mineralischen Kolloide für die Bodenfruchtbarkeit. Wiss. Z. Rostock MR 12: 279-283
- REUTER, G. 1973: The improvement of sandy soils by means of clay substrates. Proc. Intern. Symp. Soil Fertility Improvement and Clay Min. Praha, 93-101
- REUTER, G. 1980: Ermittlung des Bedarfs an Tonsubstraten für die Sandbodenmelioration. Archiv Acker- u. Pflanzenbau, Bodenk. 24: 771-776
- REUTER, G. 1983: Gefügeuntersuchungen zur Tonsubstrateinmischung im Sandboden. Tag.-Ber. AdL DDR Berlin 215: 93-101
- REUTER, G. 1984: Körnung und Kationenumtauschkapazität von Tonsubstraten. Wiss. Z. Rostock NR 33: 4-7
- REUTER, G. 1986: Technologische Probleme und Lösungen der Tonsubstratapplikation. Ber. 13. Kongr. Intern. Bodenk. Ges., Hamburg 4: 1400-1401
- REUTER, G. 1994: Improvement of sandy soils by clay-substrate application. Appl. Clay. Sc. 9: 107-120
- STEJSKAL, J. 1963: Die Fruchtbarkeitserhöhung der Sandböden mittels Mineralsorbent des Bentonit-Typus (Tschech.). Agrochemie 3: 100-103

**Vanadium in Eisenkrusten als Indikator
lateritischer Verwitterungsbedingungen**

von

Schwarz, T.

Einleitung

Vanadium gehört mit Chrom und Titan zu den weniger mobilen Elementen, die in Lateriten und Bauxiten residual angereichert werden (SCHROLL & SAUER 1968). Insbesondere Vanadium und Chrom weisen oft eine gute Korrelation auf. Beide Elemente können als dreiwertige Kationen Oktaederpositionen in Spinell-Mineralen einnehmen. In primären Ausgangsgesteinen tritt Vanadium daher bevorzugt in Magnetit und Ilmenit, aber auch in Pyroxen (Ägirin), Amphibolen und Biotit auf (LANDERGREN 1974, BGR/DIW 1981), verhält sich also ähnlich wie Chrom. Bei der Verwitterung wird Chrom bevorzugt in der Tonfraktion gebunden, wobei es neben Adsorptionsprozessen auch zur teilweisen diadochen Substitution von Al^{3+} durch Cr^{3+} kommt, der für Chrom häufigsten Diadochiebeziehung (KERN 1968). Der in synthetischen Goethiten nachgewiesene diadoche Einbau von Chrom (GASSER et al. 1988) spielt dagegen meist keine statistisch nachweisbare Rolle. Im Gegensatz zu Chrom jedoch tendiert Vanadium unter supergenen Bedingungen stärker zu Eisenoxiden und wird entsprechend in Eisenkrusten angereichert (TARDY 1969).

Produkte exogener Eisenanreicherung im Nordsudan

Im Nordsudan wurden verschiedene Formen exogener Eisenanreicherung untersucht, wobei eine der Fragestellungen war, inwieweit diese auf lateritische Verwitterungsprozesse und die damit verbundenen paläoklimatischen Bedingungen zurückgeführt werden können (SCHWARZ 1992). Generell können zwei Grundtypen von Anreicherungsprodukten unterschieden werden: konkretionäre Eisenkrusten und eisenimprägnierte Sedimente. Die konkretionären Eisenkrusten zeichnen sich neben ihrer Mächtigkeit von bis zu zehn Metern durch ein breites Spektrum von Neubildungsgefügen aus. Aufgrund der konkretionären Eisenanreicherung kommt es zur Ausbildung nodularer, pisolithischer und massiver Eisenkrusten. Diese Krusten sind das Produkt einer oft komplexen Landschaftsentwicklung unter lateritischen Verwitterungsbedingungen (SCHWARZ 1994).

Im Gegensatz dazu handelt es sich bei eisenimprägnierten Sedimenten um einfache Bildungen bei denen das sedimentäre Reliktgefüge dominierend ist. Hier können Eisensandsteinkrusten und Eisenbänder unterschieden werden. Eisensandsteinkrusten sind meternmächtige Bildungen, die jedoch im Gegensatz zu konkretionären Krusten nicht weiträumig an alte Landoberflächen gebunden sind, sondern sich räumlich begrenzt im Bereich von Hangwasseraustritten gebildet haben. Die etwa 1-30 cm mächtigen Eisenbänder treten bevorzugt entlang lithologischer Grenzen innerhalb der kretazischen Sedimentabfolge auf, wobei es sich um Grundwasseranreicherungen hydromorpher Böden handelt, die sich in Alluvialebenen gebildet haben.

Geochemie

Eisenbänder, Eisensandsteinkrusten und konkretionäre Eisenkrusten zeichnen sich generell durch ein ähnliches Muster von Elementan- und abreicherungen aus. Gemeinsam mit Eisen werden Mangan, Phosphor, Kobalt, Nickel, Kupfer und Zink angereichert (Abb. 1).

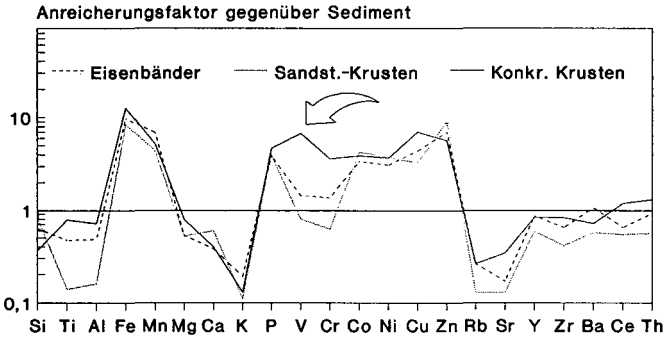


Abb. 1: Anreicherungsfaktoren von Elementen in Eisenanreicherungsprodukten verglichen mit unveretzten Sedimenten.

Die Anreicherung von Vanadium und untergeordnet auch Chrom ist spezifisch für konkretionäre Eisenkrusten und fehlt in eisenimprägnierten Sedimenten, die fast durchweg niedrigere Vanadiumgehalte aufweisen (Abb. 2). Eine ausgeprägte Vanadiumanreicherung ist sowohl in goethitischen wie auch hämatitischen Eisenkrusten zu beobachten, wobei die höchsten Gehalte (bis 2300 ppm) in Hämatit-dominierten Krusten gefunden wurden. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal zwischen konkretionären Eisenkrusten und eisenimprägnierten Sedimenten ist der Grad der Substitution von Eisen durch Aluminium im Goethit, der in konkretionären Eisenkrusten durchweg höher ist als in eisenimprägnierten Sedimenten.

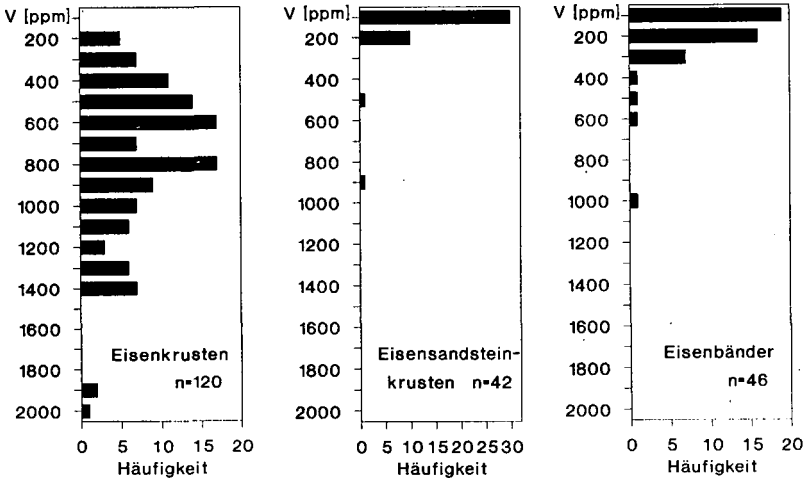


Abb. 2: Häufigkeitsverteilung der Vanadiumgehalte in verschiedenen Eisenanreicherungsprodukten

Die Anreicherung von Nickel, Kupfer und Zink mit Eisen in eisenimprägnierten Sedimenten äußert sich bei der Faktorenanalyse in der Bildung eines gemeinsamen Faktors (Faktor 1 in Tab. 1 links).

	Eisenimprägnierte Sedimente (n=80)			Konkretionäre Eisenkrusten n=119		
	FAKTOR 1	FAKTOR 2	FAKTOR 3	FAKTOR 1	FAKTOR 2	FAKTOR 3
TiO ₂	-.1396	.2416	.7846	.8676	-.2050	-.17354
Fe ₂ O ₃	.6190	.3601	-.0879	-.1063	.1401	.66977
V	.0285	.8869	.0695	.2931	-.2003	.74622
Cr	-.0523	.8311	.0673	.8138	-.0145	.31269
Ni	.8584	-.0740	-.0567	-.0083	.8923	-.00783
Cu	.5554	.4457	-.0698	-.0467	.6723	.36051
Zn	.7854	-.2410	-.0394	-.3069	.7553	-.08593
Zr	-.2433	-.0066	.7910	.3616	-.1840	-.66711
Nb	.1537	-.0780	.7445	.8755	-.1238	-.27655

Tab. 1: Faktorladungen in der nach der Varimax-Methode rotierten Faktorenmatrix eisenreicher Gesteine

Diese statistische Methode ermöglicht es, die hinter den Einzelementgehalten stehenden Wirkungsfaktoren zu erkennen. Faktor 3 verbindet dabei die in relativ stabilen Schwermineralen gebundenen Elemente Titan, Zirkonium und Niob. Vanadium bildet hier mit Chrom einen eigenen Faktor, der die Bindung an reliktsche Spinellminerale verdeutlicht. Auch bei den konkretionären Eisenkrusten zeigt sich die Ausbildung eines Schwermineralfaktors (Faktor 1 in Tab. 1 rechts) und eines Faktors der mit Eisen angereicherten Elemente (Faktor 2). Vanadium bildet auch hier einen eigenen Faktor, der jedoch nicht wie bei eisenimprägnierten Sedimenten Reliktminerale repräsentiert, sondern die starke Bindung an neugebildete Eisenminerale ausdrückt. Punktanalysen mit der Mikrosonde an konkretionären Eisenkrusten zeigen ergänzend dazu eine starke Konzentration von Vanadium im Bereich des konkretionär gebildeten, gebänderten Goethits (Abb. 3). Der durchschnittliche Vanadiumgehalt beträgt hier 2200 ppm (Tab. 2).

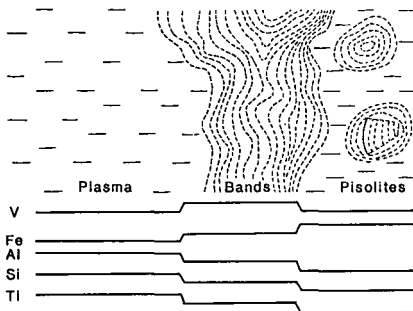


Abb. 3: Vergleich der Mittelwerte von Punktanalysen in Plasma, Goethitbändern und Pisoliten einer konkretionären Eisenkruste.

	Plasma	Bänder	Pisoide	
SiO ₂	15.19	6.80	3.49	M.-%
TiO ₂	.88	.29	.19	M.-%
Al ₂ O ₃	15.15	8.50	4.24	M.-%
Fe ₂ O ₃	57.19	72.00	78.67	M.-%
P ₂ O ₅	.27	.17	.48	M.-%
V	1084	2199	1066	ppm
	n=45	n=53	n=25	

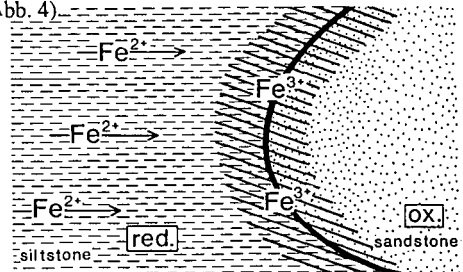
Tab. 2: Mittlere Elementgehalte von Plasma, Goethitbändern und Pisoliten (Mikrosondenanalysen, gleiche Probe wie Abb. 3).

Diskussion

Eisenimprägnierte Sedimente bilden sich durch eine einfache Anreicherung von Eisen infolge von Oxidationsprozessen, da zweiwertiges Eisen relativ gut löslich, dreiwertiges Eisen aber fast unlöslich ist (SCHWERTMANN 1991). Dies kann entweder durch den Kontakt mit Luftsauerstoff, wie im Fall von Eisensandsteinkrusten, oder durch Redoxpotentialunterschiede an lithologischen

Grenzen, wie bei Eisenbändern, geschehen. So können beispielsweise in feinkörnigen Siltsteinen schwach reduzierende Lösungen Eisen anliefern, das dann am Übergang zu besser durchlüfteten, grobkörnigen Sandsteinen ausgeschieden wird (Abb. 4).

Abb. 4: Schematische Darstellung der Bildungsbedingungen von Eisenbändern entlang von Redoxbarrieren



Eisenbänder bilden sich bevorzugt entlang solcher "Redoxfallen". Hierbei kommt es zwar zur Anreicherung einer Reihe von Elementen, die an Eisen gebunden sind, Vanadium jedoch wird unter diesen Bedingungen nicht mobilisiert, sondern liegt in Form von Reliktmineralen vor. Unter intensiven lateritischen Verwitterungsbedingungen kommt es auch zu einer teilweisen Disintegration solcher Minerale, so daß bei der Bildung von Eisenkrusten von einer insgesamt höheren Vanadiumaktivität ausgegangen werden kann. Insbesondere der saisonale Wechsel von reduzierenden und oxidierenden Bedingungen - eine der Voraussetzungen für die Bildung mächtiger lateritischer Eisenkrusten - scheint auch die Anreicherung von Vanadium gemeinsam mit Eisenoxiden zu begünstigen. Somit steht mit diesem Element ein Indikator zur Verfügung, der es erlaubt, zwischen lateritischen und nicht-lateritischen Bildungsbedingungen von Produkten exogener Eisenanreicherungen zu unterscheiden. Nicht nur in-situ-Bildungen sondern auch umgelagerte lateritderivate Sedimente, wie Eisenoolithe, weisen eine ausgeprägte Vanadiumanreicherung auf (SCHWARZ & GERMANN 1993, GERMANN et al. 1995)

Literatur

- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE, DEUTSCHES INSTITUT FÜR WIRTSCHAFTSFORSCHUNG BERLIN (1981): Untersuchungen über Angebot und Nachfrage mineralischer Rohstoffe, Vanadium.- Vol. 14, 200 pp., Schweizerbart.
- GASSER, U., SCHWERTMANN, U. & STICHER, H. (1988): Chromium-for-iron substitution in synthetic goethites.- Abstr. Eurostat 88, 36, Louvain-la-Neuve.
- GERMANN, K., SCHWARZ, T. & WIPKI, M. (1995): Mineral deposit formation in Phanerozoic basins of NE-Africa - the contribution of weathering.- Geol. Rdsch., 84, in print.
- JEPSEN, K. (1974): Untersuchungen zur Violettfärbung eisenreicher lateritischer Konkretionshorizonte und Gedanken zur Geochemie des Vanadiums.- Geol. Jb. (D), 2, 85-104.
- KERN, H. (1968): Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Chroms und zur Mikroskopie und Genese der Chromerze.- Clausth. Hefte zur Lagerstättenkunde. u. Geochemie miner. Rohstoffe, 6, 1-234, Berlin - Stuttgart.
- LANDERGRÉN, S. (1974): Vanadium - Abundance in rock-forming minerals, vanadium minerals.- In: WEDEPOHL, K.H. (ed.), Handbook of Geochemistry, Vol. 2, 23D1-23D10, Berlin - Heidelberg - New York (Springer).
- SCHROLL, E. & SAUER, D. (1968): Beitrag zur Geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadin und Molybdän in bauxitischen Gesteinen. Travaux ICSOBA, 5, 83-96, Zagreb.
- SCHWARZ, T. (1992): Produkte und Prozesse exogener Fe-Akkumulation: Eisenoolithe und lateritische Eisenkrusten im Sudan.- Berliner geowiss. Abh. (A), 142, 186 pp., Berlin.
- SCHWARZ, T. (1994): Ferricrete formation and relief inversion: an example from Central Sudan.- In: SCHWARZ, T. & GERMANN, K. (eds.), Lateritization Processes and Supergene Ore Formation.- Catena Spec. Issue, Vol. 21, 257-268, Amsterdam (Elsevier).
- SCHWARZ, T. & GERMANN, K. (1993): Ferricretes as a source of continental oolitic ironstones in northern Sudan.- Chem. Geol., 107, 259-265, Amsterdam.
- SCHWERTMANN, U. (1991): Solubility and dissolution of iron oxides.- Plant and Soil, 130, 1-25.
- TARDY, Y. (1969): Géochimie des Altérations. Etudes des Arènes et des Eaux de quelques Massifs Crystallins d'Europe et d'Afrique.- Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 31, 199 pp., Strasbourg.

Bodenminerale in Raum und Zeit

von

Stahr, K.*

Die häufigsten Elemente in der Erdkruste sind O, Si, Al. Sie werden gefolgt mit deutlichem Abstand von Fe, Ca, Na, K, Mg. Diese Häufigkeit der Elemente erklärt auch die Dominanz von Silikaten in der Erdkruste. Kristallingesteine bestehen im Durchschnitt zu ca. 60 % aus Feldspäten und über 20 % aus Quarz. Glimmer und andere Silikate machen noch einmal 15 % aus. Nicht-silikatische Minerale sind demgegenüber selten und nur mit ca. 3 % vertreten. Als ein Hinweis, in welche Richtung sich Gesteine zum Boden verändern, kann die Zusammensetzung der Sedimentgesteine angesehen werden. Hier dominiert Quarz mit 35 %, Glimmer und Illite erreichen fast 25 %, Feldspäte nicht mehr 15 %. Neugebildete Schichtsilikate, wie Kaolinite und Chlorite, erreichen 5 % und neugebildete Karbonate etwa 10 %. Auch der Anteil der nicht-silikatischen Minerale nimmt dabei zu. Versucht man aufgrund der bekannten Mineralzusammensetzung der wichtigsten Böden der Erde und aufgrund ihrer Verbreitung auf der Weltbodenkarte den Mineralbestand unserer Böden zu rekonstruieren, so stellt man fest, daß in der Tat Böden und Sedimentgesteine nicht sehr verschieden hinsichtlich der Hauptkomponenten sind. Von den vorhandenen Primärmineralen machen Quarz mit 35 % und Feldspäte mit ca. 12 % zusammen fast die Hälfte der Bodenminerale aus. Illitische Tonminerale, die man noch zu den gesteinsbildenden, unter Umständen auch zu den pedogenen Mineralen rechnen kann, sind die wichtigsten Tonminerale und nehmen über 15 % der Masse ein. Carbonate sind mit 12 % vertreten und die drei Tonmineralgruppen Kaolinit, Smektit und Chlorit machen je etwa 4 % aus. Gleiches gilt auch für die neugebildeten Oxide, während andere Mineralgruppen in Böden nur in Spuren beobachtet werden können.

Eine solche Zusammenstellung der Mineralanteile der Bodendecke gibt einen Zustand wieder, der nirgends auf der Erde verwirklicht ist. Man muß deshalb auch beachten, wie stark differenzierend verschiedene Umweltbedingungen sich auf den Mineralbestand auswirken. Dies kann z.B. aus einem Vergleich der Mineralentwicklung auf einem sehr sauren Granit im perhumiden Südschwarzwald (GUDMUNDSSON und STAHR, 1981) und einem granitischen Gneis sehr ähnlichen Mineralbestandes in der Zentral-Sahara (HUTH, 1989) abgeleitet werden. Vergleicht man die am weitesten entwickelten Profilvereiche (E-Horizont eines Podsol mit dem Bw-Horizont eines Gypsisols) so stellt man fest, daß der Quarzanteil residual angestiegen ist und in beiden Fällen über 40 % des Mineralbestandes jetzt ausmacht. Der Feldspatanteil ist in beiden Fällen zurückgegangen, wobei unter ariden Bedingungen ein höherer Plagioklas-Anteil zurückblieb. Insgesamt gingen die Feldspäte auf fast die Hälfte, d. h. jetzt noch 30 - 35 %, zurück. Der Glimmer- und Illit-Anteil nimmt dagegen relativ zu und zwar im humiden Gebiet stärker als im ariden. An Mineralneubildungen werden in diesen Böden im Schwarzwald 13 % und in der Sahara etwa 16 % der Bodenmasse beobachtet. Dieser Anteil ist nun in beiden Böden völlig verschieden. Während im Schwarzwald 35 % Zweischichttonminerale, 25 % Illit und je 10 % Smektit und Eisenoxide, ca. 5 % Wechsellagerungsminerale und 15 % organische Substanz beobachtet werden, treten in dem Gypsisol 45 % Karbonate, 30 % Smektit und 15 % Gips auf. Diese werden gefolgt von jeweils weniger als 3 % an Kaolinit, Oxiden, Illiten und leicht löslichen Salzen. Der Anteil organischer Substanz liegt bei 1 % der Neubildungen.

Aus diesen Beobachtungen lassen sich im Laufe der Entwicklung vom Gestein zum Boden zwei disproportioneerende Tendenzen erkennen:

1. Durch Verwitterung gesteinsbildender Minerale an der Erdoberfläche reichert sich Kieselsäure in immer siliciumreicheren Mineralen an. Dabei treten hauptsächlich Aluminium und auch Kalium noch weiterhin als Begleiter auf. Andere Elemente, wie z.B. Eisen, Calcium und Magnesium, aber auch seltenere Elemente wie Titan und Mangan meiden in Neubildungen die silikatische Struktur und reichern sich in eigenen Oxid- und Karbonatmineralen an.
2. Die Disproportionierung bei der Mineralverwitterung führt zu einer Differenzierung des Mineralbestandes zwischen Kuppe und Senke aber auch in verschiedenen Klimagebieten. Damit diese Differenzierung effektiv ablaufen kann, bedarf es nicht nur einer Mineralumwandlung und Neubildung unter den neuen Umweltbedingungen in situ, sondern hauptsächlich auch eines Transports der bei der Verwitterung frei gewordenen Bestandteile.

Aus den beobachteten Umwandlungen von Mineralen läßt sich eine Verwitterungsrate ermitteln, indem man den Feldspatverlust (z.B. in g/m^2) durch die Zeit der Bodenbildung dividiert. Bei isochemischer Verwitterung, wie im Gypsisol, kann zur Kontrolle auch die Rate der Neubildung bestimmt werden. Führt man dies für das gewählte Beispiel durch, so stellt man fest, daß die Summe der Mineralneubildungen in den Gypsisolen etwa die Hälfte der Summe ausmacht im Vergleich zum Schwarzwald. Da aber die Zeit der Bodenbildung dort etwa dreimal so lang war (30.000 gegenüber 10.000 Jahre), kann man davon ausgehen, daß die Verwitterung und Mineralbildung im Schwarzwaldprofil etwa sechsmal so schnell vor sich geht wie im zentralsaharischen Raum. Geht man davon aus, daß die Entwicklung des Mineralbestandes fortschreitet und einem neuen Gleichgewicht zustrebt, so kann man mit einer mittleren Neubildungsrate die Zeitdauer berechnen, in der etwa die Hälfte des Gesteins umgewandelt ist. Führt man solche Rechnungen durch, so stellt man je nach Klimaraum und Verwitterbarkeit des Gesteins fest, daß in Zeiträumen zwischen 10.000 Jahren und etwa 200.000 Jahren eine vollständige Umwandlung des Mineralbestandes und damit eine Anpassung an die neuen Umweltbedingungen erreicht werden könnte (STAHN, 1994; JAHN, 1988). Sucht man danach, wo solch ein Zustand bereits erreicht wurde, so findet man ihn in den Periglazialgebieten Mitteleuropas nicht. Selbst das am leichtesten verwitterbare Gestein, die glasreichen Bims-Tuffe des Laacher Sees zeigen zwar eine vollständige Verwitterung der Glaskomponente aber noch nicht der silikatischen Einsprenglinge und andererseits ist bei den Neubildungen noch nicht ein stabiler Zustand erreicht. Man muß also auf älteren Landoberflächen nach solchen Verhältnissen suchen, wo eine vollständige Umwandlung des Mineralbestandes abgelaufen sein könnte. Dazu wären Vertisole oder Ferralsole in Bereichen alter tropischer Landoberflächen geeignet. Analysen solcher Böden zeigen im Mineralbestand Annäherung an einen Endzustand, erreichen aber offensichtlich diesen nicht (BEINROTH, 1982). So haben Vertisole fast regelmäßig neben einer Dominanz von Smektit als gesteinsbildende Minerale noch Feldspäte, Quarz und mafische Minerale. Auch in der Tonfraktion ist häufig noch Illit und Kaolinit zu finden. Bei Ferralsolen dagegen treten zwar hohe Gehalte an Kaolinit, Hämatit und Gibbsit auf. Daneben kommen aber regelmäßig noch Quarz und Reste anderer Silikate vor. Bei genauerer Betrachtung fällt häufig auf, daß der Anteil unverwitterter Minerale in den Oberböden größer sein kann als im Unterboden. Dies wurde früher oft durch eine bevorzugte Verwitterung im Unterboden begründet. Neuere Untersuchungen zeigen aber, daß hier eine Verjüngung durch Stoff- bzw. Mineraleinträge in die Böden stattfindet (MOBERG et al., 1992 und JAHN, 1994).

Hieraus kann abgeleitet werden, daß der aktuelle Mineralbestand eines Bodens (Fig. 1) nicht aus einer Quelle allein erklärt werden kann. Neben der Überlieferung vom Ausgangsgestein kommen Zufuhren durch Transportmedien. Als dritte Quelle gilt die Mineralneu- und Umbildung unter den augenblicklichen Bedingungen und schließlich in mehr oder weniger signifikanter Weise auch die Überlieferung älterer Entwicklungen am gleichen Ort über reliktsche oder alte Vorzeitbildungen. Durch die hohe Stabilität gesteinsbildender aber auch neugebildeter Minerale kann der Mineralbestand von Böden als eine Art Gedächtnis betrachtet werden, bei dem nicht mehr aktuell ablaufende bodenbildende Prozesse bzw. nicht

	Na	K	Mg	Ca	Al	Fe	SO ₄
Geschiebemergelgebiet (7° C, 1400 mm) Allgäu							
Niederschlag	0.27	0.24	0.08	0.059	0.005	0.001	2.7
Grundwasser	2.40	0.65	14.5	110	0.005	0.001	3.5
Grundwasser/Niederschlag	9	2.7	180	180	1	1	1.3
Granitisches Grundgebirge (4° C, 2100 mm) Schwarzwald							
Niederschlag	0.29	0.11	0.05	0.24	0.005	0.004	0.45
Quellwasser	1.44	0.56	0.17	1.07	0.31	0.008	1.27
Quellwasser/Niederschlag	5	5	3.4	4.5	60	2	2.8
Buntsandsteinhochfläche (4° C, 1900 mm)							
Niederschlag	0.22	0.15	0.04	0.14	0.015	0.016	0.85
Quellwasser	0.24	0.43	0.12	0.60	0.70	0.020	1.24
Quellwasser/Niederschlag	1.1	2.8	3	4.1	40	1.2	1.4

Tab. 1: Konzentration von Hauptelementen ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$) in Niederschlag und Grundwasser und Anreicherungsfaktoren im Gebiet dreier Gesteine SW-Deutschlands

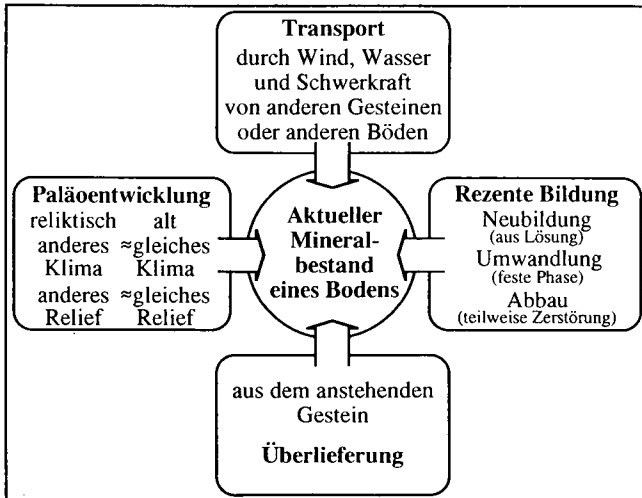


Abb. 1: Wichtige Quellen und Bedingungen für Minerale, die in Böden auftreten.

mehr wirkende Umweltbedingungen noch erkennbar sind. Im Gegenteil dazu gibt es auch Situationen, wo der Mineralbestand der Böden aktuelle Prozesse widerspiegelt bzw. aktuelle Prozesse beeinflusst. So lassen sich z.B. die Verteilung und das Auftreten von Salzen in einem Bodenprofil als ein direktes Spiegelbild des aktuellen Salzhaushaltes interpretieren. Auch einige seltenere Minerale treten nur unter sehr spezifischen Umweltbedingungen auf und sind bei Wechsel dieser Bedingungen nur kurze Zeit noch erkennbar und überstehen auch keine Verlagerungen. Hierzu gehören Metallsulfide wie sekundäre Phosphate (z.B. Vivianit), zeolithische und palygorskische Silikate oder Ferrihydrit.

Der Mineralbestand bestimmt auch in hohem Maße aktuelle Umweltprozesse. Dies läßt sich erkennen, wenn in Gebieten mit unterschiedlichen Mineralbeständen in Böden bzw. Gesteinen die Grundwässer untersucht, welche im Gleichgewicht mit diesem Mineralbestand entstehen. Ein Vergleich dreier Bodenregionen Süddeutschlands läßt zum Beispiel erkennen, daß in einem Mergelgebiet die Säurepufferung nahezu unbegrenzt ist, während Gesteine mit hohen Anteilen an verwitterbaren Silikaten bis zu 2 kmol H-Ionen pro ha und Jahr abpuffern können. Silikatarme Gesteine dagegen, wie der Buntsandstein, kann in seinen Böden lediglich 0,5 kmol H-Ionen pro ha und Jahr abpuffern. Durch verschiedene Verwitterungs- und Austauschprozesse gleicht sich die Mineralisierung der Grundwässer den Bodenmineralen an. Tab. 1 zeigt, daß im Mergelgebiet die Anreicherung von Kalzium und Magnesium im Grundwasser der dominierende Prozess ist und im Gegensatz dazu Aluminium und Eisen praktisch nicht reagieren. In den beiden anderen Gesteinsgebieten dominiert die Zunahme von Aluminium. Die übrigen Elemente sind alle im Granitgebiet durch Silikatverwitterung (Hydrolyse) in höherem Maße freigesetzt als im Buntsandsteingebiet.

Literatur

- BEINROTH, F. H. (1982): Some highly weathered soils of Puerto Rico, 1. Morphology, formation and classification. *Geoderma* **27**: 1-73. Elsevier, Amsterdam.
- GUDMUNDSSON, TH. & K. STAHR (1981): Mineralogical and geochemical alterations of Podsol Bärhalde. *CATENA* **8**: 49-69. Giessen.
- HUTH, A. (1989): Das Grundgebirge in Süd-Agypten - strukturelle Entwicklung und Bodenbildung unter vollariden Bedingungen. *Berliner Geowiss. Abh. (A)*, **107**. Berlin, 132 p.
- JAHN, R. (1988): Böden Lanzarotes - Vorkommen, Genese und Eigenschaften von Böden aus Vulkaniten im semiariden Klima Lanzarotes (Kanarische Inseln). Hohenheimer Arbeiten. Ulmer, Stuttgart, 257 S.
- JAHN, R. (1994): Ausmaß äolischer Einträge in circumsaharischen Böden und ihre Auswirkungen auf Bodenentwicklung und Standortseigenschaften. Hohenheimer Bodenkundliche Hefte (in Druck), Universität Hohenheim, Stuttgart.
- MOBERG, J. P., I.E. Esu and W. B. Malgwi (1991): Characteristics and constituent composition of Harmattan dust falling in Northern Nigeria. *Geoderma* **48**: 73-81. Elsevier, Amsterdam.
- STAHR, K. (1994): Soil Minerals in Space and Time. *Transact. 15th World Congress of Soil Science, Vol. I*, 111-121, Acapulco, Mexico.

Interpretation von Bodendünnschliffen für die Bodengeschichte in Mitteleuropa

von

Stephan, S.*

1. Einleitung

Bei der Suche nach bodengeschichtlichen Indizien kann die Mikromorphologie pedogenetische Prozesse anhand ihrer Spuren nachweisen. Oft gelingt es ihr auch, die Reihenfolge von Prozessen aufzuklären, bestimmte Merkmale jungen, älteren oder präpedogenen Phasen zuzuweisen und verlagertes Material von den in-situ-Bildungen zu unterscheiden. Zusätzlich zu den Prozessen selbst ist oft die Ermittlung der Randbedingungen notwendig, soweit sie die Geschwindigkeit der Prozesse bestimmen. Durch unvorsichtige Deutungen werden bisweilen falsche bodengeschichtliche und stratigraphische Schlüsse gezogen. Die Möglichkeiten der Mikromorphologie zur Aufklärung von Bodengeschichte werden anhand von Beispielen gezeigt.

2. Mikroskopische Merkmale pedogenetischer Prozesse

Die mikroskopischen Zeichen der pedogenetischen Prozesse sind weitgehend gut untersucht. Wir möchten die Aufmerksamkeit aber auf einen wenig beachteten Umstand lenken: Zum Leidwesen der Untersucher sind viele Proben in sich nicht homogen, sondern fleckweise unterschiedlich. Diese Flecken können oft zu wenigen Gruppen zusammengefaßt werden, die man als Kompartimente bezeichnen kann. Wo dies möglich ist, ist die getrennte Untersuchung der Kompartimente zu empfehlen. In unserem Zusammenhang ist es wichtig, daß sich in den Kompartimenten oft bestimmte Herkünfte des Materials zu erkennen geben, oder daß sich Kompartimente in ihrer Prägung durch bestimmte pedogene Prozesse unterscheiden.

2.1. Solifluktion

Solifluktion mischt die beteiligten Substrate nur unvollständig zusammen, so daß sich unterschiedliche Kompartimente unterscheiden lassen, deren mengenmäßige Beteiligung in weiten Grenzen zu schwanken pflegt. Dies ist sehr kennzeichnend für Fließerden. Man kann die Fließerden mikroskopisch nur kompartimentweise beschreiben.

2.2. Bioturbation

Bei der Bildung von Ah-Horizonten spielt die Bioturbation eine wichtige Rolle. Diese wird makroskopisch an der Untergrenze des Ah-Horizontes durch Ausstülpungen in den Untergrund sichtbar. Mikroskopisch sieht man, daß der gesamte Übergangsbereich aus Flecken des Ah-Kompartimentes und aus solchen des C- oder in anderen Fällen des B-Kompartimentes zusammengesetzt ist, benannt nach den Horizonten, aus denen ihr Material stammt.

Besonders auffällig ist das im Übergang von Ah- und ICc-Horizont, wenn der Ah bereits entkalkt ist. Nach unten nimmt in einem solchen AhCc-Horizont der Anteil des Ah-Kompartimentes ab, während das Cc-Kompartiment entsprechend zunehmend beteiligt ist. Übrigens sind diese Kom-

* Institut für Bodenkunde der Universität, Nußallee 13, 53115 Bonn

partimente je in sich ziemlich homogen, und die im Labor gefundenen gegenläufigen Gradienten von Kalk- und Humusgehalt entsprechen weitgehend den Anteilen der Kompartimente (STEPHAN et al. 1983).

2.3. Rezente Silicatverwitterung

In rezenten Bv-Horizonten, wie sie sich aus würmzeitlichem Löß, Jungmoränen und den Haupt- und Mittellagen periglazialer Decken mit starker äolischer Komponente gebildet haben, können wir mindestens einen Teil der zugewonnenen Tonminerale unmittelbar beobachten. Sie bilden nämlich kleine doppelbrechende, meist gelbliche Linsen von ca 10 µm Länge, die manchmal als Tondomänen bezeichnet werden. Dieser Name sollte aber nicht verwendet werden, da er bereits anders definiert ist (ALTEMÜLLER in der Diskussion dieses Vortrags). Es handelt sich bei diesen Tonlinsen um das Verwitterungsprodukt des Glimmers, vor allem des Biotits. Sie sind teils durchverwittert, teils besitzen sie einen Glimmerrest im Inneren. Das Eisenoxid findet man in Form von Körnchen in der Umgebung und zum kleineren Teil auch in den Aggregaten selbst.

Die vorwiegende Glimmerverwitterung in diesen Horizonten ist bereits aus anderen Arbeiten bekannt. Es läßt sich auch zeigen, daß diese Tonlinsen im Laufe der Bodenentwicklung in diskrete und dann in zusammenlaufende Fließgebilde übergehen können, worin man den Beginn der Tonverlagerung sehen kann. Dies erscheint umso passender, als auch Tonbeläge weitgehend aus Illit bestehen und somit dem Glimmer nahestehen. Auch deren Korngrößenzusammensetzung (vorwiegend Mittelton, TRIBUTH in der Diskussion dieses Vortrags) paßt gut zu einer Glimmerverwitterung ohne Zusammenbruch des Schichtsilicat-Gitters.

Bei der Materialverlagerung kann der Ton vom Glimmerkern getrennt werden, so daß sehr kleine, nackte und damit anscheinend frische Glimmerleisten auftreten. Es kann aber sein, daß dies auf die resistenteren hellen Glimmer beschränkt ist. Jedenfalls ist die Unversehrtheit kleiner Glimmerleisten entsprechend vorsichtig zu deuten.

3. Mikroskopische Hinweise auf die Abfolge von Prozessen

Bei aufeinander folgenden Prozessen, die Produkte im Boden hinterlassen, wird das Nacheinander von Prozessen oft zum Aufeinanderliegen dieser Produkte im mikroskopischen Bild. dies ist bekannt, darf aber hier nicht unerwähnt bleiben.

So ist bei der Ablagerung von Ton in pedogenen Kalk hinein die Reihenfolge sicher. Älterer, grau bis braun gefärbter Kalk kann Risse zeigen, die durch weißen, jungen Calcit geschlossen worden sind, so daß man zwei Kalkbildungen unterscheiden muß. Junger Fließton kann in Spalten fließen, die in älteren, erstarrten Tonbahnen entstanden sind (bei dieser Tagung im Poster von JERZ). Auch die Eisenkonzentration auf Tonbelägen oder als Lagen in diesen entspricht der Prozeßfolge. In manchen Fällen sind mehrere Generationen von Anreicherungen sicher nachzuweisen.

Bei Produkten, die leicht entstehen und vergehen können, ist Vorsicht geboten. Eisenanreicherungen prägen das Bild des Bodens makromorphologisch sehr schnell und werden mikromorphologisch noch schneller sichtbar; aber nicht alle Eisendifferenzierungen sind bleibende Erscheinungen. Nadelförmiger Calcit (sogenannter Lublinit) kann eine schnelle, vergängliche Ausscheidung aus der Bodenlösung sein und ist vielleicht erst an der Profilwand oder im Labor gebildet worden.

4. Trennung rezenter von älteren oder präpedogenen Merkmalen

Rezente Überprägung älterer Bodenbildungen oder reliktsche Merkmale in rezenten Böden sind meist schwer festzustellen. Man muß mit solchen Möglichkeiten aber rechnen und ggf. darauf hinweisen. Manchmal gelingt die Zuordnung: Äolischer Löß besitzt aus seiner Bildungszeit ein biogenes Porensystem, das später die Grundlage für eine gute Verteilung und Abfuhr des Wassers bildet (ALTEMÜLLER 1991). Diese Poren unterscheiden sich von rezenten nicht nur in ihrer

Form und Größe, sondern sie sind in der Übergangszone auf das Cc-Kompartiment beschränkt, die rezenten aber auf das Ah-Kompartiment (die großen Poren der Regenwürmer und ähnlicher Röhrenbildner bleiben dabei unberücksichtigt).

Ein anderes Beispiel für die Unterscheidung älterer von rezenten Prozessen finden wir im Tschernosem Rhein Hessens, der mikroskopische Merkmale einer Silicatverwitterung in Form von kleinen, glimmerbürtigen Tonlinsen zeigen kann. Diese sind aber nicht im Ah-Kompartiment verteilt, sondern auf ein eigenes Kompartiment beschränkt, das hier als Bv-artiges Kompartiment bezeichnet wird. Es handelt sich wahrscheinlich um Aggregate älterer Böden oder Sedimente, die kaltzeitlich durch Pulverisierung gebildet, vom Wind aufgenommen und so zu einer Komponente des Lösses geworden sind. Auch in diesem Fall ist die Unterscheidung von Kompartimenten bei der Klärung bodengeschichtlicher Fragen hilfreich.

5. Unterscheidung verlagerten Materials von in-situ-Bildungen

Wie schon gesagt, ist es oft für die richtige Einordnung von Böden und Sedimenten notwendig, festzustellen, ob Produkte pedogenetischer Prozesse in situ entstanden sind oder von einem anderen Entstehungsort herantransportiert wurden. Ein Beispiel wurde im vorigen Absatz vorgestellt. Die beiden folgenden spielen für die Stratigraphie von Löß-(Lößlehm-)Profilen eine Rolle (z.B. STEPHAN, 1993 b).

5.1. Tonverlagerung

Es ist gut bekannt, daß zum Nachweis der Tonverlagerung ungestörte Tonbeläge auf Porenwänden gehören. Gestörtes Material kann dagegen nur zerbrochene Tonbeläge enthalten, die auch bei Verlagerung über längere Strecken noch nachweisbar sind. Ein Problem bietet die Unterscheidung von pedoturbat gestörtem, parautochthonem und allochthonem Material; bislang kann man dazu nur feststellen, daß größere und unregelmäßige Fragmente mit wachsender Intensität der Störung zunehmend zerteilt und zugerundet werden.

5.2. Konkretionen

Scharfe Konturen und Zurundung sind auch die Merkmale, die transportierte Konkretionen (Eisen- und Manganoxide, Kalk) auszeichnen. Wiederum ist eine gewisse Vorsicht geboten, weil nach dem Ende der Prozesse die Alterung und ggf. beginnende Auflösung der Produkte ebenfalls eine Konturverschärfung zu bewirken scheint.

6. Geschwindigkeit der Prozesse unter verschiedenen Bedingungen

Wenn bestimmte Böden mit Phasen der Naturgeschichte verknüpft werden sollen, wie es das Ziel der Paläopedologie ist, dann muß geprüft werden, unter welchen Bedingungen diese Verknüpfung gegeben ist. Das soll hier an dem viel diskutierten Beispiel der Korrespondenz von Parabraunerden in Lößprofilen mit Interglazialen gezeigt werden. Dabei kommt es auf den jeweiligen Zeitbedarf der Tonverlagerung als einer Summe von Teilprozessen an. Ein Interglazial ist eine Phase, bei der am gegebenen Ort bereits thermophile Laubgehölze aus ihren Refugien zugewandert sind.

6.1. Zur Bewertung von Tonanreicherungen

Es gibt einige Bedingungen, unter denen die Tonverlagerung schneller ablaufen kann, so daß die Zeitspanne bis zur Bildung eines Bt-Horizontes vielleicht nicht für ein Interglazial langt:

1. Silicatverwitterung (und dann meist auch Tonverlagerung) an anderem Ort. Bei so weit verwittertem allochthonem Material ist mindestens die Zeit für die Silicatverwitterung schon anderswo abgelaufen. Je nach verlagertem Anteil von C-Material fällt auch die Entkalkung wenigstens teilweise weg. Es besteht außerdem der Eindruck, daß die Remobilisierung von Tonbelags-Resten nicht sehr zeitaufwendig ist.

Natürlich fallen solche Bedenken weg, wenn die Prozesse auf primärer und sekundärer Lagerstätte sicher zur gleichen Phase gehören und daher zusammengefaßt werden können.

Es sei angemerkt, daß auch eine allochthone Vega, da sie aus vorverwittertem Material besteht, nach Entkalkung relativ schnell zur Tonverlagerung übergeht (vgl. STEPHAN 1993 a).

2. Kalkmangel im Ausgangsmaterial bedeutet eine erhebliche Beschleunigung, da die für eine Entkalkung notwendige Zeit wegfällt oder doch sehr kurz ist.

3. Eine beschleunigte Tonverlagerung in tonarmem, umgelagertem Material wurde in hallstattzeitlichen (ca. 600 v. Chr.) Grabhügeln im Taunus festgestellt (BECKMANN et al. 1978). Diese Beobachtungen können keinen Hinweis auf den Zeitbedarf der Tonwanderung in Böden aus ungestörtem Löß geben, denn der Prozeß ist gleich aus mehreren Gründen beschleunigt: es handelt sich um vorverwittertes, kalkfreies Material, der Anteil an tonarmem Eluvialgefüge ist erheblich, und das Aufschütten hat das Material gelockert, so daß es einen erhöhten Gehalt an Grobporen hat.

4. In tonigem Sand beobachtet man eine starke Beschleunigung der Tonverlagerung. Hier bildet der Ton die Wand von Grobporen, muß also nicht erst zu diesen gelangen. Entsprechend ist der Zeitbedarf ganz gering.

Bemerkung: In sehr schweren Böden ist die Tonverlagerung aufs Mangel an Grobporen sehr gering, wenn nicht aus biologischen Gründen ein ausgeprägtes Aufbaugesüße ausgebildet ist. Stattdessen wird hier oft unsortierte, humose Feinerde in die Spalten eingewaschen.

Sichere Zeichen für Interglaziale sind also autochthone Bt-Horizonte aus kalkhaltigem Löß. Auch allochthone Bt-Horizonte aus entsprechendem Material sind gute Zeugen, wenn sie während der selben Phase (dem Interglazial) vorverwittert, umgelagert und der Tonverlagerung unterworfen worden sind.

7. Zusammenfassung

Die mikroskopischen Zeichen pedogenetischer Prozesse, ihre Zuweisung zum jetzigen oder einem früheren Ort, ihre räumliche Verknüpfung und ihre Bindung an bestimmte Kompartimente dienen der Aufklärung der Bodengeschichte. Die zeitliche Erstreckung und die Verknüpfung mit Phasen der Vegetationsgeschichte verlangen die Kenntnis der pedologischen Randbedingungen. Hierzu werden Beispiele aus mitteluropäischen Böden zusammengestellt.

8. Literatur

Altemüller, H.-J. (1991): Der morphologische Bau des Bodens in Abhängigkeit vom Bodentyp und der Bodennutzung.- Ber. über Landwirtsch. Sonderh. 204, 12-32.

Beckmann, H., W. Fickel, W. Plass, L. Schrader, S. Stephan, H. Wiechmann & H. Zakosek (1978): Aufbau und jungholozäne Tonverlagerung in Hügelgräbern im Taunus.- Geol. Jb. Hessen (Wiesbaden), 106, 383-407.

Stephan, S. (1993 a): Mikromorphologie und Genese von Böden auf den Niederterrassen des deutschen Niederrheins und der Kölner Bucht.- Eiszeitalter Gegenwart 43, 67-86.

Stephan, S. (1993 b): Zur mikroskopischen Unterscheidung allochthoner und autochthoner Prozesse in den Lößderivaten und fossilen Böden von Rheindahlen-Niederrhein.- Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 72, 1065-1068.

Stephan, S., J. Berriér, A.A. De Petre, C. Jéanson, M.J. Kooistra, H.-W. Scharpenseel, H. Schiffmann (1983): Characterization of in situ organic matter constituents in Vertisols from Argentina, using submicroscopic and cytochemical methods - first report.- Geoderma 30, 21-34.

Aluminium-Phosphat-Sulfat-Mminerale (APS) in Kaolinen aus dem Nordsudan

von
Wipki, M.*

Einleitung

Die im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 69 "Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semiariden Gebieten" untersuchten primären und sekundären Kaolinvorkommen im Nordsudan (Abb. 1) enthalten hydratisierte Aluminium-Phosphate und -Sulfate, die auch als APS-Mminerale bezeichnet werden (STOFFREGEN & ALPERS 1987). Ziel der Untersuchungen ist es, diese Phasen anhand unterschiedlicher Methoden näher zu klassifizieren.

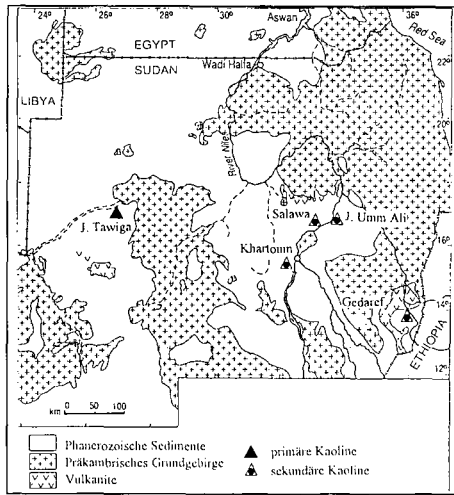


Abb. 1: Untersuchte Kaolinvorkommen im Nordsudan.

APS-Mminerale besitzen Strukturformeln nach dem Schema $AB_3(XO_4)_2(OH)_6$, wobei A = K, Na, Ca, Ba, Sr, Bi, Ce, La, Pb; B = Al und Fe^{3+} und X = P, S, As darstellt. Aufgrund von iso- und heterovalenter Isomorphie bilden sich eine Reihe von Mischkristallphasen, die jeweils in der Alunit-Crandallit- und Woodhouseit-Gruppe zusammengefaßt werden. Die unterschiedlichen Bildungsräume, in denen APS-Mminerale auftreten, umfassen den magmatischen, hydrothermalen und sedimentären Bereich.

* M. Wipki, Technische Universität Berlin, Fachgebiet Lagerstättenforschung, Sekr. BH 4, Ernst-Reuter-Platz 1, D-10587 Berlin.

Beispiele hierfür sind u.a. epithermale Sulfiderz-Lagerstätten (STOFFREGEN & ALPERS 1987), diverse Kaolinvorkommen (STÖRR et al. 1991), lateritische Gesteine und Böden über Karbonatiten (FLICOTEAUX et al. 1990, ANGÉLICA & DA COSTA 1993), anthropogen beeinflusste Böden (NRIAGU 1984, SCHACHTSCHABEL et al. 1991) und Phosphatlagerstätten (FLICOTEAUX & LUCAS 1984).

Probenmaterial und Methodik

Aufgrund der strukturellen Ähnlichkeit der APS-Mineralen sowie deren teilweise geringen Konzentrationen in den Kaolinen ließ sich eine exakte Zuordnung allein durch röntgendiffraktometrische Methoden nicht erreichen. Mit Hilfe von Korrelations-, Faktoren- und Clusteranalysen wurde versucht, die Bindungsverhältnisse der Elemente zu bestimmen und somit eine genauere Klassifikation der APS-Mineralen zu erreichen. Ergänzend hierzu erfolgten Mikrosondenanalysen an ausgewählten Proben. Die Herstellung von APS-Konzentraten wurde durch Flußsäurebehandlung (konz. HF) in Anlehnung an die Methode von NORRISH (1968) durchgeführt. Hierdurch konnte der größte Teil des Kaolinitis sowie Chalzedon und Opal-CT gelöst werden, während sich die APS-Phasen zusammen mit Fe-Oxiden, Anatas, Rutil und Böhmit anreicherten. In den meisten Fällen waren Reaktionszeiten zwischen 20 - 40 Minuten ausreichend, um den größten Teil des Kaolinitis und Opals zu lösen (BRANDT 1993). Die Konzentrate wurden anschließend mit RDA und RFA untersucht.

Eine Alternative zur chemischen Anreicherungs-methode wird von ZWAHR & RUCHHOLZ (1989) beschrieben, die durch Hochgradientmagnetscheidung (HGMS) APS-Mineralen konzentrierten.

Ergebnisse

Mit Hilfe statistischer Methoden konnten signifikante Beziehungen zwischen den Elementen Ba, Sr und dem Phosphor einerseits und K, Na und Sulfat andererseits aufgezeigt werden (Tab. 1-2, Abb. 2). Anhand dieser Elementbeziehungen lassen sich die APS-Mineralen auch bei geringen Konzentrationen klassifizieren.

CRANDALLIT-GRUPPE	
Crandallit	$\text{CaAl}_3\text{H}[(\text{OH})_6/\text{PO}_4]_2$
Goyazit	$\text{SrAl}_3\text{H}[(\text{OH})_6/\text{PO}_4]_2$
Gorceixit	$\text{BaAl}_3\text{H}[(\text{OH})_6/\text{PO}_4]_2$
Florencit	$\text{CeAl}_3\text{H}[(\text{OH})_6/\text{PO}_4]_2$
ALUNIT-GRUPPE	
Alunit	$\text{KAl}_3[(\text{OH})_6/(\text{SO}_4)_2]$

Tab. 1: Analytierte APS-Mineralen in nordsudanesischen Kaolinen.

Durch qualitative und quantitative Analysen (RDA, RFA) an APS-Konzentraten der paläozoischen Laterite des Jebel Tawiga (NW-Sudan) konnten hauptsächlich Gorceixit, Goyazit sowie Crandallit nachgewiesen werden. Mikrosondenanalysen an unbehandelten Proben belegen,

daß neben Ba, Sr und Ca, vereinzelt auch Ce und La als Hauptkationen am Aufbau der Alumophosphate beteiligt sind. Diese APS-Phasen sind als Florencite zu bezeichnen.

Bei der Faktoren- und Clusteranalyse zeigen die SEE keine deutlichen Beziehungen zu den APS-Mineralen, da sie auch an die Minerale Zirkon und Anatas bzw. Rutil gebunden sind und untereinander starke chemische Ähnlichkeiten aufweisen.

Die APS-Konzentrationen (Crandallit-Gruppe) der Tawiga-Laterite liegen im Durchschnitt unter 2%, können jedoch bis zu 15% (Goyazit-Gorceixit, Sr:Ba ≈ 1:1) erreichen.

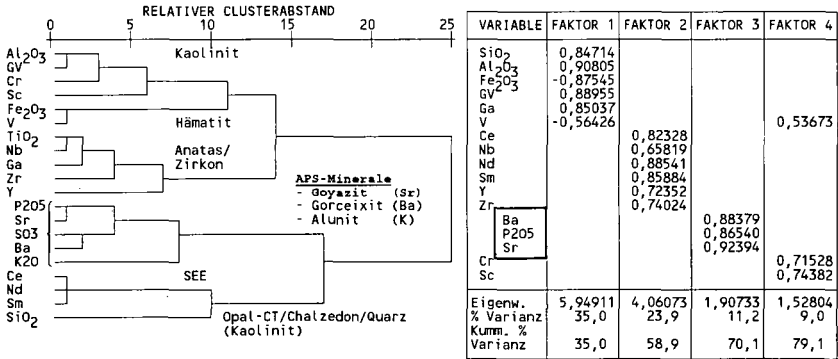


Abb. 2: Dendrogramm einer Clusteranalyse für Kaoline aus dem Gedaref-Gebiet (E-Sudan); (Ward-Methode, n = 113).

Tab. 2: Rotierte Faktormatrix für 127 Proben mit 17 Variablen vom J. Tawiga (NW-Sudan) ($r > 0,5$); APS-Minerale: Goyazit, Gorceixit.

Umgelagerte, stark silifizierte Kaoline kretazischen Alters sind im Ostsudan weitflächig verbreitet (WIPKI et al. 1993, WIPKI 1994). In mehr als 40% der analysierten Kaolinproben (n=133) ließ sich Alunit $(K, Na, H_3O)Al_3(OH)_6(SO_4, PO_4)_2$ nachweisen, untergeordnet auch Goyazit und Gorceixit. Die durchschnittlichen Alunitgehalte betragen 3%, können jedoch, besonders im Grenzgebiet zwischen Sudan und Äthiopien, weitaus höhere Konzentrationen erreichen, im Einzelfall sogar bis zu 70%. In einem Profil ließen sich innerhalb einer 20 m mächtigen alunitreichen Zone wenige mm-breite vertikale Kluffüllungen mit idiomorphem pseudokubischem Alunit identifizieren: Die oftmals zonierten Kristalle besitzen im Kern erhöhte Na-Gehalte, während die Außenzonen von K-reichem Alunit gebildet werden.

Die chemische Zusammensetzung der Aluniten weisen ein Verhältnis K : Na von ca. 4:1 auf (Mikrosondenanalysen). Die Kationen sind zu einem Teil durch H_3O^+ , Ba und Ca substituiert, SEE-Gehalte hingegen sind kaum vorhanden. In geringem Maß ersetzt Fe^{3+} das Aluminium und PO_4 das SO_4 .

Alunit bildet sich generell unter stark sauren ($pH < 4$), oxidierenden Bedingungen, wobei schwefelsaure Lösungen das Nebengestein zersetzen, so daß Aluminium, Kalium und/oder Natrium aus den Feldspäten, Glimmern oder Tonmineralen gelöst wird. Bei einem erhöhten Fe-Angebot, wie dies beispielsweise bei der Pyritverwitterung vorliegt, entsteht vorrangig Jarosit.

Im Gegensatz zu den durch Verwitterung entstandenen APS-Phasen am Jebel Tawiga muß die Alunitbildung im Gedaref-Gebiet als niedrigthermale Alteration interpretiert werden.

Schlußfolgerungen

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß APS-Mineralen in den nordsudanesischen Kaolinen weit verbreitet sind. Durch Mikrosondenanalysen sowie RDA und RFA an Konzentraten konnten die APS-Phasen eindeutig bestimmt werden. Bei ausreichender Anzahl chemischer Analysewerte lassen sich die jeweiligen APS-Mineralen auch durch Anwendung statistischer Methoden näher charakterisieren.

Literatur:

- ANGELICA, R.S. & DA COSTA, M.L. (1993): Geochemistry of rare-earth elements in surface lateritic rocks and soils from the Maicuru complex, Para, Brazil.- *J. Geochem. Expl.*, 47, 165-182, Amsterdam.
- BRANDT, O. (1993): Untersuchungen von Mineralen der Alunit-Crandallit-Woodhouseit-Gruppe anhand ausgewählter Proben von Kaolingesteinen.- 34 S., (unveröffentlicht), Berlin.
- FLICOTEAU, R. & LUCAS, J. (1984): Weathering of phosphate minerals.- In: NRIAGU, J.O. & MOORE, P.B. (eds.), *Phosphate Minerals*, 293-317, Berlin (Springer).
- FLICOTEAU, R., WALTER, A.V., BONNOT-COURTOIS, C. & TOLEDO GROKE, M.C. (1990): Transformation and precipitation of phosphates during weathering: characterization by REE distributions.- *Geochemistry of the Earth's Surface and of Mineral Formation*, 2nd Internat. Symp., Aix en Provence 1990, Chem. Geol., Vol. 84, 365-367, Amsterdam (Elsevier).
- NORRISH, K. (1968): Some phosphate minerals of soils.- *Trans. 9th Internat. Congr. Soil Sci.*, 713-723, Adelaide.
- NRIAGU, J.O. (1984): Formation and stability of base metal phosphates in soils and sediments.- In: NRIAGU, J.O. & MOORE, P.B. (eds.), *Phosphate Minerals*, 318-329, Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo (Springer).
- SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., BRÜMMER, G., HARTGE, K.-H. & SCHWERTMANN, U. (1991): *Lehrbuch der Bodenkunde*, 13. Aufl., 491 S., Stuttgart (Enke).
- STOFFREGEN, R.E. & ALPERS, C.N. (1987): Woodhouseite and Svanbergite in hydrothermal ore deposits: Products of apatite destruction during advanced argillic alteration.- *Canadian Mineral.*, 25, 201-211, Montreal.
- STÖRR, M., KÖSTER, H.M., KROMER, H. & HILZ, M. (1991): Mineralen der Crandallit-Reihe im Kaolin von Hirschau-Schnaittenbach, Oberpfalz.- *Z. geol. Wiss.*, 19, 677-683, Berlin.
- WIPKI, M., GERMANN, K. & SCHWARZ, T. (1993): Alunitic kaolins of the Gedaref region (NE-Sudan).- In: THORWEIHE, U. & SCHANDELMEIER, H. (eds.), *Geoscientific Research in Northeast Africa*, 509-514, Rotterdam (Balkema).
- WIPKI, M. (1994): *Eigenschaften, Entstehung und Verbreitung von Kaolinanreicherungen im Nordsudan*.- Diss., im Druck, Berlin.
- ZWAR, H. & RUCHHOLZ, M. (1989): Hochgradientmagnetscheidung (HGMS) als Präparationsmethode zum Nachweis von Spuremineralen.- 2. Internat. Fachtagung "Fortschritte in Theorie und Praxis der Aufbereitungstechnik", 24. - 26. Okt. 1989, Preprints Band II, 604-609, Freiberg.

**Experimente zur Ermittlung von Verwitterungsformen
an Mineralen des Bärhaldegranits und des oberen
Buntsandsteins**

von

Zarei, M. und K. Stahr*

Die Auswirkungen der erhöhten atmosphärischen Säureeinträge sind seit den siebziger Jahren nicht nur als Problem für die Böden und die Grundwasserqualität, sondern auch als erhebliche Belastungen im Ökosystem bekannt (ULRICH et al., 1979, REUSS & JOHNSON, 1986 und FURRER, 1991). Die Pufferung der Säureeinträge durch die Minerale (vor allem Silikate) verursachen die Veränderungen der Ionenkonzentration in der Bodenlösung sowie im Grundwasser und beeinflussen beträchtlich den Nährstoffhaushalt. Bei weiteren anthropogenen säurebildenden Emissionen werden diese zur chemischen, mineralogischen und geochemischen Veränderungen im Boden führen (FEGER, 1993 und STAHR et al., 1993).

Um genauere Aussagen über die potentielle Verwitterungsintensität der gesteinsbildenden Minerale, Verwitterungsraten, Elementverluste, Mineralneubildungen und -umwandlungen bei zunehmender Versauerung treffen zu können, wurden Modellexperimente herangezogen. Die Versuche wurden mit unterschiedlichen pH-Werten (pH 3, 4, 5 und 6,5) an frischem Bärhaldegranit und oberem Buntsandstein bei Raumtemperatur durchgeführt (Versuchsaufbau siehe ZAREI et al., 1992). Mit dem gleichen Ausgangsgestein wurde zusätzlich ein Versuch bei pH 3, 4 und 5 bei einer Temperatur von 10° C angesetzt. Bei letzteren Versuchsreihen wurden die Proben täglich geschüttelt. Wie bei allen Versuchsserien wurden einmal in der Woche die pH-Werte eingestellt und monatlich aus der Lösung die herausgelösten Elemente gemessen. Unter dem Binokular wurde die Veränderungen der Gesteinsoberflächen beobachtet.

In allen Versuchsreihen wurden Massenverluste festgestellt, die mit dem fallenden pH in der Einfach- sowie in der Säuretropfen-Extraktion deutlich zunehmen. Die Massenverluste werden durch die Elementkonzentrationen in den Extrakten bestätigt, d. h. es liegt eine kontinuierliche Elementherauslösung aus dem Kristallgitter der gesteinsbildenden Minerale vor. Die Elementkonzentrationen in den Extrakten nehmen ebenfalls mit dem abnehmenden pH deutlich zu (ZAREI et al., 1992 und STAHR et al., 1993). Trotz hohem Kaliumgehalt im Granit ist der Kaliumanteil in den Extrakten bei der Granitverwitterung aus der Einfach-Extraktion niedriger als der Natrium- und Calciumanteil. In der Säuretropfen-Extraktion tritt dieser Effekt nicht so deutlich auf, da hier durch die permanente Säurezufuhr mehr Protonen vorhanden sind. Die Kaliumfreisetzung aus dem Buntsandstein liegt höher als beim Granit, denn im Buntsandstein überwiegen die Kaliumminerale entscheidend. Die Gesamtfreisetzung ist aber im letzteren deutlich geringer.

* Institut für Bodenkunde und Standortslehre, Universität Hohenheim, 70593 Stuttgart

Bei dem Verwitterungsexperiment der Einfach-Extraktion mit der niedrigeren Temperatur (10 °C) und einer 6 monatigen Ablaufzeit wurden geringere Massenverluste im Vergleich zu den Modellexperimenten mit der hohen Temperatur (100 °C) festgestellt. Trotzdem treten bei Elementen wie Ca, Mg und Mn in dieser kurzen Zeitspanne bereits gut meßbare Elementkonzentrationen in der Lösung auf. Diese Reaktionszeit wurde bisher für den Verwitterungsablauf im Boden als noch nicht relevant betrachtet. Es ist bemerkenswert, daß in dieser Versuchsreihe zuerst die gleichen Elemente in dem Extrakt auftreten wie bei den Experimenten mit der Temperatur über 100 °C (Abb. 1).

Aus der Abbildung 1 sind die herausgelösten Calcium- und Magnesiumgehalte aus dem Buntsandstein und Granit im Laufe der Versuchszeit zu ersehen. Sowohl bei Einfach-Extraktion als auch Säuretropfen-Extraktion ist die Elementherauslösung vom Ausgangsgestein und vom pH-Wert abhängig. Dort, wo durch permanente Säurezufuhr immer höhere Protonen-Aktivitäten zur Verfügung stehen, geht die Verwitterung, die Veränderung der Mineralzusammensetzung und die Elementherauslösung wesentlich schneller vor sich, als dort, wo die Säure erst teilweise verbraucht wird bis wieder Säure zugegeben wird.

Niedrige Aluminiumwerte, die in den Extrakten bei pH 4 und 5 auftreten, können durch die Neubildungen in Form von weißen Niederschlägen auf den Feldspäten an den Würfeloberflächen und durch Tonmineralneubildungen erklärt werden. Die Eisen-, Magnesium- und Mangankonzentrationen bei pH 4 und 5 gehen bis zur Nachweisgrenze zurück. Die niedrigeren Fe-Konzentrationen in der Lösung bei pH 6,5 und 5 sind durch die direkten krustenartigen Neubildungen von Fe-Oxiden und -Hydroxidneubildungen auf Biotitmineralen zu begründen. Diese Krusten sind am Rasterelektronenmikroskop deutlich sichtbar und die EDAX-Analysen haben starke Eisen-Peaks, schwächere Silicium- und Aluminium-Peaks, die sicherlich vom Rest der darunter liegenden Minerale herrühren.

Aus den morphologischen Untersuchungen an den Granitwürfeln und im Vergleich der Gesteine untereinander wurde am Binokular und Rasterelektronenmikroskop (REM) folgendes festgestellt:

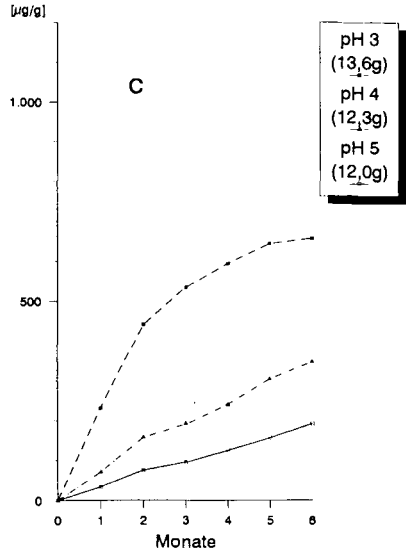
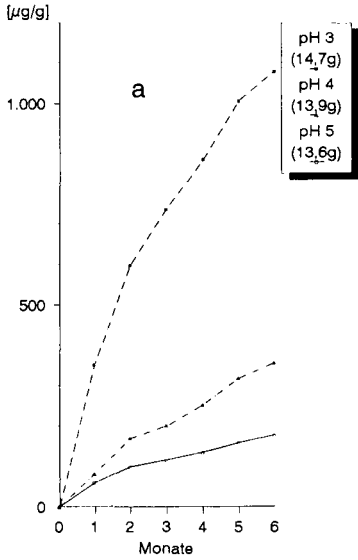
- Die gesteinsbildenden Minerale an den unbehandelten Granitwürfeln sehen sehr frisch aus und es konnten keine Neubildungen weder am Binokular noch am REM festgestellt werden. Es kommen aber durch hydrothermale Beeinflussung kaolinitisierte Feldspäte vor.

- Verwitterungserscheinungen in Form von dünnem, weißem Niederschlag auf Feldspäten und braune Eisenoxidausscheidungen auf Biotitmineralen bei pH 5 sind unter dem Binokular sichtbar. Die Eisenausscheidungen zeigen unter dem REM krustenartige Strukturen, die mit dem EDAX sehr hohe Eisengehalte aufweisen. Die Glimmer im Granit sind titanhaltig. Durch die intensive Verwitterung des Glimmers entstanden strahlenförmige, nadelige Strukturen, die bei den EDAX-Analysen starke Ti-Peaks aufzeigen. Nach der Kristallstruktur und den EDAX-Befunden können die nadeligen Minerale für Titanoxide gehalten werden.

- Bei pH 4 sind ebenfalls noch Mineralneubildungen auf Feldspäten und Glimmern zu finden. Sie sind jedoch nicht so häufig wie bei pH 5.

- Bei pH 3, vor allem in der Säuretropfen-Extraktion, sind keine Mineralneubildungen auf den Glimmern und den Feldspäten weder am Binokular noch am REM zu beobachten. Auf Glimmer-

Ca



Mg

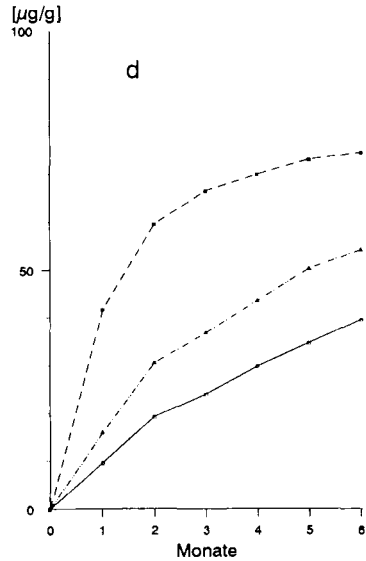
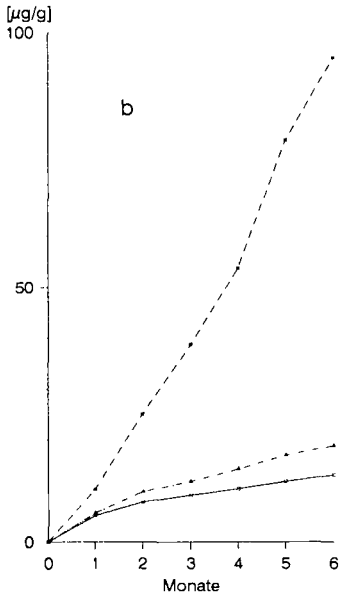


Abb. 1: Ca- und Mg-Freisetzungen aus dem Bärhaldegranit (a und b) und aus dem Oberen Buntsandstein (c und d) der Einfach-Extraktion bei Raumtemperatur (10 °C).

mineralen sind keine direkten Eisenausscheidungen mehr zu sehen. Die Glimmer kommen frisch oder zersetzt vor. Die Feldspäte haben stellenweise raue Oberflächen oder entlang der Spaltflächen tiefe Krater. Es kann vermutet werden, daß das Calcium aus den anorthitreicheren Lamellen der Mischkristalle herausgelöst wurde, und der Rest sind Albitlamellen, die noch erhalten blieben. Bei weiterer Säurebehandlung werden Natrium und andere Kationen aus dem Kristallgitter herausgelöst, und das Mineral bricht zusammen.

- Aus den Beobachtungen an den Proben im Bsh-Horizont des Podsols Schluchsee ergaben sich ähnliche Befunde. Im Aeh-Horizont des Podsols wurden sehr tiefe Zersetzungen an den Feldspatoberflächen beobachtet und keine Neubildungen gefunden. Dies ist sicherlich mit der Versauerung im Oberboden zu begründen. In Horizonten mit pH-Werten deutlich unter 4 sehen die Feldspäte und die Glimmer entweder frisch aus oder haben tiefe Lösungskrater und Höhlungen. In Unterböden mit dem pH über 5 sieht es anders aus, dort treten verstärkt kaolinitisierte Feldspäte und Tonmineralneubildungen auf Glimmern auf (STAHR et al., 1993).

- Oberflächenveränderungen, Mineralneubildungen und -zersetzungen sowie deren Interpretation an Gesteinswürfeln aus oberem Buntsandstein führten bisher zu keinem Ergebnis. Hier ist der Anteil bereits verwitterter Minerale und stabiler Komponenten für eine Diagnose zu hoch.

LITERATUR

- FEGER, K.-H. (1993): Bedeutung von ökosysteminternen Umsätzen und Nutzungseingriffen für den Stoffhaushalt von Waldlandschaften. Freiburger Bodenkdl. Abhandlungen, **31**, 237 S.
- FURRER, G. (1991): Theorie der Bodenversauerung: Das Zusammenspiel verschiedener Ursachen. Bulletin der Bodenkdl. Gesellsch. der Schweiz **15**, S. 5-18.
- REUSS, J.O. & JOHNSON, D. W. (1986): Acid deposition and the acidification of soils and water. Ecological Studies **59**, Springer-Verlag, 119 S.
- STAHR, K.; FEGER, K.-H.; ZAREI, M. & PAPENFUSS, K.-H. (1993): Estimation of actual weathering rates in small catchment on Bärhalde Granite (Black Forest, SW-Germany). Transact 9. Clay conf. Adelaide S-Australien (im Druck).
- STAHR, K.; ZAREI, M. & PAPENFUSS, K.-H. (1993): Beziehung zwischen Verwitterungsmilieu und Morphologie von Feldspäten in sauren Waldböden des Schwarzwaldes. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkdl. Gesellsch., **72**, S. 1403-1406.
- ULRICH, B.; MAYER, R. & KHANNA, P. K. (1979): Deposition von Luftverunreinigungen und ihre Auswirkungen im Solling. Schriften aus der Forstl. Fak. der Uni. Göttingen u. d. Niedersächs. Forstl. Versuchsanstalt, **58**, 290 S.; Frankfurt/M.
- ZAREI, M.; STAHR, K. & PAPENFUSS, K.-H. (1992): Die Verwitterung von Granit im sauren Milieu: Ein Modellexperiment mit Modifikationen. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkdl. Gesellsch. **68**, S. 309-312.

Gehalte und Bindungsformen von Schwermetallen in Böden und ihren Ausgangsgesteinen

von

Zauner, G. und K. Stahr*

Die Untersuchung von 180 Gesteinsproben aus dem Jura und Keuper Südwestdeutschlands (ZAUENER et al. 1993) führte zu einigen Sedimentschichten, die Böden mit hohen geogen bedingten Schwermetall(=SM)gehalten bilden können. Durch einen Vergleich solcher Böden mit ihren Ausgangsgesteinen wurde folgenden Fragen nachgegangen: Wie werden Gehalte und Bindung von SM in Gesteinen durch Bodenbildung verändert? Wann, wie und wie genau lassen sich in Böden anthropogene SM-Anteile von geogenen abgrenzen? Welche ökologische Bedeutung haben hohe geogen bedingte SM-Gehalte in Böden? Die SM-Bindungsformen wurden durch chemische Fraktionierung charakterisiert. Die SM-Gehalte wurden als gemeinsame Basis auf karbonat- und humus-freies Gesteins- bzw. Bodenmaterial (=KHM) bezogen. Möglichkeiten und Probleme dieser Betrachtungsweise werden an einer Auswahl von fünf SM und zwei Boden/Ausgangsgesteins-Kombinationen dargestellt (Abbildung):

Der Subfukatenoolith (=SuO) des braunen Jura 82 wurde an einem Tagaufschluß in der Nähe der eisenreichen Braunerden beprobt. Diese beiden Böden sind auf einer Vererbnungsfläche des SuO entstanden. Das Hangzugwasser des unteren Bodens stammt überwiegend aus ebensolchen Böden des SuO.

Die wß-Schwammkalke wurden mit zwei Strategien beprobt, um die (nicht mehr vorhandenen) bodenbildenden Kalke zu erfassen: 1.: Auswahl von verschiedenen Kalken aus Cv-Horizonten der näheren Umgebung zur Erfassung der SM-Spannbreite. 2.: Auswahl von Steinen aus Horizonten der Rendzina. Ziel: Möglichst enge räumliche Nähe zum Boden. Problem: Eventuell Selektion schwerer verwitterbare Kalke mit verschobenem SM-Spektrum durch Bodenbildung.

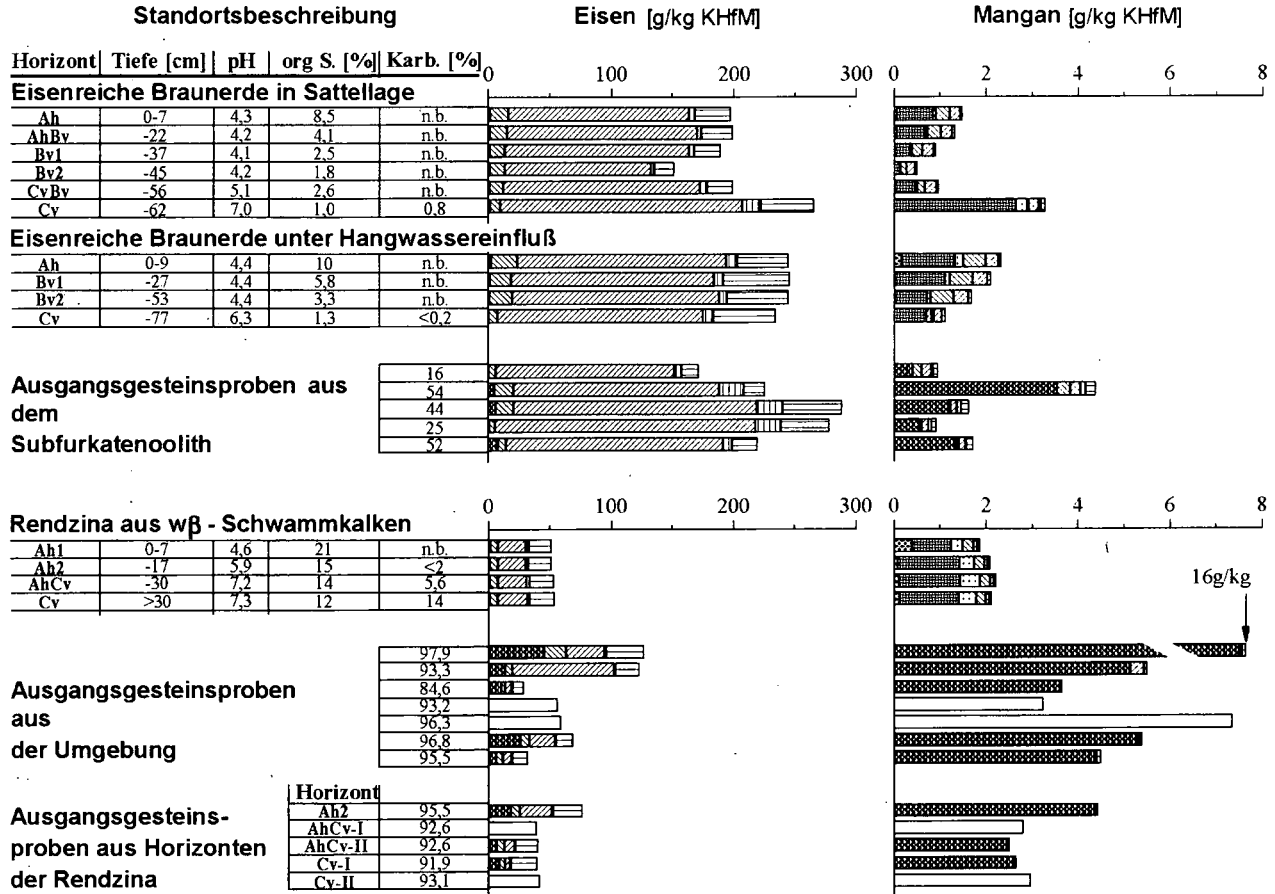
Methoden: SM-Fraktionierung Böden: Verwendung luttrockener Feinerde, ähnlich ZEIEN & BRÜMMER (1989); 1. Fraktion: 1m NH₄-Acetat / pH6 ⇒

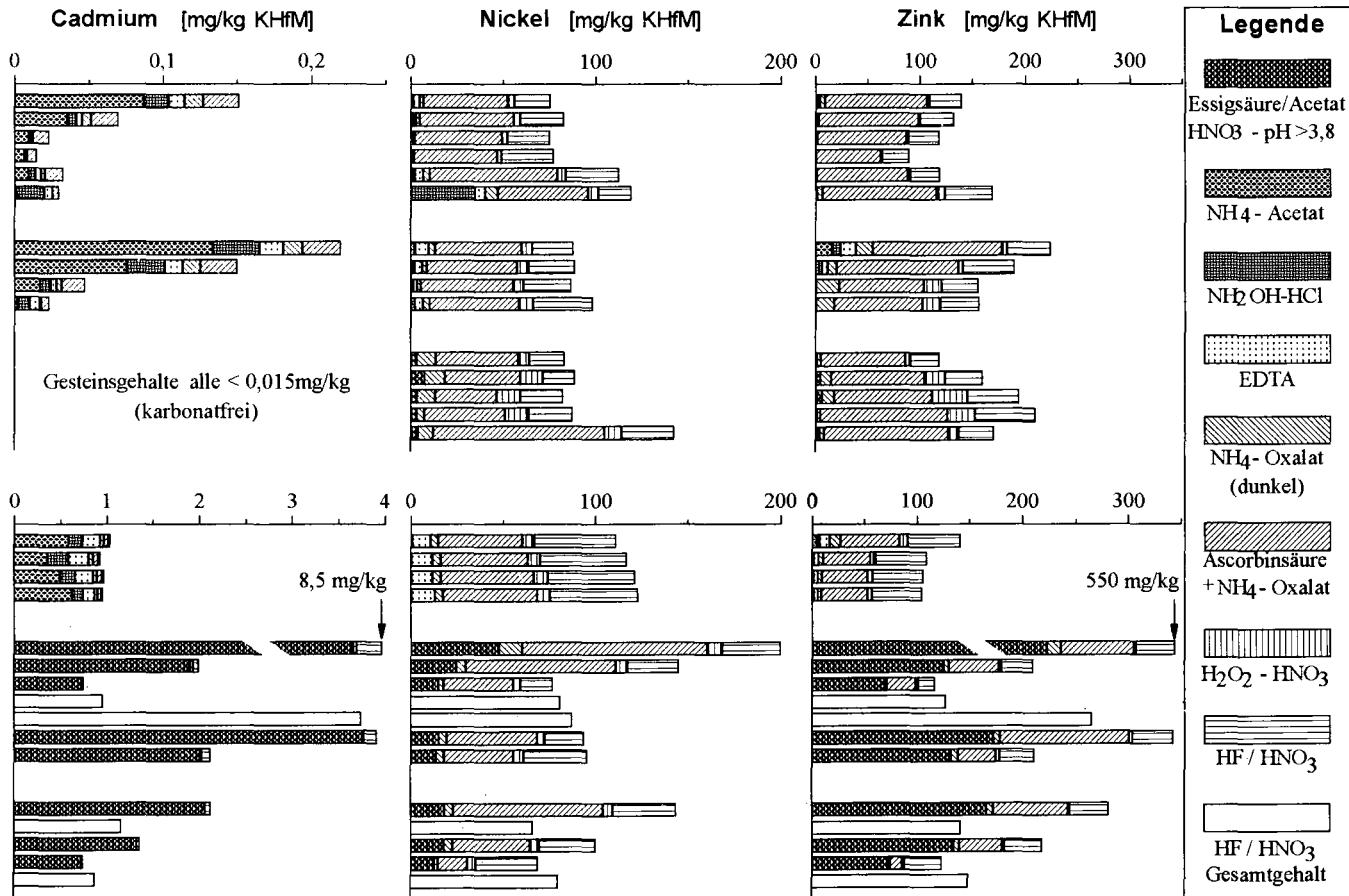
mobile und mobilisierbare SM. 2. Frakt.: 0,1m NH₂OH-HCl / pH6 ⇒ an Manganoxide gebundene SM. 3. Frakt.: 3 x 0,025m EDTA - pH4,6 ⇒ an organische Substanzen gebundene SM. 4. Frakt.: 0,2m NH₄-Oxalat/Oxalsäure / pH3,2 / dunkel ⇒ an schlecht kristalline Fe-Oxide gebundene SM. 5. Frakt.: 0,1m Ascorbinsäure + 0,2m NH₄-Oxalat/Oxalsäure / pH3,2 / 96°C (4 x bei eisenreichen Proben) ⇒ an gut kristalline Fe-Oxide gebundene SM. 6. Frakt.: H₂O₂/HNO₃ / pH2 / 85°C + NH₄NO₃/Essigsäure / pH2 (ähnlich TESSIER et. al. 1979) ⇒ an Sulfide und organische Substanzen gebundene SM. 7. Frakt.: HF/HNO₃-Druckaufschluß ⇒ Residualfraktion. SM-Fraktionierung Gesteine: Verwendung gemahlener Proben, Vereinfachung: Statt der ersten drei Fraktionierungsschritte Titration der Proben mit HNO₃ in Essigsäure/Acetat-Puffer bis pH3,8 ⇒ SM-Anteile, die bei Entkalkung der Gesteine mobilisiert werden können. Organische Substanz: 1,7 x (C_{ges} - C_{karb}) - Wösthoff. Karbonatgehalt Kalklösungsrückstand: Gesteine: CO₃-Zerstörung mit HCl in Essigsäure/Acetat-Puffer / pH>4,5 - Wägung Rückstandes. Böden: C_{karb} (Wösthoff) ⇒ CaCO₃.

Eisen: Im SuO und seinen Böden ist Fe überwiegend oxidisch gebunden ⇒ Fe-Oxide. In den Gesteinen sind deutlich höhere H₂O₂/HNO₃-lösliche Fe-Anteile als in den Böden. Mögliche Ursache: Sulfidische Bindung dieses Fe in der grauen Gesteins-Grundmasse, die in den Böden aufoxidiert wurde oder Lösung silikatischer Minerale bei pH2, die in den Böden bereits umgesetzt wurden (Problem mangelnder Extraktions-selektivität). Erkennbare Fe-Verluste in Sattellage betreffen vor allem die schwer extrahierbaren Fraktionen, diese puffern also die niedrig konzentrierten verlagerbaren. Die intensivste Auswaschung findet dabei in den tieferen aber noch sehr sauren Horizonten statt (dort hohe Mobilisierungsintensität wegen saurer Reaktion und Wasser: Redox, Transport). Schlecht kristalline Fe-Oxide können in tiefen, ± reduzierten Horizonten durch die Probentrocknung erhöht sein: Einschränkung der Interpretationsmöglichkeiten. In den wß-Kalken sind bedeutende Fe-Anteile im Karbonatgitter gebunden, deren Schicksal während der Bildung der Rendzina wegen der hohen Variabilität in den Ausgangskalken nicht geklärt werden kann.

* Institut für Bodenkunde und Standortslehre, Universität Hohenheim, 70593 Stuttgart

Abbildung: Schwermetallgehalte von Böden und ihren Ausgangsgesteinen, bezogen auf karbonat- und huminstreies Material (=KHF_M)





Mangan ist im *SuO* überwiegend karbonatisch gebunden. Auch bei beschränkter Extraktionsselektivität der ersten Gesteinsfraktion wird dies durch die Korrelation dieser Mn-Anteile zu den Karbonatgehalten ($r = 0,8$) deutlich. Auch die Residualfraktion der Gesteine ist von Umsetzungen betroffen. Deutung: Kristallgitter Mn-haltiger Silikate wird durch die (pedogen leicht ablaufende) Oxidation des Mn instabil. Karbonatisch gebundenes Mn des Gesteins erscheint in den Braunerden in der Mn-Oxid-, organische Substanz- und Fe-Oxid-Fraktion. Deutliche Auswaschungsverluste an Mn sind in Sattellage zu sehen. In Hanglage sind mögliche Verluste (müßten wegen niedrigerem Redoxpotential eher höher sein) durch Mn im Hangzugwasser mindestens teilweise kompensiert. In den *w β -Kalcken* ist Mn fast vollständig karbonatisch gebunden. Die Umwandlung der Bindungsformen bei der Entwicklung der Rendzina erfolgte ähnlich wie oben beschrieben. Auswaschungsverluste sind hier jedoch schon bei Entkalkung offensichtlich (unter der Annahme, daß die Gesteine unverzerrt beprobt wurden). Weitere Mn-Verluste bedingt durch Versauerung sind erkennbar.

Cadmium ist im *SuO* nicht nachweisbar ($<0,015$ mg/kg) und stammt somit in den Braunerden überwiegend aus anthropogenen Immissionen (30 mg Cd/m² in Sattellage bzw. 60 mg Cd/m² unter Hangwassereinfluß). Cd zeigt seine bekannte, relativ hohe Mobilität. Möglicherweise sind schon Auswaschungsverluste in Sattellage zu verzeichnen, die in Hanglage mindestens teilweise durch Cd im Hangzugwasser kompensiert werden. In den *w β -Kalcken* ist Cd überwiegend karbonatisch gebunden und erscheint in der Rendzina in relativ leicht mobilisierbaren Fraktionen. Die hohen Bodengehalte sind also pedogen erklärbar und verhindern den Nachweis einer ubiquitären anthropogenen Komponente. Auch hier scheinen Auswaschungsverluste schon bei Entkalkung möglich. Ebenso scheint die Cd-Residualfraktion der Kalke von Umsetzungen betroffen.

Nickel: Es wurde im *SuO* mehr Dunkel-Oxalat-Ni bei eher weniger Dunkel-Oxalat-Fe gemessen als in seinen Böden. Möglicherweise wurde bei der 1. Fraktionierung ein Teil des leicht mobilisierbaren Gesteins-Ni nach Lösungsfreisetzung an den Fe-Oxiden readsorbiert. Für die Gesamtgehalte der Böden sind innerhalb der Gehaltsvariabilitäten der Ausgangsgesteine keine Auswaschungsverluste feststellbar. Die mobilen Fraktionen zeigen aber ein ähnliches Muster wie die Gesamtgehalte der mobileren Elemente Cd, Mn und Zn und belegen so geringe Auswaschungsverluste. Deutliche, leicht mobilisierbare Ni-Anteile der *w β -Kalcke* ($\approx 1/5$, karbonatisch gebunden?) gehen hauptsächlich (genauere Angaben wegen Variabilität nicht möglich) in die

EDTA-extrahierbare Bodenfraktion über. Geringe Auswaschungsverluste auf Kosten der kristallinen-Fe-oxidischen Fraktion sind in Abhängigkeit von der Versauerung zu erkennen: Pufferung der verlagerbaren Fraktionen.

Zink ist im *SuO* überwiegend Fe-oxidisch gebunden. Fe-Ooide verursachen also die hohen Bodengehalte. Die Residual- und die gut-kristallin-Fe-oxidische Fraktion pausen sich \pm unbeeinflußt auf die Böden durch. Die H₂O₂-Fraktion der Gesteine ist in den durchoxidierten Bodenhorizonten fast verschwunden; Sulfidische Bindung oder beschränkte Extraktionsselektivität. Zn-Verluste in Sattellage betreffen vor allem die oxidische Fraktion; Pufferung der verlagerbaren Fraktionen. Zn im Hangzugwasser führt zu relativ hohen mobilen bzw. leicht mobilisierbaren Zn-Anteilen im unteren Boden. Die hohen Dunkeloxalat-Ni-Anteile in den unteren Horizonten dieses Bodens sind möglicherweise bei der Probentrocknung entstanden. In den *w β -Kalcken* sind bedeutende Zn-Anteile ($\approx 1/2$, karbonatisch gebunden?) bei der Entkalkung mobilisierbar und werden offensichtlich zum größten Teil ausgewaschen, während sich die Residual- und die oxidische Fraktion \pm unbeeinflußt auf die Rendzina durchpausen. Der höhere Zn-Gehalt im Ah1 ist kann anthropogen bedingt sein.

Schlußfolgerungen: Durch Bezug auf karbonat- und humusfreie Basis lassen sich geogene Grundgehalte von Böden aus ihren Ausgangsgesteinen abschätzen. Die Güte der Schätzung wird dabei durch die Gehaltsvariabilität in den Gesteinen begrenzt. Diese Bodengehalte können durch weitere pedogenetische Prozesse verändert werden. Bei der Entkalkung freigesetzte Elemente zeigen elementspezifisches Verhalten. Bei der Bodenbildung aus Kalksteinen kann die Residualakkumulation karbonatisch gebundener SM-Anteile unvollständig also mit Auswaschungsverlusten verbunden sein. Auch relativ fest gebundene SM-Fraktionen können an der SM-Dynamik beteiligt sein. Mindestens diejenigen SM-Anteile, die nicht geo- oder pedogen erklärbar sind, müssen anthropogener Belastung zugeschrieben werden. Die Untersuchung von Catenen kann hierbei hilfreich sein. Auch SM geogenen Ursprungs können zu bedeutenden Anteilen in relativ leicht mobilen/mobilisierbaren Fraktionen vorliegen.

TESSIER A, CAMPBELL P G C, BISSON M (1979) Sequential Extraction Procedure for the Speciation of Particulate Trace Metals. Analytical Chemistry 51:844-851.

ZAUNER G, PAPENFUß K H, JAHN R, STAHR K (1993) Gesteine als Quelle von Schwermetallen in Böden. Mitt Deutsch Bodenk Ges 72:477-480.

ZEIEN H, BRÜMMER G (1989) Chemische Extraktionen zur Bestimmung von Schwermetallbindungsformen in Böden. Mitt Deutsch Bodenk Ges 59/1:505-510.

MITTEILUNGEN
DER
DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

Referate und Posterbeiträge

Sitzung Kommission II

"Modellierung bodenchemischer Prozesse"

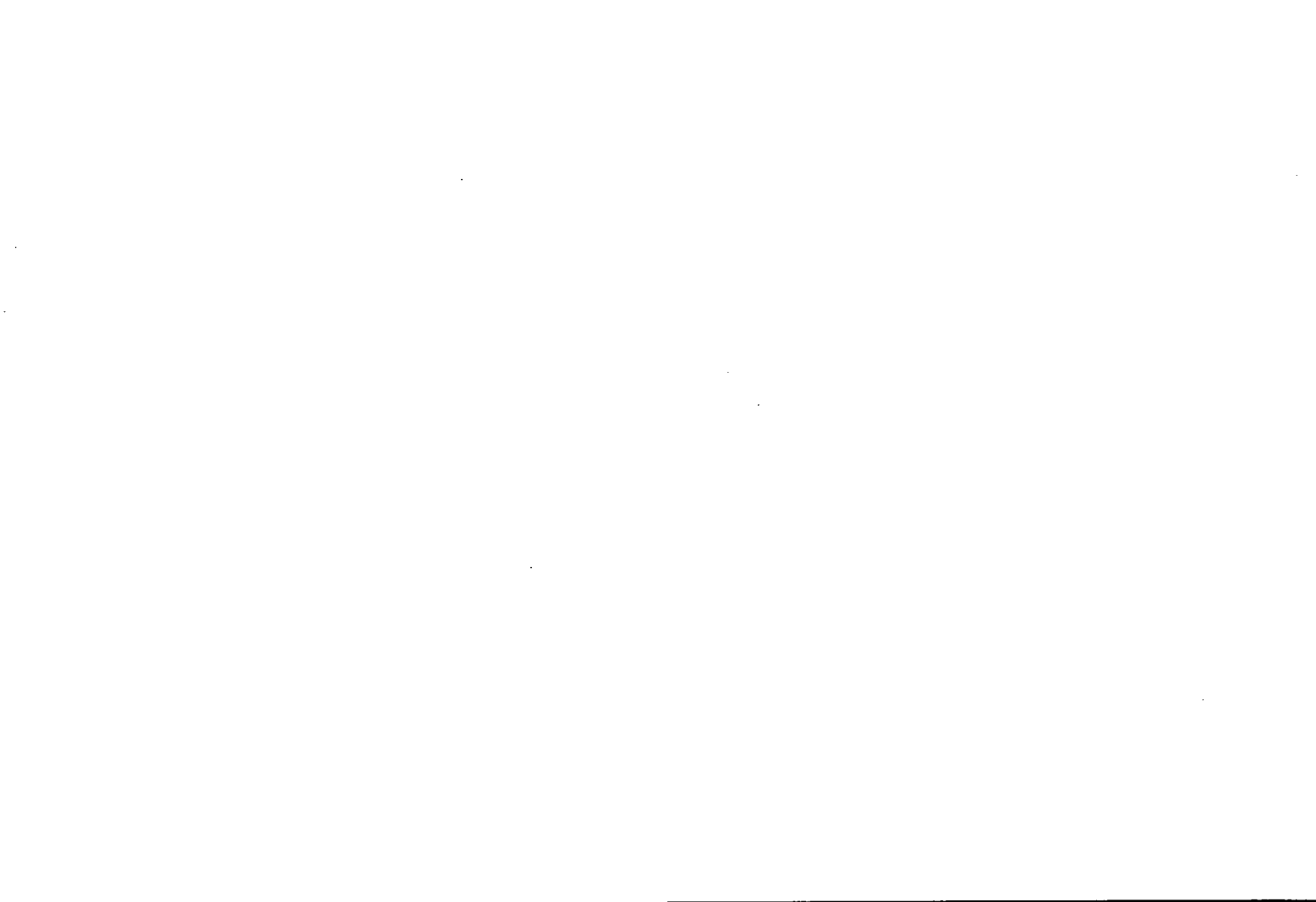
am 6. und 7. Oktober 1994

in

HANNOVER

Band 74

1994



**Modelling Metal Ion binding to humic substances:
Application to field conditions**

von

van Riemsdijk, W.H. und M.F. Benedetti*

Natural organic matter in soils plays an important role in many respects. In the field of environmental chemistry, ion-binding and sorption of organic contaminants are important processes. In order to understand the basic behaviour of soil organic matter it is of interest to isolate and purify certain fractions of soil organic matter and study their behaviour in detail. The most studied fractions are the humic acids and the fulvic acids. Humic and fulvic acids are mixtures of complex molecules. Several well known (soil) chemists (e.g. 1-7) have studied many aspects of these type of molecules. Although metal ion binding to humic substances has been studied for quite some time it is still not fully understood.

The basic charging reaction of humics arises primarily from dissociation of various carboxylic and phenolic type groups. This charge creates an electrostatic potential which will affect the ion binding and vice versa. The molecules can change in size and shape as a function of the variation in charge and potential. These conformational effects may also affect the ion binding. In contrast with metal(hydr)oxides it is for humic and fulvic acids not possible to describe the observed charging behaviour using a few discrete intrinsic proton affinity constants in combination with a double layer model. Compared to metal(hydr)oxides the behaviour appears to be much more strongly influenced by chemical heterogeneity and to a lesser extent by electrostatic effects. It is of interest to analyze the heterogeneity in more detail, because of its relatively strong effect on the ion binding. For a mono-component binding process it is possible to derive the affinity distribution from the binding data (8,9). For humic and fulvic acids only proton binding in the presence of monovalent counter ions like sodium or potassium can be treated as a (pseudo) mono-component system. Conductivity measurements indicate that these type of counter ions are predominantly non-specifically bound in the diffuse double layer of the natural organic acids (10). Binding of protons can be measured accurately by means of a computer controlled titrator (11, 12). The affinity distribution can be obtained from such measurements using heterogeneity analysis techniques (9,13-16).

*Department of Soil Science and Plant Nutrition, Wageningen Agricultural University,
POB 8005, NL-6700 EC Wageningen, The Netherlands.

A detailed description of the application of such techniques to obtain proton affinity distributions for humic substances is given by Nederlof et al. (9). The proton affinity distribution obtained is a function of the salt level for which the proton binding is studied if no correction is made for electrostatics. In principle a complete affinity distribution can be obtained if accurate binding data are available going from full protonation to full deprotonation. Unfortunately, in practice, a complete affinity distribution cannot be obtained due to experimental limitations at very low pH and very high pH.

The proton affinity distributions that can be derived from data sets, which cover a limited pH range, show only one rather broad peak. The position of this peak varies between $\log K_H = 3$ and $\log K_H = 4$ (17). These values correspond with affinity constants that are representative of carboxylate groups. A second peak can be seen in the affinity distribution based on acid-base titration data that have been extended to high enough pH values. The second peak is centred somewhere between $\log K_H = 8$ and $\log K_H = 10$ (9,12,17). The two peaks are most clearly resolved from the data set of Milne et al. (12) as is shown in fig. 1.

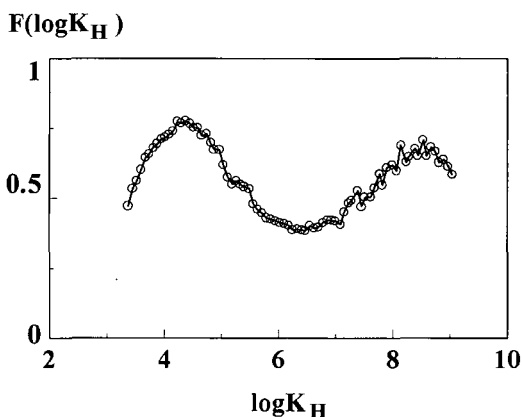


Fig.1: The proton affinity distribution of a humic acid as derived from acid/base titration data (measured at 0.1M KNO₃).

Based on the heterogeneity analysis one can select a model to represent the proton binding behaviour. In literature two approaches can be found. Those who are in favour of representing the system as a set of discrete ligands, and those who favour the use of a binding model that is based on a continuous affinity distribution. Considering the smooth and wide distribution that is shown in fig. 1 the choice of a model that is based on a continuous distribution seems logical. However, a set of discrete ligands can also be used to model the behaviour. The latter has the disadvantage that the number of model parameters easily "explodes". A combination of two LF equations is required

if the distribution shows two broad peaks. With a bimodal LF equation an excellent description of the measured proton binding data to humics can be given (9). The analysis of experimental results shows that the proton binding to humics and fulvics can only be understood if the strong chemical heterogeneity is taken into account. The challenge is now to extend the approach to pH dependent metal ion binding.

The first type of extension of the mono-component LF equation into an analytical competitive binding equation has been made by assuming that for a particular heterogeneous substrate the shape of the affinity distribution for different adsorbing species is the same for all species (8). The difference between the adsorbing species is the value of $\log K_i$. Although this approach is an important step forward, it does not lead to a really satisfactory description of pH dependent metal ion binding to humic substances (18,19). The use of the competitive LF equation in combination with the double layer model does not lead to a much better description.

Very recently (19) a second type of extension of the LF equation has been suggested in which the non-ideality of the adsorption process is incorporated explicitly. To illustrate this model we first consider the mono-component LF equation:

$$\Theta_{i,} = \frac{(\tilde{K}_i c_i)^m}{1 + (\tilde{K}_i c_i)^m} \quad (1)$$

where $\Theta_{i,}$ is the fractional coverage of the heterogeneous substrate with adsorbate i , \tilde{K}_i the peak position in the underlying distribution, m , the width of the distribution and c_i the concentration of i . When m_i is different for different adsorbing species extension of eq. (1) to the "classical" competitive LF equation is not possible, because this equation is based on congruent distribution functions. To solve this problem component specific non-ideality has to be incorporated. An elegant way to do this is by realizing that eq. (1) is also known as the (extended) Henderson-Hasselbach (HH) equation (20). The HH equation is used to describe ion binding to homogeneous polyelectrolytes (20,21). The exponent m is in that case due to lateral electrostatic repulsion. A combination of a Sips distribution of the heterogeneity with component specific "non-ideality" that conforms to a HH equation, results in an overall binding equation that has the same form as eq. (1) but the meaning of the exponent is different. Using n_i for the HH contribution and p for the contribution due to the surface heterogeneity, the new equation for monocomponent adsorption on a heterogeneous surface can be written as:

$$\Theta_{i,} = \frac{\{(\tilde{K}_i c_i)^{n_i}\}^p}{1 + \{(\tilde{K}_i c_i)^{n_i}\}^p} \quad (2)$$

The exponent p is considered to be a surface characteristic that is the same for all components. The non-ideality for humic and fulvic acids may be a combination of several factors like, electrostatic effects, component specific heterogeneity or conformational effects. The distinction of n_i and p may not be essential in case of mono-component binding, it is crucial in case of competitive binding to heterogeneous colloids.

Similarly as has been done for eq. (1), it is possible to extend eq. (2) to multicomponent competitive adsorption (18,19). The result is called the NICA (Non Ideal Competitive Adsorption) equation. The relative coverage of the heterogeneous substrate with species i is expressed by:

$$\theta_{i,} = \frac{(\tilde{K}_i c_i)^{n_i}}{\sum_i (\tilde{K}_i c_i)^{n_i}} \times \frac{\left\{ \sum_i (\tilde{K}_i c_i)^{n_i} \right\}^p}{1 + \left\{ \sum_i (\tilde{K}_i c_i)^{n_i} \right\}^p} \quad (3)$$

Eq. (3) reduces to the classical competitive LF equation if all n_i 's are set equal to one. The adsorption of a metal ion to a humic substance, considering the metal ion and the proton to be in competition for the same sites can be derived from eq. (3) and equals,

$$Q_M = Q_{MAX} \frac{(\tilde{K}_{MC_M})^{n_M}}{(\tilde{K}_{MC_M})^{n_M} + (\tilde{K}_{HC_H})^{n_H}} \times \frac{\left\{ (\tilde{K}_{MC_M})^{n_M} + (\tilde{K}_{HC_H})^{n_H} \right\}^p}{1 + \left\{ (\tilde{K}_{MC_M})^{n_M} + (\tilde{K}_{HC_H})^{n_H} \right\}^p} \quad (4)$$

where Q_M is the moles of metal bound per unit amount of substrate and Q_{MAX} is the total number of sites in moles per unit amount of substrate. The term $(K_{H,C_H})^{n_H}$ is a constant if metal ion binding is studied at a constant pH. In the limit for very low metal ion concentrations $(K_{M,C_M})^{n_M}$ will be much smaller than $(K_{H,C_H})^{n_H}$. Eq. (4) reduces under these conditions to a simple Freundlich type equation;

$$Q_M = K_F C_M^{n_M} \quad (5)$$

where K_F is a conditional constant because it depends on the pH. Other factors that affect K_F are the binding maximum Q_{max} the average affinity constants K_n and K_m and the exponents n_H , n_M and p . According to eq. (5) the value of n_M can be derived relatively easily from experimental information, by measuring the limiting slope at low metal ion activities of a log-log plot of the bound metal versus the free metal ion concentration. This is done preferably at relatively low pH to ensure that the conditions that are required to allow for the reduction of eq. (3) to eq. (5) are as closely as met possible. A simple limiting equation can also be derived for the shift of the curve of a Freundlich plot at constant (low) amount of metal bound as a function of pH:

$$\Delta pM = - \frac{n_H (p-1)}{n_M} \Delta pH \quad (6)$$

The conditions that are required for eq. (6) to hold are very low concentration of free metal and not too low pH values ($K_M c_M^{n_M} \ll (K_H c_H)^{n_H}$ and $(K_M c_M)^{n_M} \ll 1$). Eq. (6) illustrates the complexity of the pH-dependence of the metal ion binding, even under limiting conditions. From measurements of metal ion binding measured for different (constant) pH value an estimate can be obtained of the term n_H (p-1) from the Freundlich plot, once n_M has been estimated from the limiting slope. The individual values of p and n_H can be estimated from eq. (6) if the proton binding behaviour of the heterogeneous substrate has been analysed separately. Such an analysis gives the product of p and n_H (see eq. (2), which is equal to m_H (see eq. (1)). The value of p and n_H can still be estimated graphically if no proton data are available by making an assumption on the value of m_H . The value of m_H for the carboxylic acid type groups of humic and fulvic acids is typically around 0.45 ± 0.10 (19).

Koopal et al. (19) have applied the NICA model to describe the pH dependent cadmium binding to fulvic acids at 0.1 M KNO_3 as measured by Saar and Weber (22). The constants obtained for $\log \tilde{K}_M$ and, Q_{max} and m_H are in close agreement with the typical values of these parameters as determined by De Wit et al. (17) for various humic and fulvic acids. The model gives an excellent representation of the data. Also the calculated shift of the Cd-binding curves from pH 5 to pH 6 corresponds quite well with eq. (6) at low pM. Results by Koopal et al (19) also showed that the classical competitive LF (CCLF) model does not give a satisfactory description of this data set. The slope of the curves is not correctly reproduced nor does it give the correct pH dependence. Moreover, the fitting parameter that is obtained for K_M is two orders lower than what is expected to be realistic.

The NICA model has also been applied to an extensive data set of proton binding, and pH dependent metal ion binding to a purified peat humic acid (PPHA) (23). Metal ion binding data are available for calcium, cadmium, copper and lead for a range of metal activities between $\text{pM} = 2$ and $\text{pM} = 14$ and a wide range of pH-values. These results show that the phenolic proton groups (the second peak in fig. 1) may also contribute significantly to the metal ion binding, depending on the conditions and the metal ion. This requires a bimodal NICA model. Most data can be described very well with the model using the same parameter p for all ions that bind to the humic acid. The ion specific non-ideality exponent n_i for the first peak is similar for Ca, and Cd ranging from 0.73 to 0.78. For copper a somewhat smaller value is obtained, 0.52. This strong non-ideality indicates that the more usual assumption of ideality may not lead to satisfactory predictions of bioavailability of copper under natural conditions. The average affinity constants for Cd, and Cu for the first peak are not very different $\log K_M = 3.2 \pm 0.3$. However, for the second peak $\log K_M$ for Cu is higher (8.5 ± 0.5), whereas the same value for cadmium and calcium are much lower (2

to 4). This suggests that the higher affinity of copper for humic acids may be partially caused by the fact that these ions are capable to compete relatively effectively with protons bound to sites that have a high proton affinity (second peak), whereas cadmium and calcium hardly bind to these groups, unless they are already dissociated.

A good test for such a model is its ability to describe the behavior of metal binding in real environmental systems. In such systems, the metal ion binding to organic matter depends on pH, salt levels, the concentrations of ions that compete for binding sites and the overall loading of the system. These factors vary widely in the environment. Copper binds particularly strongly to natural organic matter and therefore this binding is believed to regulate its bioavailability. The natural concentrations of free copper vary widely and are 10^{-15} M for lake water or sea-water (24) to 10^{-8} M for slightly polluted slightly acid soils (25). Moreover, the loading of the natural organic matter of both systems is different: 10^{-8} M/l total copper leading to 3.2 mmolCu/kg humic substance for a lake having a pH = 8 and 3.5mg.l DOC (24); the soil is a loamy sand with coarse gravel with a copper loading of 17.8 mmolCu/kg humic substance (25).

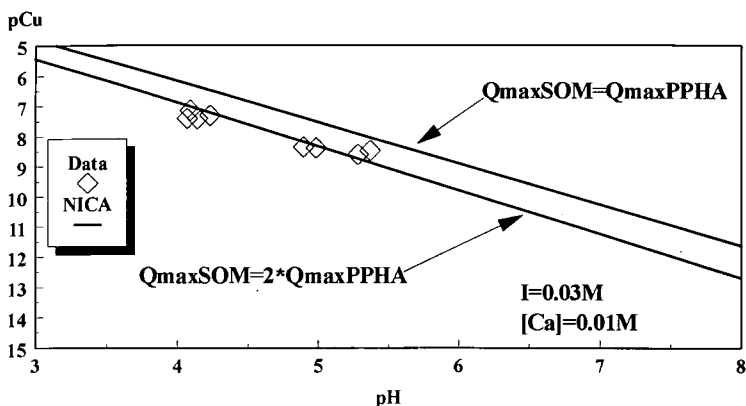


Figure 2: Free copper activity (pCu) as a function of pH for a Dutch soil in the presence of 0.01M CaCl₂. The organic matter content (1.6%) of the soil is used as an estimation for the humic acid content.

The NICA approach is tested using the parameters derived by Benedetti et al (23) for the model substance (PPHA). The free copper concentration and pH in equilibrium with the soil measured in 0.01M CaCl₂ are compared with the model lines (Fig. 2). The salt level is different from the calibration conditions, but salt levels have small effects on metal binding to humic acids (Benedetti et al in prep). The bimodal NICA model gives a very good description of the data provided that the Q_{max} values of the soil organic matter (Q_{maxSOM}) are adjusted compared to the humic acid ($Q_{maxPPHA}$). It is well known that the cation exchange capacity of natural organic matter can vary

as a result of differences in humic fractions. The reactivity of peat organic matter is generally lower than soil organic matter. Thus it is realistic that the Q_{maxSOM} is found to be higher than $Q_{maxPPHA}$ (Fig. 2). The free copper activity that would occur for the soil at pH 8 is predicted to be in the range of 10^{-13} M to 10^{-12} M. The lake water which has a pH of 8 has a free copper concentration that is a factor 100 to 1000 lower (around 10^{-15} M). This large difference is caused mainly by two factors: the Ca competition since in the lake water the calcium concentration is much smaller ($[Ca]=3\text{mmol/l}$) and the copper loading of the natural organic matter. The model also gives an excellent estimation of the free copper activity for the lake water when the appropriate conditions are used in the model calculation.

These results show that purified humic material can be used successfully as model compound for natural organic matter. The NICA model is shown to give reliable estimations for copper activity in natural systems that vary widely in pH (4 to 8) and pCu (8 to 15). Micronutrient deficiency and toxicity are believed to be related to the free aquo ion concentration rather than the total metal concentration. Hence, high quality measurements made at the concentration range relevant in the field (10^{-15} M to 10^{-8} M) are needed. Only few research groups have the required expertise. Thus, the approach developed here could be used to interpret the bioavailability of metal ions via prediction of the free aquo ion concentration using simple measurements like total metal concentration, organic matter content and pH.

Literature Cited.

1. Stevenson, F.J. 1982. Humus chemistry: Genesis, composition and reactions. Wiley and Sons, 443pp.
2. Flaig, W.J.A. 1988. In: *Humic substances and their role in the environment*. F.H. Frimmel and R.F. Christman (Eds) Life Sciences Research Report 41: 75-93.
3. Hedges, J.I. 1988. In: *Humic substances and their role in the environment*. F.H. Frimmel and R.F. Christman (Eds) Life Sciences Research Report 41: 45-59.
4. Hayes, M.H.B., MacCarthy, P., Malcolm, R.L. and Swift, R.S. 1989. In: *Humic substances II. In search of structure*. M.H.B. Hayes, P. MacCarthy, R.L. Malcolm, and R.S. Swift (Eds). 689-735.
5. Swift, R.S. 1989. In: *Humic substances II. In search of structure*. M.H.B. Hayes, P. MacCarthy, R.L. Malcolm, and R.S. Swift (Eds). 449-467.
6. Schnitzer, M. 1978. In: *Soil Organic Matter*. M. Schnitzer and Khan S.U. (Eds) Elsevier, 1-64.
7. Buffle, J. 1988. Complexation reactions in aquatic systems: An analytical approach. Ellis Horwood series in analytical chemistry, 692pp.

8. Van Riemsdijk, W.H. and Koopal, L.K. 1992. In: *Environmental Particles*. J. Buffle and H.P. Van Leeuwen (Eds). Lewis, vol 1:457-488.
9. Nederlof, M.M., De Wit, J.C.M., Van Riemsdijk, W.H. and Koopal, L.K. 1993. *Environ. Sci. Technol.* 27:846-856.
10. Van den Hoop, M.A.G.T. 1994. Ph.D. dissertation. Agricultural University, Wageningen, The Netherlands 131pp.
11. Kinniburgh, D.G., Milne, C.J. and Venema, P. 1994. *Anal. Chim. Acta* (in press)
12. Milne, C.J., Kinniburgh, D.G., De Wit, J.C.M., Van Riemsdijk, W.H. and Koopal, L.K. 1994. *Geochim. Cosmochim. Acta* (in press).
13. Langford, C.H., Gamble, D.S., Underdown, A.W. and Lee, S. 1983. In: *Aquatic and terrestrial humic materials*. R.F. Christman and E.T. Gjessing (Eds). Ann Arbor Science, Chapter XI.
14. Roginsky, S.S. 1948. Adsorption catalysis on heterogeneous surfaces. Academy of Sciences U.S.S.R., Moscow (in Russian).
15. Rudzinski, W., Jagiello, J. and Grillet, Y. 1982 *J. Colloid Interface Sci.* 87:478-491.
16. Koopal, L.K. and Vos, C.H. 1985. *J. Colloid Interface Sci.* 104:87-95.
17. De Wit, J.C.M., Van Riemsdijk, W.H. and Koopal, L.K. 1993. *Environ. Sci. Technol.* 10:2014-202.
18. De Wit, J.C.M. 1992. Ph D dissertation. Agricultural University, Wageningen, The Netherlands 255pp.
19. Koopal, L.K., Van Riemsdijk, W.H., De Wit, J.C.M. and Benedetti M.F. 1994. *J. Colloid Interface Sci.* 166: 51-60.
20. Katchalski, A. and Spitnik, P. 1947. *J. Polym. Sci.* 2:432-443.
21. Mandel, M. 1970. *Eur. Polym. J.* 6:807-816.
22. Saar, R.A. and Weber, J.H. 1979. *Canadian Journal of Chemistry* 57: 1263-1268.
23. Benedetti, M.F., Milne, C.J., Kinniburgh, D.G., Van Riemsdijk, W.H. and Koopal, L.K. 1994. *Environ. Sci. Technol.* (accepted).
24. Xue, H. and Sigg, L. 1993 *Limnol. Oceanogr.* 38: 1200-1213.
25. Lexmond, T.M. 1980 *Neth. J. Agric. Sci.* 28: 164-184.

**Modellierung bodenchemischer Reaktionen auf
anthropogene Einflüsse unter Berücksichtigung der
Ergebnisse 10jähriger Waldschadensforschung**

von

Augustin, S.¹ und P. Schall²

Einleitung und Problemstellung:

Seit 1993 wird vom Umweltbundesamt ein Projekt zur Auswertung der Ergebnisse der Waldschadensforschung des Zeitraumes 1982 - 1992 gefördert. Innerhalb des Projektes sollen möglichst alle gewonnenen Erkenntnisse berücksichtigt und integriert werden. Dafür werden vorwiegend die Ergebnisse aus der Waldschadensforschung verwertet, aber auch aus der Grundlagenforschung und der empirisch/praktischen Forschung (z.B. Düngungsversuche). Es sind die Fachdisziplinen Forstbodenkunde, Pflanzenphysiologie, Bioindikation und Forstgenetik beteiligt; eine weitere AG beschäftigt sich mit der Integration der Ergebnisse mittels systemanalytischer Ansätze zu einem Simulationsmodell.

Bei den als 'Neuartige Waldschäden' bekannt gewordenen Symptomen hat man es, soweit bis jetzt bekannt, mit vielfältig rückgekoppelten und sich selbst verstärkenden Prozessen zu tun. Oft sind deren prinzipielle Zusammenhänge geklärt und einzelne Prozesse gut untersucht. Der Nutzen für Prognosezwecke wird jedoch dadurch eingeschränkt, daß vor- oder nachgeschaltete Prozesse nicht geklärt oder nur qualitativ bekannt sind. Ein weiteres Problem ist die Übertragbarkeit von Ergebnissen aus Laboruntersuchungen auf Freilandbedingungen, was auch ihre Integration in Modelle impliziert. Oft werden erst mit Hilfe dynamischer Computermodelle Kenntnislücken identifiziert, die zu weiteren Forschungen Anlaß geben. Das hier vorgestellte Bodenmodell ist Teil der Modellierungsanstrengungen.

Das Bodenmodell:

Allgemeine Anforderungen:

- ◆ Transparenz: Das Zusammenwirken der einzelnen Modellebenen soll überschaubar und nachvollziehbar sein.
- ◆ Anwenderfreundlichkeit: Handhabung auch für Anwender ohne Programmierkenntnisse.
- ◆ Ausgewogenheit: Prozesse auf allen Ebenen werden in der gleichen Genauigkeit/Ungenauigkeit dargestellt (well-balanced); die Prozeß-Auflösung soll der gewählten Raumskala angemessen sein.
- ◆ Erweiterungsfähigkeit: neue Prozesse sollen jederzeit in das Modell integriert werden können.

Allgemeine Modellannahmen:

- ◆ Mehrere Prozesse können durch aggregierte Parameter (lumped parameter) beschrieben werden.
- ◆ Der Boden besteht aus mehreren in sich homogenen Schichten (Horizonten).
- ◆ Es können mehrere Annahmen sich als 'richtig' erweisen, deshalb werden in einigen Bereichen mehrere zur Auswahl angeboten.

Aufbau:

Anforderungen und Annahmen bedingen folgenden Aufbau:

- ◆ Modularer Aufbau: die einzelnen Prozesse und Kompartimente werden als Modellbausteine eingegeben und können einzeln oder gekoppelt abgerufen werden.
- ◆ Der Anwender kann bestimmte Parameter oder deren Konstellationen innerhalb plausibler Grenzen selber verändern.
- ◆ Der Anwender kann den Ausgangszustand des Bodens und der Umwelt selbst definieren und damit einen Boden oder eine Depositionssituation seiner Wahl eingeben.
- ◆ Der Anwender kann in Grenzen seine Modellannahmen selbst bestimmen und testen, indem er zwischen mehreren Möglichkeiten wählt.

Das Modell läuft unter der Benutzeroberfläche WindowsTM auf PC und ist in VisualBasicTM programmiert.

1) Niedersächsische Forstliche Versuchsanstalt, Grätzlstr. 2, 37079 Göttingen

2) Consultant for Ecology and Modelling/Simulation, Thalhauser Str. 44, 85354 Freising

Erste Ergebnisse:

Ziel ist zunächst die Modellierung der Bodenlösungsschemie und aller wichtigen auf sie einwirkenden Einflußgrößen. Dazu gehören die Definition (die Programmierung) folgender Prozesse: (i) Carbonat-Puffer, (ii) Aluminium-Puffer, (iii) Kationenaustausch, (iv) Verwitterung, (v) Sulfatadsorption/-desorption, (vi) Stickstofftransformation, (vii) Perkolation (Transport in tiefere Schichten), (viii) Nährstoffaufnahme und (ix) Deposition. Im folgenden wird der Stand der Entwicklung der Module *Lösungs-pH*, *Kationenaustausch* und *Bodenchemisches Gleichgewicht* kurz vorgestellt.

1) Im Modul *Lösungs-pH*, das sich aus den Bausteinen Carbonat- und Aluminium-Puffer zusammensetzt, werden unter Berücksichtigung der Ladungsbilanz und in Abhängigkeit von der Säureneutralisationskapazität (ANC) (pH-ANC-Beziehung nach Warfvinge et al. 1993), die Konzentrationen folgender Ionen berechnet: Aluminium (1- und 2-wertige Aquokomplexe) und 3-wertiges freies Al, Protonen als pH, HCO_3^- und CO_3^{2-} . Die ANC ist definiert nach Reuss und Johnson (1986) als: $[\text{ANC}] = [\text{OH}^-] + [\text{R}^-] + [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] - [\text{H}^+] - 3[\text{Al}^{3+}] - 2[\text{Al}(\text{OH})_2^+] - [\text{Al}(\text{OH})_2^+]$. Vom Benutzer sind die Temperatur, der CO_2 -Partialdruck und die Konzentration an organischen Anionen zu variieren. Die Gibbssit-Konstante ist ebenfalls variabel zu gestalten, da in der Literatur für unterschiedliche Zustandsformen verschiedene Konstanten angegeben werden.

2) Im Modul *Kationenaustausch* sind bis jetzt die Kationen Mg und Ca in der Lösung und das daraus resultierende Ca/Al-Verhältnis (als log) in Abhängigkeit von der Al-Sättigung am Austauscher darstellbar. Es sind die Parameter $[\text{Ca}/\text{Mg}]_{\text{aust.}}$, der Startwert des Al am Austauscher und die Al-Konzentration in der Bodenlösung zu variieren; es kann mit und ohne Ionenaktivitäten gerechnet werden und zwischen zwei Selektivitätskoeffizienten gewählt werden. Die Wahl zwischen Gapon- und Gaines-Thomas-Koeffizienten ermöglicht das Testen von Hypothesen mit verschiedenen gesetzten Annahmen und den sofortigen Vergleich der Ergebnisse.

3) Das Modul *Bodenchemisches Gleichgewicht* integriert die Module *Lösungs-pH* und *Kationenaustausch* und beschreibt die Abhängigkeit der Element-Konzentrationen von der summierten Konzentration der Anionen starker Säuren.

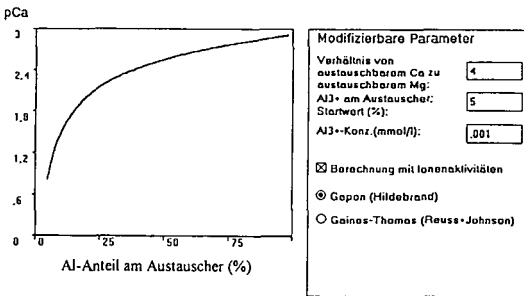


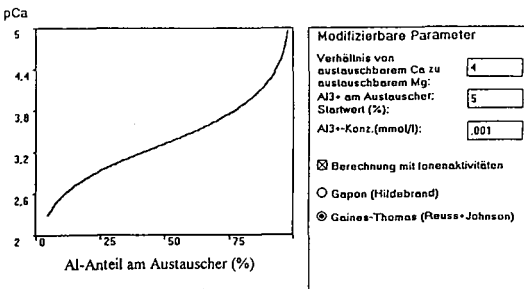
Abb. 1: Ergebnisse des Moduls *Kationenaustausch*. Mit zwei gebräuchlichen Selektivitätskoeffizienten wurden unterschiedliche Ca-Konzentrationen in der Lösung errechnet; hier dargestellt als negativer Logarithmus, pCa.

$$\text{Gapon: } K_{\text{Ca/Al}}^G = \left[\frac{C_{\text{Ca}}}{C_{\text{Al}}} \right]_{\text{aust.}} \cdot \left[\frac{A_{\text{Al}}^{1/3}}{C_{\text{Al}}^{1/2}} \right]_{\text{Lsg.}}$$

Gaines-Thomas:

$$K_{\text{Ca/Al}}^{GT} = \left[\frac{E_{\text{Al}}^2}{E_{\text{Ca}}^3} \right]_{\text{aust.}} \cdot \left[\frac{C_{\text{Ca}}^3}{A_{\text{Al}}^2} \right]_{\text{Lsg.}}$$

E_{Ca} und E_{Al} = Äquivalentanteile am Austauscher.



Mit 'Gapon nach Hildebrand' wurde eine empirisch ermittelte Beziehung, die Gaponkoeffizienten in Abhängigkeit von der Ma-Sättigung am Austausch (Ma-Kationen = Al, Mn, Fe, H) darstellt, dem Programm vorgegeben (Hildebrand 1986). Danach sinken mit zunehmender Ma-Sättigung am Austauscher die Eintauschstärken von Mb-Kationen (Mb-Kationen = Ca, Mg, K, Na). Daraus folgt, daß mit zunehmender Versauerung, d.h. Entbasung, die Mb-Kationen schwächer gebunden werden und die Chancen der Mb-Kationen sinken, aus der Lösung an den Austauscher zu gelangen. Die in Lösung befindlichen Mb-Kationen unterliegen also verstärkt der Auswaschung.

Es handelt sich um einen sich selbst verstärkenden Prozeß. Ähnliche Ergebnisse wurden von anderen Autoren gefunden (Süsser 1987), durch Modellrechnungen bestätigt (Reuss 1983) und sie stimmen mit den allgemeinen Prinzipien des Kationenaustauschs überein.

Die Gaines-Thomas-Beziehung (Abb. 1) wurde Reuss (1983) entnommen. Es handelt sich um einen errechneten Koeffizienten aus einem Modellsystem, nicht um gemessene Werte. Ist der Selektivitätskoeffizient vorgegeben und eine Al-Konzentration in der Lösung gewählt, so können die Gleichungen nach $Ca_{L,sg}$ aufgelöst werden. Ein Vergleich der Ergebnisse (Abb. 1) macht deutlich, daß die mit Gapon errechneten Ca-Konzentrationen in der Lösung sehr viel höher sind als die mit der Gaines-Thomas-Gleichung errechneten, die in ihrer Größenordnung eher Freilanddaten entsprechen, d.h. niedriger sind. Erhöht man die Gapon-Koeffizienten (hier nicht dargestellt) und löst nach $Ca_{L,sg}$ auf, so werden wesentlich niedrigere Ca-Konzentrationen erreicht und die erhaltenen Werte sind ähnlich denen, die über die Gaines-Thomas-Gleichung errechnet wurden.

Die Ursache für die unerwartet hohen Ca-Konzentrationen (nach der empirischen Gapon-Ma-Beziehung) in der Lösung liegt wahrscheinlich in dem gebräuchlichen Meßverfahren bei der Ermittlung der Gapon-Koeffizienten, wobei die Ca- (und Al-) Konzentrationen aus einem 2:1-Extrakt bestimmt werden, in dem unter Gleichgewichtsbedingungen mehr Ionen in die Lösungsphase übertreten können, und daher alle Elemente in höherer Konzentration vorliegen als in einer mit Lysimetern gewonnenen Bodenlösung (Hildebrand, pers. Mittlg.); das gilt besonders für lösliche Salze in unter Freilandbedingungen nicht oder nur teilweise zugänglichen Mikrobereichen des Bodens. Setzt man Lösungs-Werte des 2:1-Extraktes in die Gapon-Gleichung ein, so beschreibt die Gleichung die Wirklichkeit der Meßanordnung exakt und quantitativ, die der Freilandbedingungen jedoch nur qualitativ (Abhängigkeit von der Ma-Sättigung). Dieses Ergebnis stimmt überein mit der oft gemachten Beobachtung, daß auch akkuratere Laboruntersuchungen leider nur qualitativ auf Freilandbedingungen übertragbar sind. Andere Autoren (Prenzel, pers. Mittlg.) kamen zu ähnlichen Resultaten bei der Nutzung von AKe-Daten für Modellzwecke: die AKe-Werte waren 'zu hoch', d.h. erst nach Reduzierung kam das Modell zu plausiblen Ergebnissen. Die Ursachen werden auch hier in der Destrukturierung von Bodenproben vor Laboruntersuchungen vermutet, durch die innere Oberflächen freigelegt werden, die normalerweise nicht zugänglich sind.

Eine ausführliche Darstellung des Modells mit Diskussion der Ergebnisse erfolgt an anderer Stelle.

Literatur:

- HILDEBRAND, E.E. 1986. Zustand und Entwicklung der Austauschereigenschaften von Mineralböden aus Standorten mit erkrankten Waldbeständen. Forstwiss. Cbl. 105:60-76
- REUSS, J. O. 1983. Implications of the calcium-aluminium exchange system for the effect of acid precipitation on soils. J. Environ. Qual. 12:591-595
- REUSS, J.O. and D.W. JOHNSON. 1986. Acid deposition and the acidification of soils and waters. Ecol. Studies 59, Springer-Verlag
- SÜSSER, P. 1987. Art, Menge und Wirkungsweise von Puffersubstanzen in Mineralbodenhorizonten forstlich genutzter Böden des Fichtelgebirges. Diss., München
- WARFVINGE, P., U. FALKENGREN-GRERUP, H. SVERDRUP und B. ANDERSEN. 1993. Modelling long-term cation supply in acidified forest stands. Environmental Poll. 80:209-221



Redoxpotentialverläufe eines hydromorphen Bodens in Abhängigkeit von Temperatur, Niederschlag und Grundwasserstand

von

Fiedler, S.¹ und W.R. Fischer²

Einleitung

Der Summenparameter Redoxpotential (Eh) kann zur Beschreibung pedogenetisch und ökologisch bedeutsamer Prozesse in Böden herangezogen werden. Als Ergebnis vorherrschender Redoxprozesse kann beispielsweise die Verfügbarkeit und die Mobilität von Nährstoffen sowie die Freisetzung umweltrelevanter Spurengase prognostiziert werden.

Redoxbedingungen, die primär das Ergebnis mikrobiell bedingter Elektronen-Transfer-Prozesse darstellen, sind essentiell mit den Lebensbedingungen für Bodenmikroorganismen verbunden:

- **Temperatur** - Bodenrespirationsanstieg bei Temperaturerhöhung, Van't HOFFSCHE Regel (siehe FISCHER, 1990)
- **Wassersättigung** des Bodens - negative Beeinflussung der Sauerstoffdiffusion (Eh-Senkung bei Grundwasseranstieg)
- Qualität und Quantität des **Substrats** (größere Eh-Amplitude in humusreichen Böden)

Da das Eh durch das Zusammenwirken einer Vielzahl von Parametern charakterisiert wird, sind nur Aussagen über den tendenziellen Verlauf, aber keine quantitative Interpretation der gemessenen Potentiale möglich.

Material und Methoden

- **Untersuchungsgebiet:** Siggen (Württembergisches Allgäu), kühl-feuchtes Klima (1400 mm Niederschlag, mittl. Jahrestemperatur 6,5 °C)
- **Boden:** Humusreicher Oxigley (Ah1-Ah2-AhGo-Gkso-Gro-Gor) = Übergangsbereich vom mehrschnittigen Wirtschaftsgrünland zur brachliegenden Streuwiese im Verlandungsbereich des Weihers
- **Messungen:** Redoxpotential- stündliche automatische Erfassung mit 2-3 Wiederholungen je Horizont nach FIEDLER und FISCHER (1994)
Bodentemperatur- (5, 25, 80 cm), Niederschlag mittels Datalogger (stündlich)
Grundwasserstand- wöchentlich (Lichtlot), ab April 1993 stündlich nach SCHOLICH und FIEDLER (1994)

Ergebnisse und Diskussion

Innerhalb des Meßzeitraums (April 1992 - Oktober 1993) wurden repräsentative Eh-Tiefenfunktionen Eh aufgenommen. Vielfach konnten dabei Schwankungen in kurzer zeitlicher Folge (stündlich) beobachtet werden. Es kann davon ausgegangen werden, daß sich das Eh in "Bändern" (=Wahrscheinlichkeitszustände) bewegt. Die maximale Bandbreite kann bis zu 300 mV (Oberboden)

¹ Institut für Bodenkunde und Standortslehre, Universität Hohenheim, Emil-Wolff-Str. 27, 70599 Stuttgart

² Institut für Bodenkunde, Universität Hannover, Herrenhäuser Str. 2, 30419 Hannover

bzw. 200 mV (Unterboden) betragen, ohne daß sie in direkter Abhängigkeit von Witterungsergebnissen interpretiert werden konnten (vgl. Abb 2). Im Tiefenverlauf (Abb. 1) nimmt sowohl die Häufigkeit der Potentialänderungen und die Eh-Amplitude als auch die Abweichung zwischen den Parallelen (Oberboden 10-300 mV, Unterboden 10-150 mV) ab.

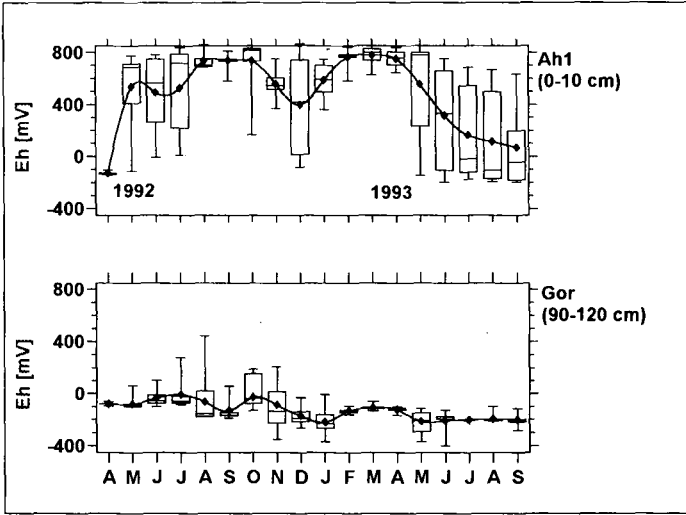


Abb. 1: Eh-Jahresverlauf eines Humusreichen Oxigleys (Median, Extremwerte, Mittelwerte anhand von Stundenmessungen erstellt)

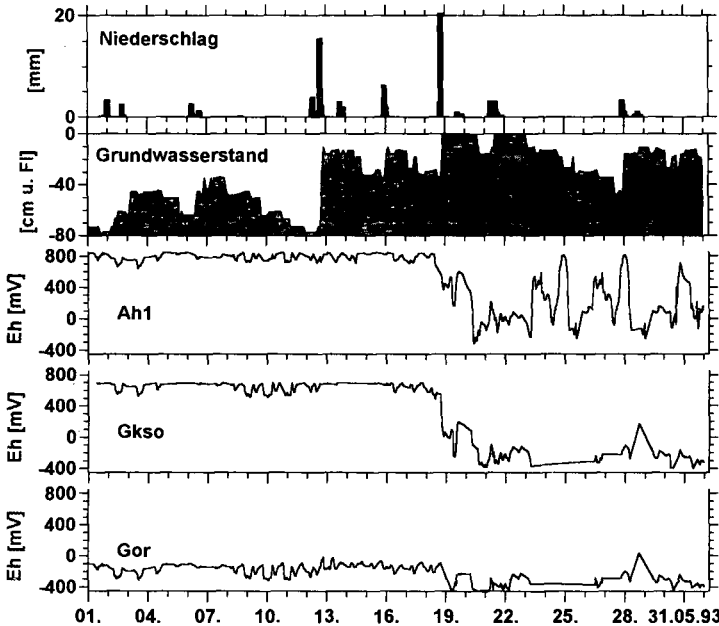


Abb. 2: Eh-Verlauf der Horizonte Ah1 (0-10cm), Gkso (35-52 cm), Gor (90-120 cm) sowie Niederschlags-summe und Grundwasserstand (01.05.-31.05.1993)

Eh-Niederschlag und -Grundwasserstand

Nach Niederschlagsereignissen verbunden mit Grundwasserstandsänderung kann ein mit der Tiefe zeitlich verzögertes Ansprechen der Potentiale (Abb. 2, Bsp. 18.05.93) registriert werden. Auf diese Ereignisse reagiert der Ah1 schneller (bereits nach einer Stunde) als der Gkso (nach zwei Stunden), aber aufgrund der höheren O₂-Diffusion mit Potentialänderungen geringerer Intensität (Eh-Absenkung von 450 mV gegenüber 550 mV). Eine klare Trennung, welcher Einfluß für die Potentialänderung dominant ist, kann aufgrund der teilweisen Überlagerung der Faktoren (nach Niederschlägen: Grundwasserstandserhöhung von 40-60 cm innerhalb einer Stunde) nicht vorgenommen werden. Der Unterboden reagiert ausschließlich auf Grundwasserstandsänderungen. So können größere Eh-Amplituden (550 mV) im Gor nur bei einer Grundwasserabsenkung < 90 cm (August 1992, vgl. Abb. 1) beobachtet werden.

Eh-Bodentemperatur

Bei der Tageseinzeldarstellung (Tage ohne Regenereignis) wird ähnlich wie bei CLAY et al. (1990) ein temperaturabhängiger Eh-Verlauf sichtbar. Diese Abhängigkeit kann bis zu einer Tiefe von 40 cm (Gkso) beobachtet werden. Das mit der Tiefe zeitverschobene Tagesmaximum (Ah1 12 Uhr, Gkso 24 Uhr) der Temperatur und des damit verbundenen Eh-Minimums kann anhand der Wärmeleitfähigkeit des Bodens erklärt werden. Ein deutlicher temperaturabhängiger Eh-Tagesgang läßt sich jedoch nur dann erkennen, wenn die dominanten Einflußfaktoren Niederschlag und Grundwasserstand zurücktreten.

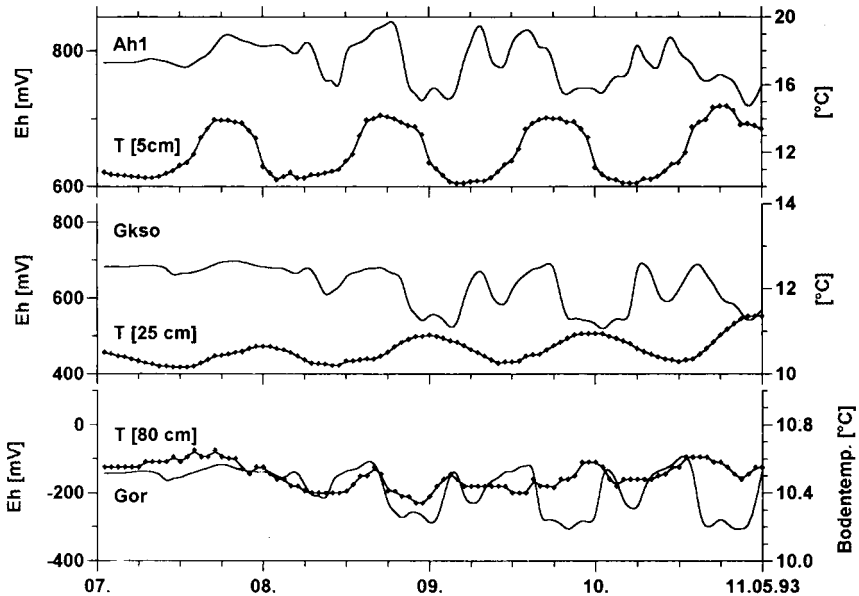


Abb. 3: Temperaturabhängiger Eh-Tagesgang im Oxigley

Konsequenzen für den Standort

Anhand der aufgezeichneten Eh-Verläufe kann auf potentiell kritische Zeitpunkte einer N-Mobilität verwiesen werden:

Der durch eine hohe mikrobielle Biomasse (Bsp. Juni 1993: 1,82 g Cmic/kg tr. Boden) gekennzeichnete Zeitraum Mai-August ist durch besonders häufige Potentialänderungen geprägt. Dabei werden vor allem Eh-Bereiche von 450-550 mV, in denen aufgrund von NO₃-Reduktion mit gasförmigen N-Verlusten zu rechnen ist, durchlaufen. RÜCK et al. (1994) fanden im Senkenbereich ein entsprechendes Denitrifikationsmaximum im Juni 1992 (72 g N₂O-N*ha⁻¹*d⁻¹). Obwohl im Vergleichszeitraum 1993 anhand der Eh-Verläufe gleichfalls N₂O-Verluste angenommen werden konnten, betragen sie hier nur 1/6 von denen des Vorjahrs. Es wird vermutet, daß vor allem die Häufigkeitsdurchschreitung der kritischen Potentialbereiche für einen gasförmigen N-Verlust entscheidend ist. Höhere Niederschlagsmengen (April-September=1069 mm 1993 gegenüber 719 mm 1992) verbunden mit höheren Grundwasserständen hatten 1993 niedrigere Potentiale und weniger häufige Potentialänderungen als 1992 zur Folge.

Literatur

- CLAY, E.D., C.E. CLAPP, J.A.E. MOLINA, and D.R. LINDEN (1990): Soil tillage impact on the diurnal redox-potential cycle. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:516-521.
- FIEDLER, S. und W.R. FISCHER (1994): Automatische Meßanlage zur Erfassung kontinuierlicher Langzeitmessungen von Redoxpotentialen in Böden. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 157: 305-308
- FISCHER, W.R. (1990): Influence of climatic change on development of problem soils, especially in the alluvial domains. *Developments in Soil Sci.* 20:89-99
- RÜCK, F.; S. FIEDLER; C. HOMEVO-AGOSSA; W. MICKLEY und K. STAHR (1993): Landschaftsbezogene Nährstoff- und Wasserhaushaltsuntersuchungen bei unterschiedlicher Nutzung und Düngung (Beispiel Allgäu). In: *Die Zukunft der Kulturlandschaft*. 25. Hohenheimer Umwelttagung. Hrsg.: A. KOHLER und R. BÖCKER, S. 215-219
- SCHOLICH, G. und S. FIEDLER (1994): Kontinuierliche Erfassung von Grundwasserständen mittels eines kostengünstigen Meßsensors nach dem Kompartimentprinzip. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 157: 279-281

Modell zur Desorptionskinetik von Boden-Phosphat

von

Freese, D., R. Lookman und W.H. van Riemsdijk

Die intensive Landwirtschaft in Mittel- und Westeuropa hat in den vergangenen Jahrzehnten zu einer beträchtlichen Akkumulation von Phosphat in Ackerböden geführt. Die Beurteilung der biologischen Verfügbarkeit einerseits und die Gefahrenabschätzung des Eintrages von P in Oberflächengewässer andererseits erfordern ein quantitatives Instrumentarium zur Abschätzung des P-Freisetzungsvermögens aus der festen Phase des Bodens.

Die auf der Basis von zeitlich eng begrenzten Desorptionsstudien gewonnenen Erkenntnisse führten zunächst zu der Schlußfolgerung, daß ein relativ großer Anteil des P im Boden als irreversibel gebunden vorliegt. Es kann jedoch angenommen werden, daß alles Boden-P über lange Zeiträume verfügbar wird. Diese Annahme wird durch Ergebnisse aus langjährigen Dauerversuchen, bei denen der Relativvertrag der P-Mangelvariante (> 50 Jahre ohne P-Düngung) immerhin noch über 80% der Volldüngungsvariante erreichte (Pagel et al., 1982).

Zur experimentellen Bestimmung der Langzeit-Desorptionskinetik von Boden-P wurde eine Methode entwickelt, die auf folgendem Prinzip beruht (Freese et al., 1994a):

Synthetisches Eisenhydroxid (Ferrihydrit) in einer verschlossenen Dialysemembran wird mit einer Bodensuspension über einen bestimmten Zeitraum (hier bis zu mehreren Wochen) in Kontakt gebracht. Das Eisenhydroxid kann als ein *infinite-sink* für das Boden-P angesehen werden, wodurch die Gleichgewichtskonzentration der Bodenlösung im *Batch*-Experiment sehr niedrig gehalten wird. Die Folge ist eine kontinuierliche Freisetzung des in der festen Bodenphase gebundenen P, welches nach Diffusion durch die Dialysemembran vom Eisenhydroxid aufgenommen wird. Dabei ist die Bindungskapazität des Eisenhydroxides so bemessen, daß stets ein Überschuß an freien Bindungsplätzen gegenüber dem P-Dargebot und auch gegenüber der Bindungskapazität des Bodens besteht. Diese Methode wurde zur Bestimmung der Langzeit-Desorptionskinetik von Böden aus Belgien, den Niederlanden und Deutschland genutzt, wobei ein Großteil der Böden aus Gebieten mit sehr intensiver organischer und mineralischer Düngung stammt.

Für eine Auswahl der untersuchten Böden (insgesamt 44 Böden) sind in Tabelle 1 einige Bodenparameter aufgelistet. Diese Böden sind den Podzoluvisols der FAO-Klassifikation zuzuordnen.

Tabelle 1. Ausgewählte Bodeneigenschaften

Boden	P _{ox}	Fe _{ox}	Al _{ox}	a	C _t	pH(KCl)
	- mmol kg ⁻¹ -				- % -	
R 50	13.2	9.7	9.6	0.68	1.0	5.1
R130	29.4	21.3	88.6	0.27	2.9	5.3
R133	37.8	40.5	58.6	0.38	2.8	5.1
R134	38.1	25.1	62.3	0.44	2.0	4.5
R166	51.0	25.6	45.6	0.72	2.3	5.1
R181	31.0	13.1	50.0	0.49	2.6	5.0

Freese, D., Humboldt-Univ. zu Berlin, FG Bodenkunde, Invalidenstr. 42, 10115 Berlin

Lookman, R., Katholieke Univ. Leuven, FG Bodenfruchtbarkeit u. Bodenbiologie, Kardinal Mercierlaan 92, 3001 Heverlee

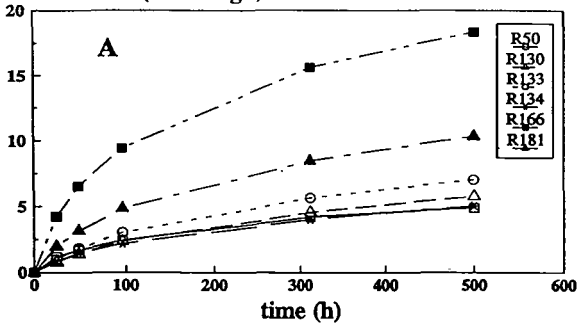
Van Riemsdijk, W., Agraruniv. Wageningen, FG Bodenkunde u. Pflanzenernährung, PSF 8005, 6700 EC Wageningen

Kumulative Desorptionskurven der Böden sind in der Abb. 1 dargestellt. Abb. 1a zeigt die absolut desorbierten P-Mengen nach 500h Versuchsdauer. Es ist ersichtlich, daß die P-Freisetzung der Böden noch unterhalb des Maximums liegt und daß die freigesetzten P-Mengen je Zeiteinheit zwischen den Böden stark differieren. In Abb. 1b sind die relativ zum oxalat-extrahierbaren P-Gehalt der Böden desorbierten P-Mengen dargestellt. Dabei kann angenommen werden, daß der oxalat-extrahierbare P-Gehalt (P_{ox}) dem Gesamtgehalt der Böden nahezu entspricht. Die Variation der Kurven, zwischen 8 und 36% des P_{ox} wurden innerhalb 500h desorbiert, läßt sich einerseits durch die unterschiedlichen P_{ox} -Gehalte und andererseits durch Unterschiede in der P-Bindungskapazität erklären. Als ein Maß für die Bindungs-kapazität bzw. den P-Sättigungsgrad kann der Parameter a angesehen werden (Freese et al., 1992), der definiert ist als

$$a = P_{ox}/(Fe_{ox} + Al_{ox}) \quad [1]$$

Dann ist plausibel, daß bei gleicher Bindungskapazität, ausgedrückt als die Summe des oxalat-extrahierbaren Fe und Al im Boden, mit abnehmendem a die Bindungsstärke zunimmt. Dabei kennzeichnet der Parameter a den Ausgangszustand des Bodens. In Tabelle 1 sind die entsprechenden Quotienten für die Böden aufgeführt, und in der Tendenz steigt die relative Desorption mit zunehmendem a .

P desorbed (mmol kg⁻¹)



P desorbed/ P_{ox} (%)

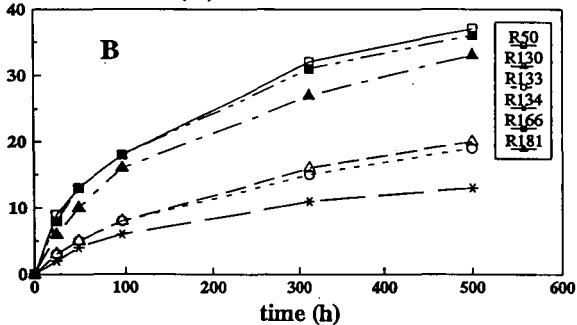


Abb. 1. Absolut und relativ zum oxalat-extrahierbaren P-Gehalt (P_{ox}) des Bodens desorbiertes P.

Für die Ermittlung der Kinetikparameter der P-Desorptionskurven, wie dargestellt in Abb. 1a, wurde auf ein Reaktionsmodell 1. Ordnung zurückgegriffen. Die Grundlage dafür bildet die Annahme, daß das im Boden gebundene P im Wesentlichen zwei Pools zuzuordnen ist: Pool 1 steht für das an den äußeren, d.h. in direktem Kontakt mit der Bodenlösung, gebundenen P. Dieses ist als labiles P zu betrachten und unterliegt einer relativ schnellen Desorptionskinetik. Pool 2 enthält jenes P, welches entweder über

Diffusion aus inneren Partikeloberflächen in die Bodenlösung gelangt oder der Lösungskinetik definierter Phosphate unterliegt. Somit ist für Pool 2 eine wesentlich langsamere Kinetik im Vergleich zu Pool 1 zu erwarten. Die Summe beider Pool's wird gleich dem Wert P_{ox} gesetzt. Entsprechend diesen Annahmen läßt sich die Desorptionskinetik für einen Ansatz 1. Ordnung mit zwei Termen darstellen:

$$Q_{des}(t) = Q_{1,0} \cdot (1 - e^{-k_1 t}) + Q_{2,0} \cdot (1 - e^{-k_2 t}) \quad [2]$$

Die Variable $Q_{1,0}$ steht für das initiiell in Pool 1 vorhandene P und analog drückt $Q_{2,0}$ den P-Gehalt in Pool 2 aus. Dieser Zusammenhang stellt sich dar als:

$$P_{ox} = Q_{1,0} + Q_{2,0} \quad [3]$$

Neben der bereits bekannten Variablen P_{ox} , wird $Q_{1,0}$ experimentell mit der sogenannten P_T -Methode bestimmt. Hierzu wird eisenhydroxid-belegtes Filterpapier (*infinite-sink*) als Desorptionsmittel genutzt. Die Variable $Q_{2,0}$ ergibt sich rechnerisch aus Gleichung [3]. Somit verbleiben in Gleichung [2] die Parameter k_1 und k_2 als Unbekannte für die Anpassung der Gleichung an die Desorptionsdaten der untersuchten Böden.

Abbildung 2 zeigt für den Boden R50 die mit der Gleichung [2] erhaltene Beschreibung der experimentellen Daten. Zunächst sind angepaßten Kurven modellhaft für jeden Pool getrennt als Funktion der Zeit dargestellt. Am Verlauf der beiden Kurven läßt sich leicht erkennen, daß die Freisetzungsgeschwindigkeit von P für Pool 1 weit über der von Pool 2 liegt. Die Halbwertszeit für Pool 1 kann mit 1-2 Tagen angegeben werden, wogegen für Pool 2 eine Größenordnung von 100 Tagen zu verzeichnen ist. Die Summe beider Kurven ergibt die insgesamt desorbierte P-Menge. Die experimentellen Daten wurden nach 24, 48, 96, 312, 500, 880 und 1600h gewonnen. Die vorgestellte Gleichung 1. Ordnung mit zwei Termen beschreibt den Desorptionsverlauf als Funktion der Zeit sehr präzise. Gleiches bestätigte sich auch für die anderen untersuchten Böden, auf deren Darstellung hier verzichtet werden darf.

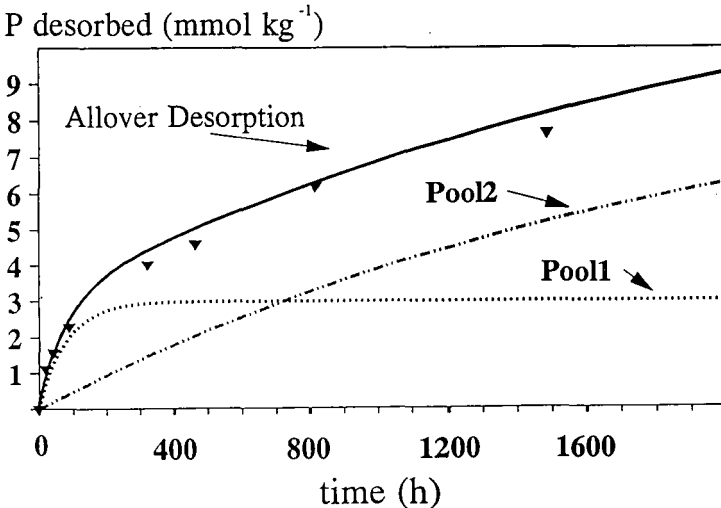


Abb 2. Angepaßte Kurve gemäß Gleichung [2] an die P-Desorptionsdaten von Boden R 50 und charakteristische Kurven für Pool 1 und Pool 2.

Interessant ist an dieser Stelle, inwieweit die erhaltenen Parameter k_1 und k_2 mit bestimmten Bodeneigenschaften in Beziehung stehen. Ausgewählt wurde der P-Sättigungsgrad a . Der Parameter k_1 korreliert nicht mit den a -Werten der Böden, was auf die Dialysemembranen zurückzuführen ist. Besonders zu Beginn (bis zu 50h), bei noch relativ hohen P-Konzentrationen in der Bodenlösung, wirkt die Dialysemembran als eine Barriere für die P-Diffusion. Für den Parameter k_2 ergab sich dagegen eine signifikante positive Korrelation mit dem a -Wert der Böden. Daraus folgt, daß der Parameter k_2 eine bodenspezifische Konstante ist und die Langzeit-Desorptionskinetik entscheidend vom a -Wert bestimmt wird. Für die Interpretation dieses Zusammenhanges sollte neben den Erläuterungen zu Gleichung [1] auch folgendes beachtet werden. Der P-Sättigungsgrad ist eine Folge der P-Sorption, die ihrerseits ein zeitabhängiger Prozeß ist (Van der Zee et al., 1988). So können sich für zwei Böden wohl gleiche initiale a -Werte ergeben, aber dennoch kann die Qualität der P-Bindung, die wiederum entscheidend ist für die Freisetzungsgeschwindigkeit, sehr unterschiedlich sein. Denn mit zunehmender Kontaktzeit zwischen P und den Bodensorbenten, z.B. mit Eisen- und Aluminiumhydroxiden, erlangen Prozesse wie die P-Diffusion ins Partikelinnere und/oder die Bildungen definierter Phosphate mehr an Bedeutung. Demzufolge ist der Parameter k_2 auch in Zusammenhang mit der "Geschichte" der Böden zu sehen. Abschließend ist noch darauf hinzuweisen, daß bei der analytischen P-Bestimmung nur Orthophosphat berücksichtigt wurde. Für die nahe Zukunft soll auch das organische P mit einbezogen werden.

Literatur

Freese et al., 1992: J. of Soil Sci. 43, 729-738

Freese et al., 1994: Soil Sci. Soc. Am. J. (in press)

Page! et al., 1982: Arch. Acker- u. Pflanzenbau und Bodenkd. 26, 655-664

Van der Zee et al., 1988: J. Environ. Qual. 17, 35-41

**Aluminium- und Eisen(III)-Spezierung in der
Bodenlösung unter Einschluß der Komplexe mit Citrat
und Huminstoffen**

von

Gerke, J.*

Einleitung

Die Verteilung des gelösten Al und Fe ist für die Pflanzenernährung aus mehreren Gründen von Bedeutung. Aluminium ist häufig für die Wurzel toxisch, wenn die Aktivität von positiv geladenem monomeren Al [Al^{3+} , $AlOH^{2+}$, $Al(OH)_2^+$] in der Bodenlösung $> 10^{-6}$ M ist. Damit ist die Gesamtkonzentration an Al in der Lösung kein Maß zur Ermittlung der Al-Toxizität. Daraus leitet sich die Notwendigkeit ab, analytische oder rechnerische Al-Spezierungsverfahren anzuwenden.

Die Ermittlung der Fe-Spezies in Lösung und ihre Anteile ist notwendig, um beurteilen zu können, welche Fe-Spezies durch Pflanzenwurzelausscheidungen verstärkt in Lösung gebracht (mobilisiert) werden.

Bei P-Mangel scheiden eine Reihe zweikeimblättriger Pflanzenarten wie z.B. weiße Lupine, gelbe Lupine, Rotklee und Luzerne verstärkt organische Säureanionen oder organische Säureanionen und Protonen aus. Dies kann zu sehr niedrigen pH-Werten in der Rhizosphäre führen. So wurde bei Rotklee und weißer Lupine pH-Absenkungen in der Rhizosphäre um bis zu 2 pH-Einheiten gegenüber dem AusgangspH gemessen, sodaß in der Rhizosphäre dieser Arten pH-Werte von 4,0- 4,2 erreicht wurden. Bei diesen pH-Werten überschreitet die Al-Löslichkeit im Gleichgewicht mit anorganischen Phasen wie z.B. Gibbsit die Löslichkeit von 10^{-6} M an monomeren Al, sodaß es zur Al-Toxizität kommen kann. Die Bedeutung der Huminstoffe als der wichtigsten natürlichen Komplexbildner im Boden und von ausgeschiedenem Citrat auf die Al-Speziesverteilung und damit für die mögliche Melioration der Al-Toxizität soll durch diese Untersuchungen geklärt werden. Aufgrund der ähnlichen Reaktivität von Al und Fe(III) wurden dann in gleicher Weise Fe-Speziesberechnungen durchgeführt. Die Ergebnisse erscheinen unter methodischen und pflanzenernährerischen Gesichtspunkten von besonderer Bedeutung.

Material und Methoden

Für die Al-Speziesberechnungen wird die Aktivität an freiem Sulfat mit 10^{-2} M angenommen, für die Fe-Speziesberechnungen die an freiem Orthophosphat zu 10^{-5} M. Die Konzentration an Al- bzw. Fe-bindenden COOH-Gruppen der Huminstoffe wird für die Berechnungen mit 10^{-3} eq/L angenommen.

* Institut für Agrikulturchemie der Georg-August-Universität Göttingen, von Siebold Str. 6, 37075 Göttingen

Dies ist ein Wert, der häufig in der Gleichgewichtslösung von Böden ermittelt wurde. Für die Aktivität an freiem Citrat in der Bodenlösung wurden Werte von 10^{-4} und 10^{-6} M angenommen. Dies sind Werte, wie sie in der Rhizosphärebodenlösung von Rotklee und weißer Lupine ermittelt wurden.

Al- Speziesberechnungen

Die für Al berücksichtigten Spezies sind in Gleichung 1 aufgeführt.

$$\text{Gl. 1} \quad [Al_i] = [Al^{3+}] + [AlOH^{2+}] + [Al(OH)_2^+] + [Al(OH)_3^0] + [Al(OH)_4^-] + [AlSO_4^+] + [Al-Citrat^0] + [AlH-Citrat^+] + [AlOH-Citrat^-] + [Hs-Al(OH)_x^{2-x}]$$

Gleichung 1 wird nun, unter Einbeziehung der Stabilitätskonstanten der Bildungsreaktionen der einzelnen Al- Spezies so umgeformt, daß aus Gleichung 2 der relative Anteil der einzelnen Al Spezies errechnet werden kann.

$$\text{Gl. 2} \quad [Al_i] = [Al^{3+}] \left(1 + \frac{K_1}{[H^+]} + \frac{K_2}{[H^+]^2} + \frac{K_3}{[H^+]^3} + \frac{K_4}{[H^+]^4} + K_5 [SO_4^{2-}] + K_6 [Citrat^{3-}] + K_7 [H^+] [Citrat^{3-}] + \frac{K_8 [Citrat^{2-}]}{[H^+]} + \frac{K_9 [Hs]}{[H^+]^x} \right)$$

Für die anorganischen Komplexe wurden die Stabilitätskonstanten von Lindsay (1979) verwendet, für Huminstoff-Al- Komplexe die aus einer vorhergehenden Untersuchung (Gerke, 1994), unter der Annahme eines Belegungsgrades von Al von 0,2.

Für die Ermittlung der Stabilität der verschiedenen Al-Citrat-Komplexe wurden die Ergebnisse der Untersuchung von Motekaitis und Martell (1984) herangezogen. Diese erhielten durch potentiometrische Titration die Stabilitätskonstanten für folgende 3 Reaktionen (Gleichung 3a- c).

Gl. 3 a. $\frac{[Al-Citrat^0]}{[Al^{3+}][Citrat^{3-}]} = 10^{7,98}$

b. $\frac{[AlH-Citrat^+]}{[Al-Citrat^0] \cdot [H^+]} = 10^{2,94}$

c. $\frac{[AlOH-Citrat^-][H^+]}{[Al^{3+}]} = 10^{-3,31}$

Die Verknüpfung von Gleichung 3a und 3c sowie 3b und 3c ergibt Gleichung 4a und 4b mit den entsprechenden Stabilitätskonstanten.

Gl. 4 a. $Al^{3+} \cdot Citrat^{3-} \rightleftharpoons Al-Citrat^0 \quad \log K = 7,98$
 $Al-Citrat^0 + H^+ \rightleftharpoons AlH-Citrat^+ \quad 2,94$
 $Al^{3+} \cdot Citrat^{3-} + H^+ \rightleftharpoons AlH-Citrat^+ \quad 10,92$
 $\Rightarrow \frac{[AlH-Citrat^+]}{[Al^{3+}][Citrat^{3-}][H^+]} = 10^{10,92}$

b. $Al^{3+} \cdot Citrat^{3-} \rightleftharpoons Al-Citrat^0 \quad \log K = 7,98$
 $Al-Citrat^0 \rightleftharpoons H^+ + AlOH-Citrat^- \quad -3,31$
 $Al^{3+} \cdot Citrat^{3-} \rightleftharpoons H^+ + AlOH-Citrat^- \quad 4,67$
 $\Rightarrow \frac{[AlOH-Citrat^-] \cdot [H^+]}{[Al^{3+}][Citrat^{3-}]} = 10^{4,67}$

Fe(III)- Speziesberechnungen

Die Fe- Speziesberechnungen wurden in derselben Weise wie für Al durchgeführt. Dabei wurden folgende Fe- Spezies berücksichtigt (Gleichung 5).

Gl. 5 $[Fe_i] = [Fe^{3+}] + [FeOH^{2+}] + [Fe(OH)_2^+] + [Fe(OH)_3^0] + [FeHPO_4^+] + [Fe-Citrat^0] + [HsFe(OH)_x^{2-x}]$

Für die anorganischen Komplexe wurden die Konstanten von Lindsay (1979), für Fe-Citrat die von Martell und Smith (1977), und für Huminstoff-Fe- Komplexe die von Hermann und Gerke (1992) verwendet.

Ergebnisse und Diskussion

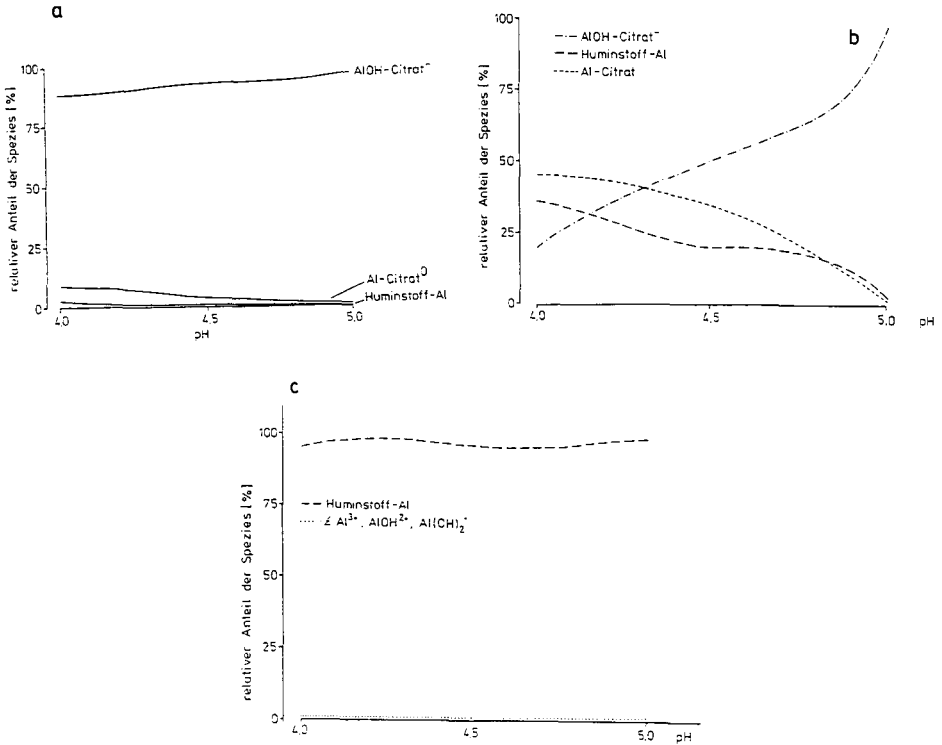


Abbildung 1. Al- Speziesverteilung bei unterschiedlicher Aktivität an Citrat. a. 10⁻⁴ M Citrat, b. 10⁻⁶ M Citrat, c. ohne Citrat. jeweils immer 10⁻³ eq/L Huminstoff-COOH in Lösung.

Die Berechnungen zeigen, daß die organischen Al- Komplexe in Lösung bei weitem dominieren (Abb. 1). Dabei ist AlOH-Citrat⁻ auch bei einem Überschuß von 1- 3 Zehnerpotenzen an Huminstoff-COOH-Gruppen von überragender quantitativer Bedeutung. Entscheidend dafür ist die Art wie die Protonenaktivität in Lösung in die Berechnungen mit eingeht und nicht allein die Stabilitätskonstante. Ist kein Citrat in Lösung, so dominieren Huminstoff-Al- Komplexe. Die Ergebnisse zeigen die große Bedeutung

dieser beiden organischen Liganden für die Reduktion von Al-Toxizität.

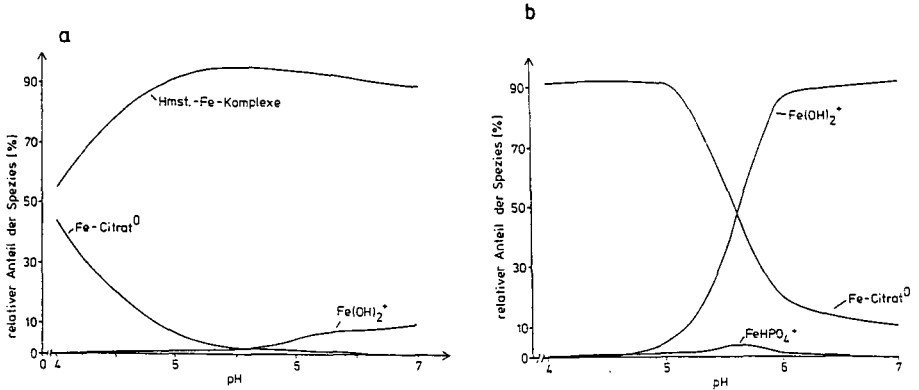


Abbildung 2. Fe- Speziesverteilung. a. 10^{-4} M Citrat, 10^{-3} eq/L HS-COOH, b. 10^{-4} M Citrat, ohne Huminstoffe.

Die Fe(III)- Speziesberechnungen zeigen ebenso wie für Al die große Bedeutung organischer Komplexe in der Bodenlösung. Jedoch ist bei gleichen Konzentrationen organischer Liganden die Bedeutung der Huminstoffkomplexe gegenüber denen von Citrat sehr viel größer. Es sind also vielfach organische Fe- Komplexe die durch Wurzelausscheidungen mobilisiert werden. Die geringe Bedeutung der Citratkomplexe des Fe im hohen pH- Bereich ergibt sich aus der Art des Komplexes, der in die Speziesberechnungen mit eingeht, nicht aus der Größe der Stabilitätskonstante allein. Es erscheint denkbar, daß bei einer vergleichbar detaillierten Studie der Fe(III)-Citrat- Komplexe wie für die entsprechenden Al-Komplexe thermodynamische Parameter erhalten werden, die im System mit Citrat zu wesentlich anderen Speziesverteilungen führen würden.

Literatur

- Gerke, J. (1994), Geoderma, in press.
Hermann, R. und J. Gerke, 1992, Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 155, 229- 232.
Lindsay, W. (1979): Chemical equilibria in soils. John Wiley, New York.
Martell, A. und R. Smith (1977): Critical stability constants, Vol.3. Plenum press, New York.
Motekaitis, R. und A. Martell 1984, Inorg. Chem., 23, 18-23.

**Ansätze zur Regionalisierung des Pflanzenschutz-
mittelabbaus**

von

von Götz, N. und O. Richter*

1. Einleitung

Zur Einschätzung des Umweltverhaltens von Pflanzenschutzmitteln (PSM) werden Simulationsmodelle immer wichtiger, da sie Ergebnisse weniger kostspielig liefern als aufwendige Experimente und im Idealfall viele verschiedene Randbedingungen (Umweltfaktoren) berücksichtigen können (Rohdenburg, 1987). Es stellt sich das **Problem, die unter Laborbedingungen validierten Modelle auf Feldverhältnisse zu übertragen**. Für den Abbau von PSM im Boden wird hier als **Lösungsansatz die Entwicklung von Transferfunktionen für Bodeneigenschaften** vorgestellt.

Unter Feldbedingungen wird der Abbau von PSM im Boden neben den klimatischen Verhältnissen (Niederschlag und Temperatur) von den Bodeneigenschaften (z.B. C_{Org} -Gehalt, Tongehalt, pH-Wert) beeinflusst. Um diesen Einfluß zu quantifizieren, wurden Abbaukurven eines PSM's in 14 feldfrischen Böden der gemäßigten Klimazone aufgenommen, die unterschiedliche Kombinationen oben genannter Bodeneigenschaften aufwiesen. Für jeden Boden einzeln wurde dann die Abbaukonstante k einer Abbaukinetik erster Ordnung bestimmt.

2. Korrelationen

Zur Auswahl der für den Abbau des PSM's relevanten Bodeneigenschaften wurde jede mit der Abbaukonstante k korreliert. Die Analyse ergab nur für den C_{Org} -Gehalt einen signifikanten Einfluß auf die Abbaukonstante, so daß zunächst nur für diese Bodeneigenschaft eine Transferfunktion ermittelt wurde.

Die stark mit dem C_{Org} -Gehalt korrelierte Biomasse zu Anfang des Versuches (BMA) ergab eine bessere Korrelation mit k als der C_{Org} -Gehalt.

	pH-Wert	Tongehalt	C_{Org} -Gehalt	BMA
Korrelationskoeffizient R	-0,15	0,01	0,86	0,93
Signifikanzniveau P	0,62	0,96	<0,001	<0,001

*Inst. für Geoökologie der TU Braunschweig, Langer Kamp 19c, D-38106 Braunschweig

3. Regressionsgleichung

Die Parameteridentifikation erfolgt durch Lösung des Mehrfachexperiment-Regressionsproblems, d.h. Minimierung von L nach

$$L(\alpha_1, \dots, \alpha_p) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (y_{ij} - C(BE_i, t_j, \alpha_1, \dots, \alpha_p))^2$$

- mit
- $\alpha_{1, \dots, p}$: Anpassungsparameter
 - n: Anzahl der untersuchten Böden
 - m: Anzahl der Messpunkte je Boden
 - i, j: Laufindices
 - y_{ij} : Messwert zum Zeitpunkt j in Boden i
 - C: berechnete Konzentration
 - BE: Bodeneigenschaft
 - t_j : Zeitpunkt j

4. Transferfunktionen

Zwei verschiedene Ansätze wurden geprüft.

4.1. k ist keine Konstante, sondern Funktion der relevanten Bodeneigenschaft, bzw. in diesem Beispiel Funktion der mikrobiellen Biomasse zu Beginn des Versuchs (BMA).

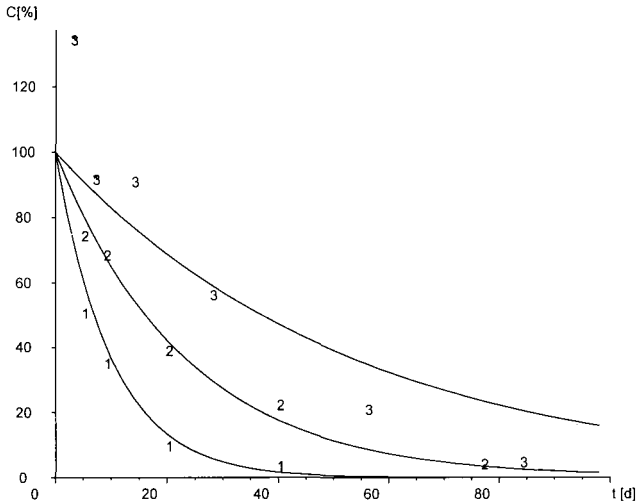
$$\frac{dC}{dt} = -k(BMA) * C$$

allg. Form:

$$k(BMA) = \sum_{i=0}^n \alpha_i * BMA^i$$

Gestetet wurden Anpassungen für $n = 1$ und $n = 2$ an alle 14 Böden gleichzeitig.

Anhand von drei Beispielböden ist der Fit für $n = 2$ mit $\alpha_1 = 0$ dargestellt. Verwendet wurde die Transferfunktion für die BMA, da hier die signifikanteste Korrelation vorlag.



BMA der Böden 1,2 und 3: 127, 45 und 10 [mg C/ 100 g TS Boden]

4.2. Kinetik erster Ordnung mit zeitlich variabler Reaktionsrate $A(t)$

Der Anfangswert der Reaktionsrate hängt von der mikrobiellen Biomasse zu Beginn des Versuchs ab.

4.2.1. $A(t)$ wächst mit t in Form einer logistischen Kurve

$$\frac{dC}{dt} = A(t) * C \quad C_0 = 100$$

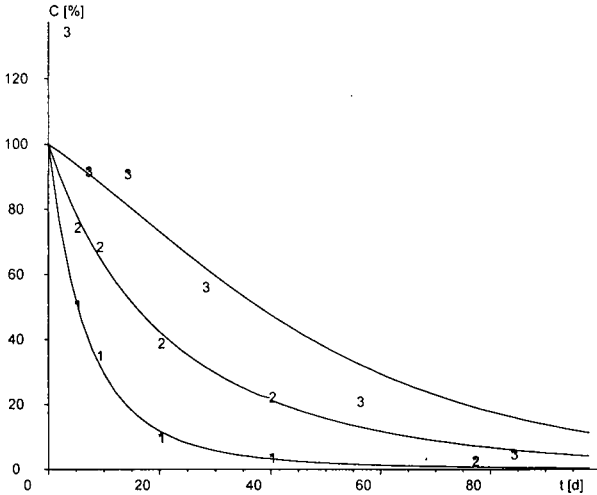
$$\frac{dA}{dt} = r * A * \left(1 - \frac{A}{k}\right) \quad A_0 = b * BMA / 100$$

4.2.2. $A(t)$ wächst mit t in Form einer Sättigungsfunktion

$$\frac{dC}{dt} = A(t) * C \quad C_0 = 100$$

$$\frac{dA}{dt} = r(k - A) \quad A_0 = b * BMA / 100$$

Dargestellt ist der Fit für die unter 4.2.2. besprochene Transferfunktion anhand von drei Beispielböden.



BMA der Böden 1,2 und 3: 127, 45 und 10 [mg C/ 100 g TS Boden]

5. Bewertung

Aus den oben stehenden Transferfunktionen wurde für die Bodeneigenschaften C_{org} -Gehalt und mikrobielle Biomasse jeweils diejenige ausgewählt, für die $L(\dots)/FG$ (mit FG: Anzahl der Freiheitsgrade) am kleinsten ist. Für die Biomasse ergibt die unter 4. angegebene Sättigungsfunktion die besten Ergebnisse, während für den C_{org} -Gehalt die unter 3. vorgestellte Transferfunktion (nicht graphisch dargestellt) besser passt. Dabei liefert die Transferfunktion für die Biomasse insgesamt bessere Anpassungen als die Transferfunktion für den C_{org} -Gehalt, so daß möglichst Biomassendaten verwendet werden sollten.

Eine Validierung der Transferfunktionen steht noch aus. Erste Vergleiche mit Freilanddaten zeigten für mittlere C_{org} -Gehalte gute Übereinstimmung, für niedrige C_{org} -Gehalte aber starke Überschätzung der Halbwertszeiten.

6. Literatur

Rohdenburg, H., 1987. Methoden zur Analyse von Agrarökosystemen in Mitteleuropa unter Betonung geoökologischer Aspekte. Nova Acta Leopoldina, Abhandlungen der deutschen Akademie der Naturforscher, 32, 1987.

Affinitätsverteilungen der Sorptionsprozesse von Cadmium und Blei an Parabraunerde

von

González, J., A. Pohlmeier und M.J. Schwuger

1 Einleitung

Durch anthropogenen Eintrag gelangen große Mengen an Schwermetallen in die Böden [1]. Aus diesem Grund behandelt der vorliegende Beitrag die Bindungsmechanismen von Cd^{2+} und Pb^{2+} an einem ausgewählten Boden (Parabraunerde, Standort: Jülich-Merzenhausen).

Durch klassische Adsorptionsisothermen ist es nicht möglich, die Bindung von Metallionen an natürlichen Substraten zu interpretieren, da deren Heterogenität unberücksichtigt bleibt. Es erscheint daher sinnvoller, die Sorption durch Affinitätsspektren zu beschreiben. Hierbei wird die Bindung der Schwermetallionen an der Mineraloberfläche, basierend auf dem Modell der mittleren Stabilitätskonstanten [2], durch deren Wahrscheinlichkeitsdichte [3] beschrieben.

Es wurden Adsorptionsversuche von Cd^{2+} und Pb^{2+} am Ober- (A_p) und Unterboden (B_1) der Parabraunerde, sowie Desorptionsexperimente durch kationische Tenside durchgeführt. Die Adsorption von kationischen Tensiden an mineralischen Oberflächen erfolgt durch ihren amphiphilen Charakter nahezu quantitativ und irreversibel [4]. Dabei werden die Metallionen durch einen stöchiometrischen Ionenaustauschprozeß verdrängt. Für K_i gilt: $K_i = m_{L_iM}/m_{M^{2+}} \cdot m_{L_i}$, m_{L_iM} stellt die adsorbierte Metallmenge dar, $m_{M^{2+}}$ die Konzentration des Metallions in der Gleichgewichtslösung und m_{L_i} die Anzahl der freien Bindungsplätze [2].

Die Hydrophobierung der Oberfläche beeinflusst die mittleren Stabilitätskonstanten $\log \bar{K}_i$ für die Bindung von Cd^{2+} und Pb^{2+} . Eine Änderung des Erwartungswertes von $\log \bar{K}_i$ und der Breite der Affinitätsspektren (σ), erhalten unter der Annahme einer Gaußverteilung der Affinitäten, läßt Aussagen über den Bindungsort der Metallionen zu (Huminstoff- oder Tonmineralbindung).

2 Ergebnisse und Diskussion

2.1 Adsorption von Cadmium und Blei

Abb. 1 zeigt den Verlauf der mittleren Stabilitätskonstanten $\log \bar{K}_i$ gegen den gebundenen Metallanteil θ_M an Parabraunerde. Pb^{2+} wird deutlich stärker als Cd^{2+} gebunden. Für die Affinität der beiden Schwermetalle gilt bei einem Vergleich des Verlaufs der mittleren

Stabilitätskonstanten $\log \bar{K}_i$ über den gesamten Adsorptionsbereich: $\text{Pb}^{2+}(\text{A}_p) > \text{Pb}^{2+}(\text{B}_t) > \text{Cd}^{2+}(\text{A}_p) > \text{Cd}^{2+}(\text{B}_t)$.

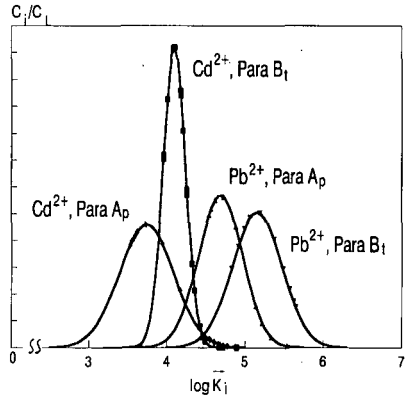
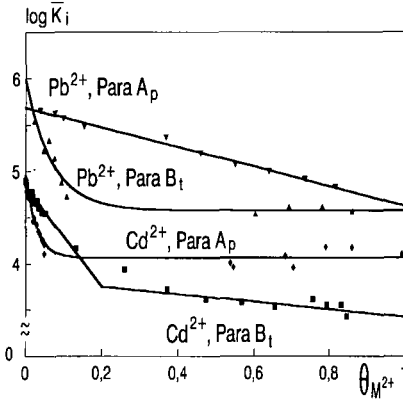


Abb 1: Adsorption von Cd^{2+} und Pb^{2+} an Parabraunerde A_p und B_t .

Abb. 2: Affinitätsspektren für die Adsorption von Cd^{2+} und Pb^{2+} an Parabraunerde

Der Verlauf von $\log \bar{K}_i$ für Cd^{2+} (Abb. 1), zeigt für Parabraunerde A_p bei $\theta_M \approx 0,2$ und für Parabraunerde B_t bei $\theta_M \approx 0,1$ eine Änderung im Adsorptionsverhalten. Diese Werte entsprechen etwa den abgeschätzten Anteilen an Huminstoffbindungsstellen (s. Tab. 1)

Tab. 1: Huminstoff- und Tonmineralbindungsstellen der Parabraunerde

	Dimension	Parabraunerde A_p	Parabraunerde B_t
$\text{CEC}_{\text{H+C}}$	meq/100g	9,2	10,6
$\text{CEC}_{\text{exp.}}$	meq/100g	4,6	6,9
θ_{H}	-	0,4	0,1
θ_{C}	-	0,6	0,9

- $\text{CEC}_{\text{H+C}}$: Berechnete CEC der Huminstoff- und Tonmineralbindungsplätze
- $\text{CEC}_{\text{exp.}}$: Experimentell bestimmte CEC
- θ_{H} : Anteil der Huminstoffbindungsplätze
- θ_{C} : Anteil der Tonmineralbindungsplätze

Nach der Belegung der Huminstoffbindungsplätze, dies wird aus der Überschreitung obiger θ_M -Werte deutlich, findet eine Sorption an den Tonmineralbindungsplätzen statt.

Die Affinitätsspektren (Abb. 2), hier ist die Wahrscheinlichkeitsdichte C_i/C_1 der Metallion-Mineralbindung gegen die mittleren Stabilitätskonstanten $\log \bar{K}_i$ aufgetragen, zeigen beim

Übergang vom Ober- zum Unterboden eine deutliche Abnahme in der Breite. Es deutet auf eine schärfere Verteilung der Bindungsenergien der Tonmineralbindungsplätze hin. Aus dem Verlauf von $\log \bar{K}_i$ und den Affinitätsspektren, kann die Adsorption von Cd^{2+} an zwei unterschiedlichen Typen von Bindungsplätzen mit unterschiedlichen Bindungsenergien gefolgert werden.

Die Adsorption von Pb^{2+} an Parabraunerde A_p zeigt einen einheitlichen Mechanismus über den gesamten Bereich von θ_M . Für die Adsorption an Parabraunerde B_t ist bei $\theta_M \approx 0,1$ eine Veränderung im Adsorptionsverhalten festzustellen. Dieser ist durch einen Vergleich mit Tab. 1 auf eine Besetzung der Tonmineralbindungsplätze zurückzuführen. Die fast identische Breite beider Affinitätsspektren (Abb. 2) deutet jedoch auf einen ähnlichen Adsorptionsmechanismus hin, unabhängig von der Beschaffenheit der Bindungsplätze.

Die Adsorption von Pb^{2+} an Parabraunerde erfolgt offensichtlich nach einem anderen Mechanismus. Eine mögliche Erklärung wäre die überwiegende Adsorption von Pb^{2+} in Form der $[\text{Pb}(\text{OH})^+]$ -Species zu einer $\text{Pb}_x(\text{OH})_y$ -Bindung an der Substratoberfläche.

2.2 Desorption von Cadmium und Blei

Die Parabraunerde wird mit drei verschiedenen Metallkonzentrationen belegt (Cd: 50, 271, 500 mg/kg; Pb: 500 mg/kg). Anschließend erfolgt die Adsorption von kationischem Tensid (Didodecyldimethylammoniumbromid) bis zum Erreichen der Kationenaustauschkapazität ($\theta_T = 1$). Dabei werden überwiegend essentielle Ionen (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+) mobilisiert. Cd^{2+} und Pb^{2+} sind deutlich stärker gebunden und lassen sich daher nur in geringen Mengen mobilisieren ($\text{Cd}^{2+} < 10\%$; $\text{Pb}^{2+} < 1\%$).

In Abb. 3 sind die Affinitätsspektren für die Desorption von Cd^{2+} aus Parabraunerde A_p dargestellt, die Ergebnisse aus den Desorptionsexperimenten von Pb^{2+} werden aus Vergleichsgründen mit aufgetragen. Sie zeigen fast die gleiche Breite σ , und unterscheiden sich lediglich in der Verschiebung um den Erwartungswert μ .

μ beschreibt die mittlere Affinität von Cd^{2+} an die durch Tensid modifizierte, hydrophobe Parabraunerde. Mit höherer Vorbelegung der Parabraunerde durch Cd^{2+} , kann ein immer größerer Anteil anschließend durch kationisches Tensid verdrängt werden, denn die Cd^{2+} -Ionen besetzen mit zunehmender Konzentration Bindungsstellen mit geringer Energie. Dabei wird μ zu niedrigeren Werten verschoben. Die fast identische Breite der Affinitätsspektren weist auf die Adsorption an gleichartigen Bindungsstellen hin. Für den Oberboden der Parabraunerde kommen daher im wesentlichen Huminstoffbindungsstellen in Frage.

Abb. 4 zeigt für die Desorption von Cd^{2+} aus Parabraunerde B_t eine Veränderung in der Breite der Affinitätsspektren im Vergleich zur Parabraunerde A_p und eine Verschiebung von μ zu niedrigeren Werten. Es ist daher zu erwarten, daß für die höheren Cd^{2+} -Konzentrationen neben den Huminstoffbindungsplätzen auch zunehmend Tonmineralbindungsplätze zur Komplexbildung von Cd^{2+} beitragen. Dieses Sorptionsverhalten von Cd^{2+} an verschiedenen Substratbindungsstellen wird durch die Verringerung von σ bestätigt.

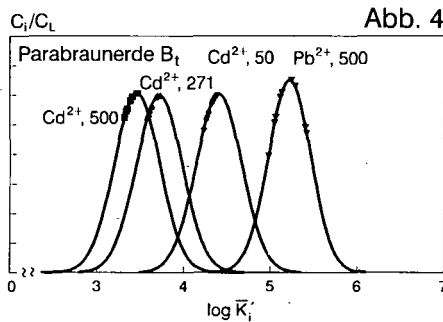
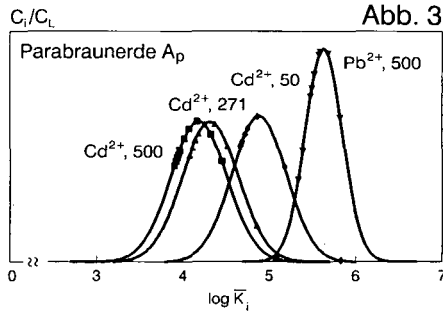


Abb. 3 und Abb. 4: Affinitätsspektren für die Mobilisierung von Cd^{2+} und Pb^{2+} aus Parabraunerde A_p und B_t .

Die Affinitätsspektren zeigen eine schärfere Verteilung der Bindungsenergien auf, wie bereits aus den Adsorptionsuntersuchungen in 2.1 hervorging. σ ist also eine geeignete Größe um das Sorptionsverhalten von Cd^{2+} an unterschiedlichen Substraten zu beschreiben. Der Desorptionsprozeß von Pb^{2+} aus den Parabraunerden erfolgt nicht stöchiometrisch, da Blei als $Pb_x(OH)_y$ an der Substratoberfläche gebunden wird.

3 Zusammenfassung

Aus Adsorptions- und Desorptionsversuchen konnte gezeigt werden, daß für geringe Metallionkonzentrationen die energiereichen Huminstoffbindungsplätze der Parabraunerde belegt werden. Erst bei höheren Konzentrationen an Metallionen konkurrieren die Huminstoffplätze mit den energieärmeren Tonmineralbindungsplätzen um die Metallionen.

- [1] F. Scheffer, P. Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde, Stuttgart 1989
- [2] F. Stevenson et al. Soil Science 155, 77 (1993)
- [3] D. Gamble et al. Geochim. Cosmochim. Acta 47, 1311 (1983)
- [4] J. González et al. Mitteil. deutsch. Bodenkundl. Ges. 68, 235 (1992)

Bodenchemische Gleichgewichtsmodelle für Batchversuche mit Berücksichtigung metallorganischer Komplexe

von

Ludwig, B. und J. Prenzel*

Zusammenfassung

Batchversuche mit Boden-Lösungs-Suspensionen von B-Horizonten weisen einen von A-Horizonten stark abweichenden Gesamtchemismus auf. Hierfür werden zwei verschiedene bodenchemische Gleichgewichtsmodelle vorgestellt.

1 Einleitung

Batchversuche mit Boden-Lösungs-Suspensionen sind wichtige Werkzeuge für bodenchemische Fragestellungen. Die Übertragung der hierdurch gewonnenen Ergebnisse auf Feldversuche ist nur bedingt möglich. Im folgenden soll dargestellt werden, daß Batchversuche mit Boden-Lösungs-Suspensionen von B-Horizonten mit einem bodenchemischen Gleichgewichtsmodell beschrieben werden können. Die Beschreibung der Batchversuche von A-Horizonten ist mit größeren Problemen verbunden, da Gleichgewichtslösungen der untersuchten A-Horizonte erhebliche Mengen DOC (Dissolved Organic Carbon) enthalten. Um die Komplexität und die Heterogenität organischer Substanzen ausdrücklich zu betonen, sei z.B. auf die Arbeiten von Finger, Post und Klamberg (Finger, Post, Klamberg, 1990, 1991, 1993) verwiesen. Interessanterweise ist trotz dieser Heterogenität des DOC eine Beschreibung der Batchversuche von A-Horizonten durch gekoppelte chemische Gleichgewichte mit Hilfe relativ weniger Annahmen möglich.

2 Material und Methoden

2.1 Bodenproben

Folgende Bodenproben wurden untersucht:

- 1a) Lange Bramke (Harz), Nordhang, aus 70 - 90 cm Tiefe. B_h-Material eines Podsols aus devonischem Quarzit; Quarz mit geringen Mengen Muskowit.
- 1b) Lange Bramke (Harz), Nordhang, aus 0 - 10 cm Tiefe, A_{ch}-Material.
- 1c) Lange Bramke (Harz), Profil Kuppe, aus 0 - 15 cm Tiefe, A_{hc}-Material.
- 2a) Solling aus 30 - 50 cm Tiefe. B_h-Material einer podsoligen Braunerde aus einer Sandstein (sm₂) / Löß-Fließerde.
- 2b) Solling aus 0 - 10 cm Tiefe, A-Material
- 3) Rahberg, Eimke (Heide) aus 15-23 cm Tiefe. B_{ch}-Material eines Podsols auf Schmelzwassersand.

2.2 Konsekutive Batchversuche

Die zu untersuchenden Bodenproben werden getrocknet, auf 2 mm gesiebt und durch einen Rotationsprobenteiler in untereinander gleiche Teilproben geteilt. Für die einzelnen Batchversuche werden jeweils 50 g verwendet. Die Versuche werden in Kunststoffgefäßen durchgeführt, in deren Gefäßboden sich ein integrierter Membranfilter mit 0.01 µm Porenweite befindet. Die Gefäße sind nach oben hin durch einen Deckel mit einer kleinen Lüftungsöffnung verschlossen. Zu Beginn wird jede 50 g - Probe mit 100 ml bidest. Wasser aufgeschlämmt und 24 h bei Raumtemperatur zur Gleichgewichtseinstellung stehen gelassen. Anschließend wird ein leichter Unterdruck an den Membranfilter angelegt; die so erhaltbare Gleichgewichtslösung nullter Stufe wird abgesaugt. Von dieser Lösung werden 50 ml zur Analyse abpipettiert. Der Rest wird, ergänzt um 50 ml einer Testlösung, dem Filtrationsrückstand wieder zugesetzt. Die Suspension wird wieder 24 h stehen gelassen und

*Institut für Bodenkunde und Waldernährung, Büsgenweg 2, 37077 Göttingen

am nächsten Tag wird genauso verfahren, wobei die Gleichgewichtslösung erster Stufe zur Analyse entnommen wird. Die Reihe wird über neun Schritte fortgesetzt. Dabei bleibt die zugesetzte Testlösung dieselbe. Als Testlösungen werden NaCl, KCl, MgCl₂, CaCl₂, Al(NO₃)₃, MnCl₂, NaOH, Na₂SO₄, H₂O, HCl, H₂SO₄, FeCl₃ und NH₄Cl verwendet. Experimentell bestimmt man für jeden Versuchsschritt den pH-Wert, die Konzentrationen von Na, K, Mg, Ca, Mn, Fe, Al, SO₄ und den DOC-Gehalt.

2.3 Modelle

2.3.1 Modell für Batchversuche mit B-Horizonten

Die Simulation der Batchversuche erfolgte mit einem Modell gekoppelter Gleichgewichte (Prenzel, 1985, 1991, Ludwig, 1993). Das Modell berücksichtigt Elementbilanzen für Na, K, Mg, Ca, Mn, Al, Cl und SO₄. Für die gelösten Ionen wird eine Ladungsbilanzgleichung einbezogen. Aktivitätskoeffizienten werden nach der Davies-Gleichung berechnet. Die Lösung und Dissoziation von Kohlensäure wird berücksichtigt. Das Modell nimmt Löslichkeitsgleichgewichte mit Gibbsit und Juranit an. Der Kationenaustausch wird beschrieben als Konkurrenz der Kationen H⁺, Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Mn²⁺ und Al³⁺ um eine feste Kationenaustauschkapazität. Kationische Komplexe werden am Austauscher nicht berücksichtigt. Der Austausch wird gesteuert über Selektivitätskoeffizienten (Bolt (ed). 1979). Ferner berücksichtigt das Modell eine Reihe von löslichen anorganischen Komplexen. Die Stabilitätskonstanten dieser Komplexe sind den Werken von Baes und Mesmer bzw. von Lindsay entnommen. Redoxreaktionen werden nicht berücksichtigt.

2.3.2. Modell für Batchversuche mit A-Horizonten

Das Modell für Batchversuche mit A-Horizonten weicht in folgenden Punkten von dem Modell für B-Horizonte ab (Ludwig, 1993): In die Elementbilanz wird zusätzlich Fe(III) einbezogen. Weiterhin wird aus den DOC - Werten mit Hilfe der Annahme, daß die organischen Liganden im Durchschnitt aus C₄₅ - Körpern bestehen, die Konzentration dieser Liganden errechnet. Es wird vorgegeben, daß die organischen Liganden sehr stabile 1:1-Komplexe mit Fe(III) bzw. mit Al bilden: log₁₀ K (Fe(III)(DOC)) = 11 und log₁₀ K (Al(DOC)) = 9.5. Schließlich wird angenommen, daß sich die organischen Liganden im Durchschnitt wie eine dreiprotonige Säure mit den pK_s-Werten 3.8, 5.2 und 5.3 verhalten. Das Modell nimmt ein Löslichkeitsgleichgewicht mit Fe(OH)₃ an, wobei ein Löslichkeitsprodukt von 10^{-37.5} vorgegeben wird. Löslichkeitsgleichgewichte mit Gibbsit und Juranit werden aufgrund von Untersättigung der Gleichgewichtslösungen nicht vorgegeben.

3 Ergebnisse und Diskussion

3.1 Ergebnisse der Untersuchungen an B-Horizonten und Diskussion

In Abbildung 1 werden die Konzentrationsverläufe der Ionen Na, K, Mg, Ca, Mn, Al und SO₄ in µmol/l versus Versuchsschritte und der pH-Verlauf gezeigt. In diesem Beispiel ist die untersuchte Bodenprobe Lange Bramke (1a) und die zugesetzte Testlösung 1/2 mM CaCl₂. Die Punkte symbolisieren die experimentellen Daten und die durchgezogenen Linien die berechneten Werte. Man findet eine gute Übereinstimmung experimenteller und simulierter Werte. Das Modell beschreibt die Konzentrationsverläufe als teilweise Auflösung von Juranit, teilweise Bildung von Gibbsit und Kationeneintausch von Ca²⁺.

Bodenprobe: Lange Bramke (1a), B_v-Horizont, Testlösung: 1/2 mM CaCl₂

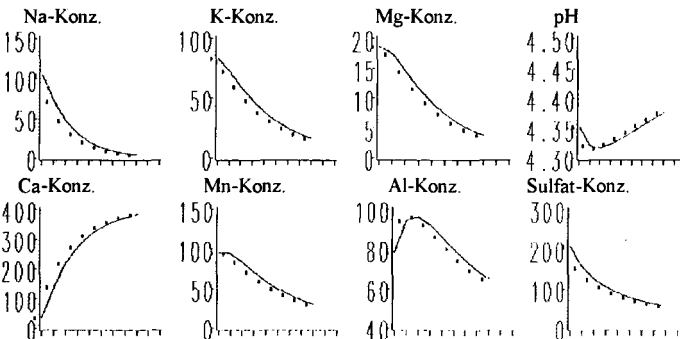


Abb.1 Konzentrationsverläufe in µmol/l und pH-Verlauf versus Versuchsschritte

In Abbildung 2 wird ein weiteres Beispiel gezeigt; hierbei wird als zugesetzte Testlösung 1/3 mM $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ verwendet. Man findet auch hier eine gute Übereinstimmung experimenteller und simulierter Werte. Das Modell beschreibt die Konzentrationsverläufe als Eintausch von Al^{3+} an den Kationenaustauscher, Bildung von Gibbsite und teilweise Auflösung von Juranit.

Bodenprobe: Lange Bramke (1a), B₁-Horizont, Testlösung: 1/3 mM $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$

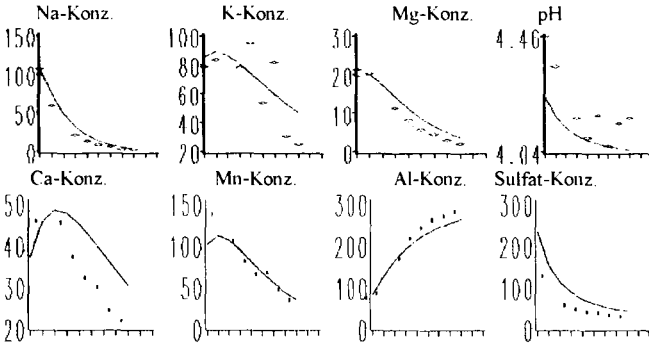


Abb.2 Konzentrationsverläufe in $\mu\text{mol/l}$ und pH-Verlauf versus Versuchsschritte

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß für die untersuchten B-Horizonte das in 2.3.1 vorgestellte Modell bestätigt werden konnte: Für alle Teilversuche konnte bei allen in 2.1 vorgestellten Bodenproben eine widerspruchsfreie Beschreibung der stattfindenden Adsorptions-, Desorptions- und der pH-Änderungen in Abhängigkeit der Extraktionsschritte gefunden werden.

3.2 Ergebnisse der Untersuchungen an A-Horizonten und Diskussion

In Abbildung 3 werden die Konzentrationsverläufe der Ionen Na, K, Mg, Ca, Mn, Al, Fe und SO_4 in $\mu\text{mol/l}$ versus Versuchsschritte und der pH-Verlauf gezeigt. Zusätzlich ist der DOC-Verlauf dargestellt. Die experimentell erhaltenen DOC-Werte (in mg/l) wurden unter der Annahme eines durchschnittlichen C_{45} -Gerüsts in $\mu\text{mol/l}$ umgerechnet. Die zugesetzte Testlösung ist 1/2 mM CaCl_2 .

Bodenprobe: Lange Bramke (1b), A₁₁-Horizont, Testlösung: 1/2 mM CaCl_2

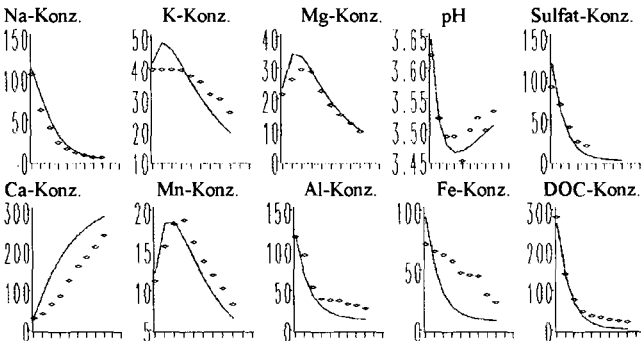


Abb.3 Konzentrationsverläufe in $\mu\text{mol/l}$ und pH-Verlauf versus Versuchsschritte

Die Konzentrationsverläufe der untersuchten Ionen werden korrekt durch das Modell beschrieben, lediglich beim Fe-Verlauf gibt es stärkere Abweichungen. Das Modell interpretiert die Verläufe folgendermaßen: Es findet ein starker Eintausch von Ca^{2+} gegen die übrigen Kationen am Austauscher statt. Zusätzlich gehen leicht lösliche organische Fe- und Al-Komplexe beim Versuchsschritt null in Lösung und verhalten sich wie eine Verdünnungsreihe.

Als letztes Beispiel wird Abb.4 gezeigt. Die verwendete Testlösung ist 1/3 mM $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$. Besonders interessant ist der Al-Konzentrationsverlauf, der zunächst paradox erscheint (vgl. Abb.2): Trotz Hinzufügung von $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ zur Boden-Lösungs-Suspension nimmt die Al-Konzentration der Gleichgewichtslösungen in Abhängigkeit der Versuchsschritte zunächst ab und steigt erst ab Schritt fünf an. Das Modell beschreibt diesen Verlauf als teilweisen Eintausch von Al^{3+} an den Kationenaustauscher, der von einer Verdünnungsreihe organischer Al-Komplexe überlagert ist.

Bodenprobe: Lange Bramke (1b), A_{ch} -Horizont, Testlösung: 1/3 mM $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$

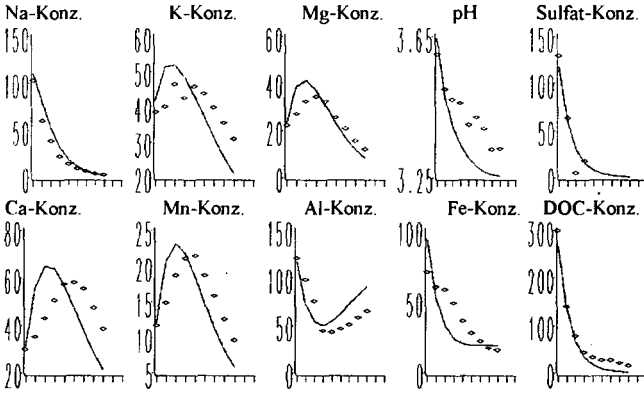


Abb.4 Konzentrationsverläufe in $\mu\text{mol/l}$ und pH-Verlauf versus Versuchsschritte

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Konzentrationsverläufe der untersuchten Ionen mindestens qualitativ korrekt (oder besser) beschrieben werden können. Für alle Teilversuche (Testlösungen waren NaCl, KCl, CaCl_2 , $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$, HCl, H_2SO_4 und FeCl_3) wurden bei den untersuchten Bodenproben widerspruchsfreie Ergebnisse erhalten. Trotz dieser erfreulichen Ergebnisse dürfen die in 2.3.2 beschriebenen Parameter selbstverständlich nur als Kollektiv betrachtet werden. Batchversuche können keine mittlere Molmassenbestimmungen ersetzen. Hingegen können mittlere Molmassenbestimmungen dazu beitragen, daß die Zahl der frei wählbaren Parameter weiter eingeschränkt wird. Schließlich sei noch auf die Unsicherheiten bezüglich des Fe-Redoxzustandes in den Gleichgewichtslösungen hingewiesen. Die Annahme, daß sämtliches Fe als Fe^{III} (und nicht als Fe^{II}) in Lösung vorliegt, stellt sicherlich eine zu grobe Näherung dar; so fanden Nätischer und Schwertmann bei der Untersuchung organischer Auflagen austauschbares zweiwertiges Fe (Nätischer, Schwertmann, 1991). In diesem Punkt ist das Modell also noch erweiterungsbedürftig.

Literatur

- Baas, C. F., Mesmer, R. F., *The hydrolysis of cations*, Wiley Interscience, London, 1976
- Bolt, G. H., (ed), *Soil Chemistry, B. Physico-Chemical Models*, Amsterdam: Elsevier. (Developments in Soil Science), Vol. 5B), 1979
- Finger, W., Post, B., Klamberg, H., *Wechselwirkungen zwischen Boden-Huminstufen und Metall-Ionen. I. Isolierung und Charakterisierung der Boden-Huminstoffe*, Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 153, 1990
- Finger, W., Post, B., Klamberg, H., *Wechselwirkungen zwischen Boden-Huminstufen und Metall-Ionen. II. Untersuchung von Boden-Huminstoffen mit der Gel-Permeations-Chromatographie und der Dampfdruck-Osmometrie*, Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 154, 1991
- Finger, W., Klamberg, H., *Wechselwirkungen zwischen Boden-Huminstufen und Metall-Ionen. III. Komplexbildung von Boden-Huminsäuren und Boden-Fulvosäuren mit Metall-Ionen*, Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 156, 1993
- Lindsay, W.L., *Chemical Equilibria in Soils*, Wiley Interscience, New York, 1979
- Ludwig, B., *Bodenchemische Gleichgewichtsmodelle für Batchversuche mit Berücksichtigung metallorganischer Komplexe*, Dissertation, Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme, Reihe A, Band 107, Göttingen, 1993
- Nätischer, L., Schwertmann, U., *Proton buffering in organic horizons of acid forest soils*, Geoderma, 48, 1991
- Prenzel, J., *A numerical scheme for the calculation of coupled chemical equilibria*, Z. dt. Geol. Ges., 136, 1985
- Prenzel, J., *Introduction to BEM (Batch Equilibrium Model)*, Reports from the Research Center for Forest Ecosystems at the University of Göttingen, Göttingen, Series B, 28, 1991

**Eigenschaften von DOM anthropogener Substrate.
Teil A: Charakterisierung von Klärschlamm-Eluaten
mittels DOM-Fraktionierung und ¹³C-NMR-
Spektroskopie**

von

Otto, S.^{a,c}, J. Lambert^b, W. Liesegang^a, N. Zullei-Seibert^a
und I. Kögel-Knabner^c

EINLEITUNG

Im Rahmen der landwirtschaftlichen Klärschlammverwertung können bis zu 5 t Trockenmasse pro ha in 3 Jahren ausgebracht werden (AbfKlärV). Insbesondere durch die Verwertung von Naßschlämmen mit einem mittleren Feststoffgehalt von 5% werden gelöste organische Verbindungen aus dem Restwassergehalt des Klärschlamm (Eluat) in den Boden freigesetzt. Über die Zusammensetzung und Eigenschaften von DOM (dissolved organic matter) aus Klärschlamm-Eluaten bestehen bisher nur geringe Kenntnisse.

MATERIAL UND METHODEN

Es wurde zwischen zwei Klärschlämmen kommunaler Herkunft (KS1/KS3) und einem Klärschlamm mit industriellem Einfluß (KS2) unterschieden. Die Klärschlämme unterlagen im Anschluß an das jeweilige Abwasserreinigungsverfahren einer anaeroben mesophilen Schlammstabilisation unterschiedlicher Aufenthaltszeit (KS1: 13d, KS2: 16d, KS3: 60d). Die DOC-Konzentrationen in den Eluaten betragen für KS1 1000 mg/l, für KS2 760 mg/l und für KS3 250 mg/l.

In Anlehnung an AIKEN et al. (1992) wurde eine vereinfachte Methode zur Fraktionierung des DOM an XAD-8 und XAD-4 Adsorberharzen etabliert (OTTO, 1994). Es werden nach der Polarität und den ionischen Eigenschaften des DOM hydrophobe Säuren (**HOS**) und Neutralstoffe/Basen (**HON/B**), hydrophile Säuren (**HIS**) und Neutralstoffe/Basen (**HIN/B**) sowie ein stark polarer Anteil (**pA**) getrennt (Abb. 1). Zur Fraktionierung werden 80 ml einer auf 20 mg/l C verdünnten und auf pH 2 eingestellten DOM-Lösung benötigt. Nach Gleichgewichtseinstellung der Harze (60 ml) wird der Effluent des ersten Harzes (XAD-8) als hydrophile Fraktion (**HIS + HIN/B + pA**) und der Effluent des XAD-4 Harzes als polarer Anteil (**pA**) definiert. Die Säure-Fractionen (**HOS/HIS**) werden mit jeweils 50 ml 0,1 M NaOH vollständig von den Harzen eluiert. Der Anteil an **HON/B** und **HIN/B** wird aus der Differenz zu den gemessenen Fraktionen bestimmt.

Neben ¹H-Breitband-entkoppelten ¹³C-Spektren, die für alle chemisch nichtäquivalenten Kohlenstoffatome jeweils ein Signal liefern, wurde als Zuordnungshilfe ¹³C-DEPT-Spektren (DODDRELL et al., 1982) eingesetzt, die eine Unterscheidung der CH_n-Signale (n=1/2/3) ermöglichen. Die Spektrentypen können quantitativ ausgewertet werden, wenn das

^a Institut für Wasserforschung GmbH, Dortmund

^b Institut für Spektrochemie und angewandte Spektroskopie, Dortmund

^c Arbeitsgruppe Bodenkunde und Bodenökologie, Fakultät für Geowissenschaften,
Ruhr-Universität Bochum

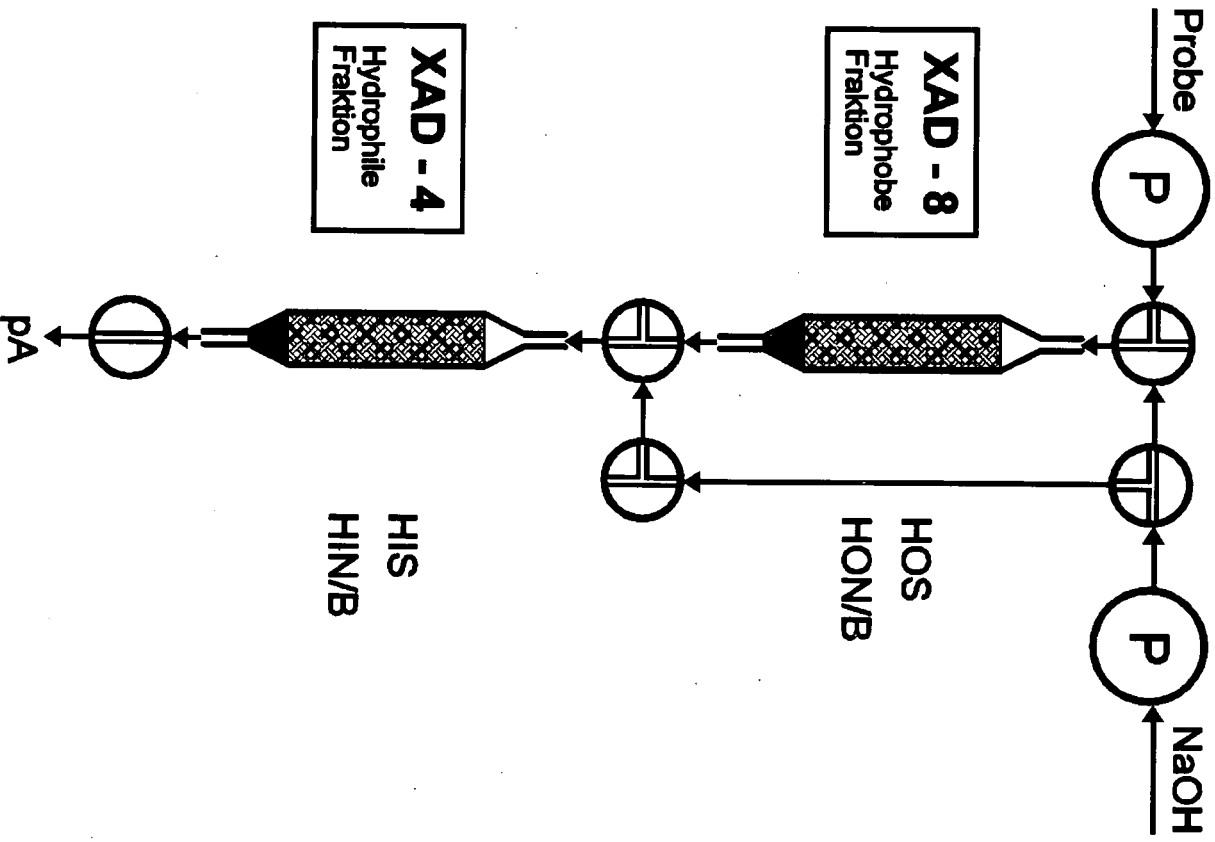


Abbildung 1: Schematischer Aufbau der DOM-Fraktionierung

Impulsintervall groß genug gewählt wird und die Breitbandentkopplung während des Impulsintervalls ausgeschaltet bleibt. Zur Charakterisierung von KS3 wurde die wesentlich empfindlichere ¹H-NMR-Spektroskopie herangezogen.

ERGEBNISSE UND DISKUSSION

Für DOM aus Klärschlamm-Eluaten konnten hydrophobe Anteile von 3-48% am DOM bestimmt werden (Abb. 2). KS1 unterscheidet sich mit einem hydrophilen Anteil von 97% wesentlich von den Klärschlämmen KS2 und KS3 mit 45 und 48%. Bei allen Eluaten konnte eine Dominanz hydrophober Säuren und der polaren Fraktion mit 65-84% am Gesamt-DOM festgestellt werden. Zwischen der hydrophob/hydrophilen Zusammensetzung von DOM aus Klärschlamm-Eluaten und dem Einzugsgebiet der Kläranlage, dem Abwasserreinigungsverfahren sowie der Aufenthaltszeit in der anaeroben Schlammstabilisation konnte kein Zusammenhang festgestellt werden.

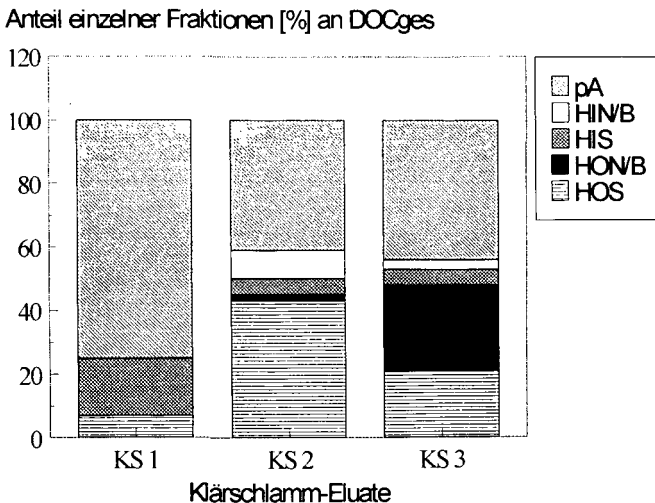


Abbildung 2: DOM-Fraktionierung von Klärschlamm-Eluaten

Gegenüber bisher eingesetzten Methoden bietet die DOM-Fraktionierung an XAD-8 und XAD-4 Adsorberharzen eine vereinfachte Methode zur Charakterisierung der gelösten organischen Substanz. Die Methode weist eine hohe Trennschärfe auf und ermöglicht somit eine weitergehende Spezifizierung von Klärschlämmen.

NMR-spektroskopische Untersuchungen belegen einen hohen Anteil niedermolekularer Verbindungen in den Eluaten (Tab. 1). Die Substanzgehalte zeigen dabei eine starke Abhängigkeit von der Aufenthaltszeit der Klärschlämme in der anaeroben Schlammstabilisation. Mittels NMR-Spektroskopie kann zwischen Eluaten aus rein kommunalem Klärschlamm (KS1/KS3) und einem Eluat aus Klärschlamm mit Industrieanteil (KS2) anhand der identifizierten Spezies (hier: Phthalsäureester)

unterschieden werden. Alle Klärschlämme enthalten, unabhängig vom biologischen Abwasserreinigungsverfahren (KS1: Tropfkörper, KS2: Belebungsbecken, KS3: nicht vorhanden) die Komponenten Harnstoff und Essigsäure. Lediglich bei kurzen Aufenthaltszeiten in der anaeroben Schlammstabilisation treten zusätzlich Aceton und Propionsäure als Zwischenprodukte des anaeroben Abbaus auf.

Tabelle 1: Quantitative Auswertung der NMR-Spektren (KS1/2: ^{13}C -NMR, KS3: ^1H -NMR)

Komponente	Molprozent
KS 1	
Harnstoff	3,4
Aceton	38,8
Essigsäure	38,8
Propionsäure	19,0
KS 2	
Harnstoff	62,5
Phthalsäureester	6,6
Aceton	9,2
Essigsäure	13,8
Propionsäure	7,9
KS 3	
Aromaten	1,3
Harnstoff	90,6
Essigsäure	0,3
Aliphaten	7,8

DANK

Wir danken dem Umweltbundesamt für die finanzielle Unterstützung der Arbeiten (F&E Vorhaben: Wasser 102 02 618). Dem Ruhrverband sei für die Bereitstellung der Klärschlämme gedankt und der hydrologischen Abteilung der Dortmunder Stadtwerke für die Durchführung von Sterilisationsversuchen. Die Arbeiten an der RUB wurden durch die DFG (Ko 1035/7-1) unterstützt. Frau Wilde und Herrn Gosda einen herzlichen Dank für die Durchführung analytischer Arbeiten.

LITERATUR

- AIKEN, G.R.; MCKNIGHT, D.M.; THORN, K.A.; THURMAN, E.M. (1992): Isolation of hydrophilic organic acids from water using nonionic macroporous resins. *Org. Geochem.* 18, 567-573.
- BUDDRUS, J.; BURBA, P.; HERZOG, H.; LAMBERT, J. (1989): Quantitation of partial structures of aquatic humic substances by one- and two-dimensional solution ^{13}C -NMR. *Anal. Chem.* 61, 628-631.
- DODDRELL, D.M.; PEGG, D.T.; BENDALL, M.R. (1982): Distortionless enhancement of NMR signals by polarization transfer. *J. Magn. Res.* 48, 323-327.
- OTTO, S. (1994): Charakterisierung der organischen Substanz in Klärschlamm-Eluaten. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Ruhr-Universität Bochum.

Laborversuche als Modelle für Verlagerung, Abbau und Bildung gebundener Rückstände von Methabenzthiazuron in einer Typischen Parabraunerde aus Schwemmlöß

von

Prinz, H., W. Mittelstaedt und F. Führ*

Einleitung und Zielsetzung

Für die Zulassung von Pflanzenschutzmitteln in der Bundesrepublik sind seit 1990 Lysimeteruntersuchungen für solche Wirkstoffe vorgeschrieben, die ein Verlagerungsverhalten im Boden erwarten lassen (BBA, 1990). Generell sind weitere Versuche zur Beschreibung des Abbaus und der Verlagerung im Boden unter konstanten Laborbedingungen vorgesehen (BBA, 1986 a und b). Diese Studie untersucht am Beispiel des Herbizidwirkstoffs Methabenzthiazuron die Eignung von Laborversuchen, das Verhalten des Wirkstoffs unter Freilandbedingungen zu beschreiben.

Material und Methoden

Als **Versuchsboden** wurde eine Typische Parabraunerde aus Schwemmlöß des Standortes Merzenhausen verwendet. Tabelle 1 zeigt ausgewählte chemische und physikalische Bodeneigenschaften. **Methabenzthiazuron (MBT)** (IUPAC-Bezeichnung: 1-benzothiazol-2-yl-1,3-dimethylharnstoff) ist die aktive Wirksubstanz in Tribunil®, einem Herbizid zum Einsatz z.B. in Wintergetreide. Der Wirkstoff war im Phenylring uniform ¹⁴C-markiert mit einer spezifischen Radioaktivität von 429,2 kBq/mg (Abb. 1). Im **Lysimeterversuch** (1 m², 1,10 m tiefe, ungestört entnommene Profile) erfolgte die Applikation von MBT am 10.11.1992 im Voraufwurf zu Winterweizen entsprechend einer praxisüblichen Aufwandmenge von 4 kg Tribunil®/ha. Über keramische Saugkerzen wurden Bodenlösungen aus den Tiefen 10 und 20 cm Tiefe entnommen. Das in 1,10 m Tiefe anfallende Sickerwasser wurde in regelmäßigen Abständen und der Boden aus dem Ap-Horizont 176 und 255 Tage nach Applikation von MBT beprobt.

Tab. 1: Ausgewählte chemische und physikalische Bodeneigenschaften der verwendeten Typischen Parabraunerde aus Schwemmlöß.

	Tiefe (cm)	pH (KCL)	Corg (%)	Sand (%)	Schluff (%)	Ton (%)
Ap	0-39	7,2	1,2	6,4	78,2	15,4
A1	39-55	6,9	0,4	1,0	77,1	21,9
Bt1	55-77	6,8	0,4	0,1	73,4	26,5
Bt2	77-98	6,7	0,4	0,8	74,1	25,1
Bt3	98-119	6,5	0,3	0,7	72,7	26,6

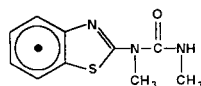


Abb. 1: Der Wirkstoff [Phenyl-U-¹⁴C]Methabenzthiazuron (MBT) (IUPAC: (1-benzothiazol-2-yl-1,3-dimethylharnstoff)), spezifische Radioaktivität: 429,2 kBq/mg. * = ¹⁴C-Markierungsposition.

Der **Abbauversuch** erfolgte in Anlehnung an die Richtlinien der BBA (BBA, 1986, a) in 250 mL-Erlenmeyerkolben bei 20°C (3 Wiederholungen) und 0, 10 und 30°C (ohne Wiederholung) sowie einer Bodenfeuchte von 40 % der maximalen Wasserhaltekapazität des Bodens. Das entstehende ¹⁴CO₂ wurde in Natronkalkfällern zur späteren Analyse aufgefangen und nach 10 und 40 Tagen Inkubationsdauer wurden jeweils 3 Gefäße pro Variante zur Probenahme aus dem Versuch genommen. Pro Bodenprobenahme im Abbaueversuch wurde der gesamte Boden aus 2 weiteren Abbauefäßen entnommen und auf eine Bodensäule mit geschüttetem und eingerütteltem Boden von 16 cm Höhe aufgebracht (Gesamthöhe der Bodensäule 20 cm). In Anlehnung an die BBA-Richtlinie (BBA, 1986, b) wurde in der **Verlagerungsstudie** eine Intensivberegnung entsprechend

* Institut für Radioagronomie, Forschungszentrum Jülich GmbH, 52425 Jülich

® eingetragenes Warenzeichen der Bayer AG

200 mm Niederschlag auf die Bodensäulen ausgebracht. Die Sickerwässer wurden wie die Wasserproben im Lysimeterexperiment untersucht und zum Versuchsende wurde der Gehalt an Radiokohlenstoff in 4 Segmenten der Bodensäulen bestimmt. In allen drei Studien wurde zusätzlich zur Applikation von MBT in praxisüblicher Menge in einer Variante vor Zugabe des Wirkstoffs eine Düngung mit nicht radioaktiv markiertem Maisstroh durchgeführt, um den Einfluß einer leicht mikrobiell umsetzbaren Kohlenstoffquelle auf den Abbau und die Verlagerung von MBT zu untersuchen. Die Bezeichnung der **Varianten** erfolgt durch das Kürzel der Studie (Lysimeter=Lys, Abbau=Abb, Verlagerung=AL), den Wirkstoffnamen MBT und den Hinweis auf die Maisstrohdüngung (+S). Alle Radioaktivitätsmessungen in Lösungen erfolgten in einem Flüssigkeitsszintillationspektrometer der Fa. Packard (TriCarb 4530). Feste Proben wurden vor Radioaktivitätsmessung verascht (Packard Oxidizer 306). Zur **Analyse** der nicht flüchtigen Radioaktivität in den Bodenlösungen und Sickerwässern wurden Aliquots mit HCl auf etwa pH 2 angesäuert und 45 min mit CO₂-freier Luft durchströmt. Alle wäßrigen Proben wurden mittels Festphasenextraktion (SPE, Baker, C18, "flash") extrahiert und die Extrakte der Radiodünnschichtchromatographie (TLC) mit Cochromatographie der Standardsubstanzen zugeführt. Die Extraktion des Bodens erfolgte schrittweise mit 0,01 M CaCl₂ (22 h), Aceton (3 h), Ethylacetat (15 h) und Chloroform (1 h).

Ergebnisse und Diskussion

Sowohl im **Verlagerungsversuch** wie im **Lysimeterexperiment** zeigte MBT eine **geringe Verlagerung im Boden**. Der überwiegende Anteil der Radioaktivität verblieb in den obersten 5 cm des Bodens. Die Verteilung der Radioaktivität im Bodenprofil des Lysimeterversuchs (Variante LysMBT+S) 176 Tage nach Applikation von MBT war nahezu identisch mit dem Profil der Variante AIMBT+S im Verlagerungsversuch (Abb. 2). Die Verteilung der Radioaktivität im Bodenprofil war in den Varianten ohne Strohzusatz vergleichbar (ohne Abbildung).

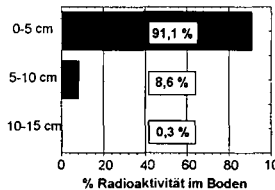
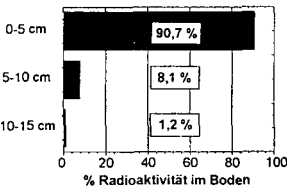


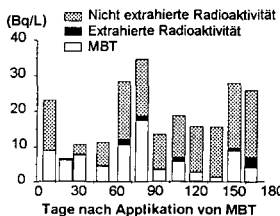
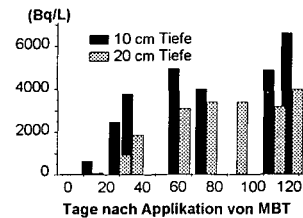
Abb. 2:
links:
Verteilung des Radiokohlenstoffs im Lysimeterexperiment 176 Tage nach Applikation von MBT (LysMBT+S).
rechts:
Verteilung des Radiokohlenstoffs im Verlagerungsversuch mit 10 Tage inkubiertem Boden der Variante AIMBT+S.

Abb. 3 (links):

Radioaktivitätskonzentrationen in den Bodenlösungen des Lysimeters LysMBT(+S) in den ersten Monaten nach Applikation von MBT

Abb. 4 (rechts):

Konzentrationen der Radioaktivität und Anteile mittels SPE extrahierter Radioaktivität und MBT in den Sickerwässern von LysMBT+S vor Ernte der behandelten Kultur (Winterweizen).



In den **Bodenlösungen** der Tiefen 10 und 20 cm des Lysimeters LysMBT+S nahm die Konzentration der Radioaktivität bis etwa **60 Tage** nach Applikation von MBT zu und erreichte dann ein **gleichbleibendes Niveau**. Die Einstellung einer gleichbleibenden Radioaktivitätskonzentration erfolgte in der Tiefe von 20 cm etwa 20 Tage später als in 10 cm Tiefe, jedoch war diese geringer als in 10 cm Tiefe (Abb. 3). Nur ein **geringer Anteil der Radioaktivität** in den Bodenlösungen des Lysimeters war mittels SPE extrahierbar und deutlich **weniger als 10 %** der Radioaktivität in den Bodenlösungen repräsentierten den **unveränderten Wirkstoff**. Die Konzentrationen der Radioaktivität in den Sickerwässern der Verlagerungsstudie und die Anteile der Radioaktivität, die extrahiert bzw. als MBT charakterisiert werden konnten, wiesen eine **gute Übereinstimmung** mit den Bodenlösungen des Lysimeterversuchs auf (Tab. 2). Die **Bodenlösungen** des Lysimeterversuchs

und die Sickerwässer der Verlagerungsstudie repräsentierten jedoch nicht die Sickerwässer der Lysimeterstudie, die in 1,10 m Tiefe entnommen wurden. In den Sickerwässern des LysMBT+S lagen die Konzentrationen der Radioaktivität um etwa den Faktor 100 niedriger als in den Bodenlösungen und die Extrahierbarkeit wie auch der Anteil der Radioaktivität, der als MBT charakterisiert wurde, war im Mittel mit ca. 40 % der Radioaktivität in den Sickerwässern höher als der entsprechende Anteil in den Bodenlösungen (Abb. 4, Tab. 2). In allen untersuchten Lösungen lagen die Konzentrationen des charakterisierten Wirkstoffs deutlich unter 100 ng MBT/L. Der Austrag des Wirkstoffs bis in das Sickerwasser betrug 0,001 % der applizierten Wirkstoffmenge.

Tab. 2: Konzentrationen der Radioaktivität sowie mittels SPE extrahierte und als MBT charakterisierte Anteile der Radioaktivität in den Sickerwässern der Varianten AIMBT und AIMBT+S im Verlagerungsversuch und in den Bodenlösungen der Tiefen 10 und 20 cm der Variante LysMBT+S im Lysimeterversuch.
Radioaktivität in der Probe = 100 %
TnA = Tage nach Applikation von MBT
n.b. = vorhanden, aber nicht bestimmbar

TnA	Radioaktivität			Radioaktivität		
	gesamt (Bq/L)	extrahiert (%)	MBT (%)	gesamt (Bq/L)	extrahiert (%)	MBT (%)
	Variante AIMBT			Variante AIMBT+S		
10	290,6	19,0	4,2	1383,4	20,3	1,6
40	932,3	3,1	n.b.	2466,2	1,7	n.b.
	Variante LysMBT+S, 10 cm Tiefe			Variante LysMBT+S, 20 cm Tiefe		
63	4962,8	21,5	0,3	3112,5	27,9	n.b.
78	4070,0	13,5	6,2	3400,0	15,5	1,6

Der standardisierte Verlagerungsversuch bildete somit das Verlagerungsverhalten von Methabenzthiazuron im Oberboden gut ab. Dies gilt sowohl für die gemessenen Rückstände im Boden wie auch in den gewonnenen Bodenlösungen.

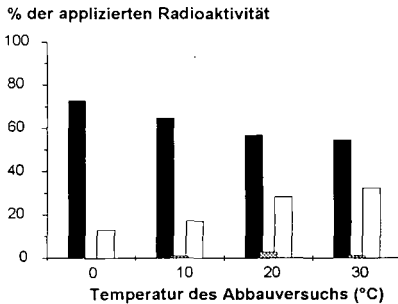


Abb. 5: Einfluß der Temperatur auf den Abbau und die Bildung gebundener Rückstände von MBT im Boden. Ergebnisse der Variante AbbMBT nach 40 Tagen Inkubation.

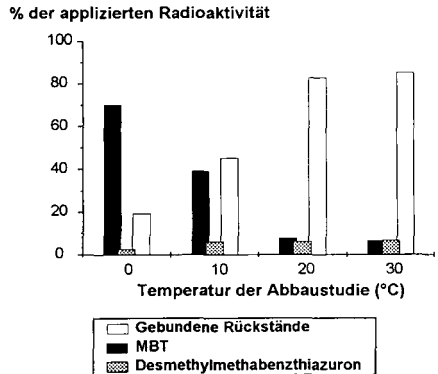


Abb. 6: Einfluß der Temperatur auf den Abbau und die Bildung gebundener Rückstände von MBT im Boden. Ergebnisse der Variante AbbMBT+S nach 40 Tagen Inkubation.

Tab. 3: Mineralisierung von MBT-Kohlenstoff, Rückstände von MBT und Desmethyl-Methabenzthiazuron und Verteilung des Radiokohlenstoffs in den Fraktionen der gebundenen Rückstände a) für die Varianten AbbMBT und AbbMBT+S im Abbaueversuch nach 40 Inkubationstagen und b) für die Varianten LysMBT und LysMBT+S 255 Tage nach Applikation von MBT.
Applizierte Radioaktivität = 100 %
A-MBT = Desmethyl-Methabenzthiazuron

	a) Abbaueversuch ²⁾ , 40 Tage n. Applikation		b) Lysimeterversuch, 255 Tage n. App- likation	
	AbbMBT (%)	AbbMBT+S (%)	LysMBT (%)	LysMBT+S (%)
Mineralisierung ¹⁾	0,6	5,0	30,0	23,0
MBT	56,9	7,7	28,8	8,9
A-MBT	2,9	6,1	0,7	4,0
Gebundene Rückstände	28,3	82,8	36,7	55,1
Fulvosäuren	6,4	15,8	4,2	10,6
Huminsäuren	5,5	35,9	4,5	13,9
Humin	16,4	31,1	28,0	30,6

1) Die Mineralisierung wurde für das Lysimeterexperiment als Radioaktivitätsverlust im Lysimeterboden bestimmt.
2) Die Wiederfindungsraten der Radioaktivität betragen 93,0 % für Variante AbbMBT und 107,7 % für Variante AbbMBT+S.

Untereinander übereinstimmend sowie im Einklang mit Literaturangaben (AZAM ET AL., 1988) erbrachten die **Abbau- und Lysimeterversuche** folgende Ergebnisse zum Einfluß einer Maisstrohdüngung vor Applikation von MBT auf die Mineralisierung, Metabolisierung und Bildung gebundener Rückstände des Wirkstoffs im Boden:

- Die organische Düngung bewirkt eine **intensivere Mineralisierung und Metabolisierung** (Hauptmetabolit Desmethyl-Methabenzthiazuron) des Wirkstoffs im Boden (Tab. 3).
- Nach Maisstrohdüngung werden **mehr gebundene Rückstände** von MBT im Boden gebildet (Tab. 3).
- Innerhalb der gebundenen Rückstände erfolgt nach Maisstrohzugabe ein **stärkerer Einbau von Radiokohlenstoff in die Fulvo- und Huminsäuren als in das Humin** (Tab. 3).

Die beschriebenen Auswirkungen der Maisstrohdüngung auf den Abbau und die Bildung gebundener Rückstände sind jedoch im Abbaueversuch deutlich stärker ausgeprägt. Dies ist einerseits bedingt durch die längere **Verweilzeit des Wirkstoffs im Boden** in der Lysimeterstudie. Die Verfügbarkeit des Wirkstoffs im Boden nimmt mit der Zeit ab. Die Bodentemperaturen schwankten im Lysimeterversuch zwischen 0 und 15 °C. Bei **niedrigen Temperaturen ist der Einfluß der Maisstrohdüngung auf Abbau und Bildung gebundener Rückstände von MBT weniger deutlich ausgeprägt als bei höheren Temperaturen** (Abb. 5 und 6).

Literatur

Azam, F.; Führ, F. and Mittelstaedt, W., *Plant and Soil*, **107**, 149-158, (1988).

BBA (Biologische Bundesanstalt für Land- und Forstwirtschaft), (1986a)

"Richtlinien für die amtliche Prüfung von Pflanzenschutzmitteln, Teil IV, 4-1, Verbleib von Pflanzenschutzmitteln im Boden - Abbau, Umwandlung und Metabolismus.

BBA (Biologische Bundesanstalt für Land- und Forstwirtschaft), (1986b)

"Richtlinien für die amtliche Prüfung von Pflanzenschutzmitteln, Teil IV, 4-2, Versickerungsverhalten von Pflanzenschutzmitteln.

BBA (Biologische Bundesanstalt für Land- und Forstwirtschaft), (1990):

Richtlinien für die Prüfung von Pflanzenschutzmitteln in Zulassungsverfahren; Teil IV 4-3, Lysimeteruntersuchungen zur Verlagerung von Pflanzenschutzmitteln in den Untergrund.

Danksagung

Diese Studie ist Teil der Kooperation zwischen dem Institut für Radioagronomie und der Bayer AG, Monheim.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte die Arbeiten unter dem Förderzeichen FU154/2-2.

Probleme bei der Ermittlung von Al-Hydroxo-Sulfat-Gleichgewichten in Bodenextrakten saurer Waldböden

von

Puhlmann, M. und J. Böttcher*

1. Einleitung und Problemstellung

In einem norddeutschen Wassereinzugsgebiet (Wasserwerk Raum Fuhrberg) sind seit mehreren Jahren niedrige pH-Werte und hohe Aluminium- und Sulfatkonzentrationen in der Grundwasserneubildung unter Kiefernwald gemessen worden, so daß bereits heute das Vordringen einer Versauerungsfront in den Grundwasserleiter festzustellen ist (BÖTTCHER et al., 1985). Eine wichtige Voraussetzung zur Prognose der weiteren Entwicklung, ist die Abschätzung der zukünftigen Azidität der Grundwasserneubildung. Dazu müssen u.a. Prozesse der Speicherung bzw. Freisetzung von H^+ , Al^{3+} und SO_4^{2-} im Boden bekannt sein. Als ein möglicher Prozeß muß dabei die Bildung bzw. Auflösung von Al-Hydroxo-Sulfaten betrachtet werden. Zu deren Identifizierung werden meist berechnete Ionenaktivitätsprodukte (IAP) mit Lösungsisothermen definierter Al-Hydroxo-Sulfate verglichen. Auf hierbei auftretende Probleme wird anhand von Ergebnissen für saure Sandböden unter Kiefernwald (Fuhrberg) eingegangen.

Zur Berechnung der IAP wird u.a. die Al^{3+} -Aktivität benötigt. In wässrigen Lösungen bilden sich je nach pH-Wert unterschiedliche Al-Hydroxo-Komplexe, die bei der Berechnung der Al^{3+} -Aktivität berücksichtigt werden müssen. Zur Frage, welche Al-Hydroxo-Komplexe (mono- und polynukleare) in die Berechnung einzubeziehen sind, und welche der in der Literatur angegebenen Komplexbildungskonstanten (KBK) verwendet werden müssen, wurde ein Titrationsversuch mit $AlCl_3$ -Lösung durchgeführt.

Der Interpretation berechneter IAP sind enge Grenzen gesetzt. Werden z.B. die aus Gleichgewichtsbodenlösungen gewonnenen IAP für Horizonte eines Profils betrachtet, so kann i.d.R. nur eine Aussage bezüglich einer Unter- bzw. Übersättigung für die der Berechnung zugrundeliegende Festphase gemacht werden. Erschöpfungsversuche mit Bodenmaterial sollen zeigen, wie sich bessere Aussagen über Zusammensetzung und mögliche Bildung bestimmter Al-Festphasen erreichen lassen.

In Horizonten mit hohen C_{org} -Gehalten (z.B. Aeh, Bh, Bsh) finden sich in wässrigen Bodenextrakten hohe Konzentrationen an gelöstem organischem Kohlenstoff (DOC). Da von einer Bildung Metall-Organischer-Komplexe (z.B. Al-Org.-Komplexe) auszugehen ist, sollten diese auch in die Berechnung von IAP einbezogen werden. Anhand von Testrechnungen sollen Effekte der Einbeziehung von DOC in die Kalkulation von IAP geprüft werden.

* Institut für Bodenkunde der Universität Hannover, Herrenhäuser Str. 2, 30419 Hannover

2. Material und Methoden

Das Untersuchungsgebiet liegt im Wassereinzugsgebiet Fuhrberger Feld, 30 km nord-östlich von Hannover in der Aller-Wietze-Niederung. Der Boden ist ein Podsol (mit reliktschen Gleymerkmalen) aus Sand. Allgemeine Bodenkenndaten sind in Tab.1 zusammengestellt.

Horizontweise entnommene, gestörte Bodenproben wurden homogenisiert und tiefgefroren gelagert.

Titrationversuch:

- 3ml einer 0.1n $AlCl_3$ -Lösung wurden mit 27ml aq.dest. verdünnt und kontinuierlich mit 0.1n NaOH titriert. Der pH-Verlauf wurde registriert. Basenverbrauch und Verteilung der Al-Spezies wurden unter Berücksichtigung verschiedener Al-Hydroxo-Komplexe und KBK (Tab.2) mit einem Komplex-Chemischen-Modell (s.u.) berechnet.

Erschöpfungsversuch:

- Mit 30g Boden (feucht) und 75ml aq.dest. wurden wässrige Bodenextrakte (Horiz.-Nr. 5.2 - 6.3) hergestellt. Die Schütteldauer betrug 4 x 24h. Nach 24h wurde zentrifugiert, 50ml Lösung entnommen und mit aq.dest. ersetzt. Anschließend wurde erneut geschüttelt. In der entnommenen Lösung wurden Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Cl, NO_3 , PO_4 , SO_4 , elektrische Leitfähigkeit (EC) und pH gemessen. IAP wurden für verschiedene Al-Festphasen (s. Tab.3) berechnet.

Einbeziehung der Organische Substanz:

- Für jeden Mineralboden-Horizont wurde eine Gleichgewichtsbodenlösung (GBL) nach MEIWES et al. (1984) hergestellt. Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Cl, NO_3 , PO_4 , SO_4 , DOC, EC und pH wurden gemessen. Zur Berechnung der IAP von Al-Festphasen (Tab.3) wurden folgende Annahmen getroffen:
 - Die nach Messung der An- und Kationen fehlende negative Ladung wird org. Anionen zugeschrieben und in Beziehung zum DOC gesetzt.
 - Die org. Anionen sind zweiwertig.
 - Das gemessene DOC x 2 entspricht der gel. org. Substanz.
 - Für Fe-Org.-Komp. gilt $pK = -6.1$, für Al-Org.-Komp. gilt $pK = -3.7$ (SCHNITZER u. KHAN, 1972)

Tab.1: Allgemeine Bodenkenndaten

Horiz.	Nr.	Tiefe [cm]	C_{org} [%]	pH (H ₂ O)	pH (CaCl ₂)	BNK [mmol _e /kg]
O	1.0	+10	38	3.95	2.85	184
yAeh	2.0	-13	7,4	3.66	2.71	180
Ahe	3.0	-21	1,2	3.87	2.96	32,8
Bh	4.0	-30	2,8	3.61	2.89	122
Bhs	5.1	-40	2,2	3.87	3.38	106
Bhs	5.2	-50	1,0	4.28	3.90	44,1
rGo	6.1	-65	0,25	4.56	4.21	10,4
rGo	6.2	-80	0,13	4.64	4.27	6,7
rGo	6.3	-95	0,15	4.63	4.26	6,7

Tab.2: Al-Hydroxo-Komplexe und KBK

Al-Komplexe	Konst. NAIR u. P. ⁵	Konst. PRENZEL ⁸	angep. Konst.
AlOH	-5.02	-4.97	-5.0
Al(OH) ₂	-9.7	-9.3	-10.0
Al(OH) ₃	-13.02	-15.0	-13.1
Al(OH) ₄	-23.57	-23.0	-22.7
Al ₂ (OH) ₂	-7.55	-7.7	-7.7
Al ₃ (OH) ₄	-----	-13.94	-14.0
Al ₆ (OH) ₁₅	-47.0	-----	-----
Al ₇ (OH) ₁₇	-48.0	-----	-----
Al ₁₃ (OH) ₃₂	-104.5	-98.73	-105.5
Al ₁₃ (OH) ₃₄	-97.6	-----	-----

Komplex-Chemisches-Modell und Berechnungen:

Alle Berechnungen wurden mit einem erstellten Computerprogramm durchgeführt. Hierbei wird die Ionenstärke aus der elektr. Leitfähigkeit nach GRIFFIN u. JURINAK (1973) kalkuliert. Anschließend werden die Aktivitätskoeffizienten nach GÜNTEMBERG (zit. in SIGG u. STUMM, 1994) errechnet. Diese gehen in die Berechnung von Al^{3+} -Aktivitäten unter Berücksichtigung von Hydroxo- und Sulfat-Komplexen (Newton-Iteration) ein. Aus den Al^{3+} -, SO_4^{2-} -, OH^- -, und K^+ -Aktivitäten werden IAP für verschiedene Al-Festphasen (vgl. Tab.3) kalkuliert.

Tab.3: Berücksichtigte Al-Festphasen

Name	Formel	IAP	pK (Literatur)	pK (z. Berechnung verwendet)
Gibbsit	$Al(OH)_3$	$1/3(pAl)$	-8.11 -- -9.65 ⁶	-8.8
Basaluminit	$Al_4(OH)_{10}SO_4$	$1/10(4pAl + pSO_4)$	116.0 -- 117.7 ¹	117.7
Alunit	$KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$	$1/5(3pAl + pKOH + 2pSO_4)$	83.4 -- 85.6 ⁷	85.0
Jurbanit	$AlOHSO_4$	$pAl + pSO_4$	17.23 ¹¹	18.1

3. Ergebnisse

Bei der Modellierung des Titrationsversuchs (ohne Abb.) mit dem Komplex-Chemischen-Modell stellte sich heraus, daß die in der Literatur angegebenen KBK zu sehr großen Abweichungen gegenüber der experimentell ermittelten Titrationskurve führen. Aus diesem Grund erfolgte eine Anpassung der KBK. Es wurde dabei auch überprüft, ob sich die Titrationskurve allein mit mononuklearen Hydroxo-Komplexen nachvollziehen läßt. Dies ist nicht der Fall. Wie aus Tab.2 zu entnehmen ist, liegen die angepaßten KBK mit einer Ausnahme im Bereich der in der Literatur angegebenen Werte. Lediglich beim $Al_{13}(OH)_{32}$ kommt es zu einer geringen Überschreitung. Mit den angepaßten KBK konnte eine gute Übereinstimmung der Modellrechnung mit der experimentell ermittelten Titrationskurve im pH-Bereich von 4.0 bis 7.5 erreicht werden (ohne Abb.).

Auch bei der Berechnung der Al-Spezies-Verteilung (ohne Abb.) waren je nach verwendeten KBK deutliche Unterschiede zu erkennen. Bei Verwendung der angepaßten KBK ist Al^{3+} bis zu einem pH von ≈ 4.4 die dominierende Spezies. Bei pH 4.5 liegen Al^{3+} , $Al(OH)_3^0$ und $Al_{13}(OH)_{32}^{7+}$ zu gleichen Teilen vor. Ab pH 5.0 spielt dann $Al(OH)_3^0$ die größte Rolle. $Al(OH)_4^-$ wird erst ab pH 7.0 gebildet. Alle anderen Al-Spezies nehmen nur einen geringen Anteil am Gesamt-Al ein.

Ziel des Erschöpfungsversuchs war die schrittweise Auflösung im Boden vermuteter Al-Hydroxo-Sulfate. Die oberen Horizonte wurden hier nicht betrachtet, da sich dort die IAP weit im untersättigten Bereich für die betrachteten Festphasen befanden. Aus Abb.1 geht hervor, daß offensichtlich zwischen pH 4.3 und 4.6 die Ausfällung mehrerer Al-Festphasen denkbar ist. Bei niedrigen pH-Werten ist die 'Alunit'-Bildung, bei höheren die 'Gibbsit'-Bildung wahrscheinlicher. Die Bildung eines dem IAP des Jurbanits entsprechenden Al-Hydroxo-Sulfats kann ausgeschlossen werden, da sich eine deutliche Untersättigung zeigt.

In den GBL der Mineralbodenhorizonte waren bis zu 160 mg DOC / l vorhanden. Trotzdem kommt es bei Berücksichtigung des DOC im Komplex-Chemischen-Modell

unter den getroffenen Annahmen zu keiner gravierenden Änderung der berechneten IAP (ohne Abb.). Da es jedoch nur wenig Informationen über Zusammensetzung und Wertigkeit von DOC sowie über Zusammensetzung, Ladung und KBK der Metall-Organisch-Komplexe gibt, muß diese Aussage als vorläufig betrachtet werden.

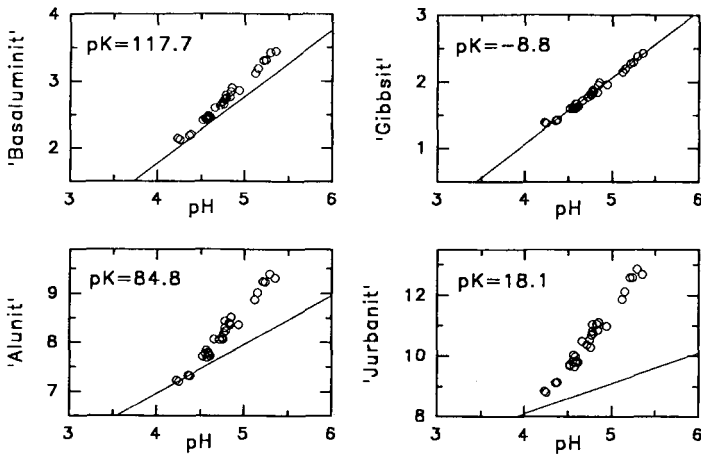


Abb.1: Vergleich der mit den angep. Konst. berechneten IAP des Erschöpfungsversuchs (o, Horizont-Nr. 5.2 - 6.3) mit Lösungsiso-thermen verschiedener Al-Festphasen.

Danksagung

Die Untersuchungen wurden mit finanzieller Unterstützung des Umweltbundesamt (Berlin) durchgeführt.

4. Literatur

1. ADAMS, F. u. Z. RAWAJFIH (1977): Basaluminite and Alunite: A Possible Cause of Sulfate Retention by Acid Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41, 686-692.
2. BÖTTCHER, J., O. STREBEL u. W.H.M. DUYNISVELD (1985): Vertikale Stoffkonzentrationsprofile im Grundwasser eines Lockergesteins-Aquifers und deren Interpretation (Beispiel Fuhrberger Feld). *Z. dt. geol. Ges.*, 136, 543-552.
3. GRIFFIN, R.A. u. J.J. JURINAK (1973): Estimation of Activity Coefficients from the Electrical Conductivity of Natural Aquatic Systems and Soil Extracts. *Soil Science*, 116, 26-30.
4. MEIWES, K.J. et al. (1984): Chemische Untersuchungsverfahren für Mineralboden, Auflagehumus und Wurzeln zur Charakterisierung und Bewertung der Versauerung in Waldböden. *Ber. Forschungszentrum Waldökosysteme*, Bd. 7, 1-142.
5. NAIR, V.N. u. J. PRENZEL (1978): Calculations of Equilibrium Concentration of Mono- and Polynuclear Hydroxylaluminium Species at Different pH and Total Aluminium Concentrations. *Z. Pflanzen-ernähr. Bodenkd.*, 141, 741-751.
6. NEAL, C. et al. (1987): Aluminium Solubility Controls in Acid Waters: The Need for a Reappraisal. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 86, 105-112.
7. NORDSTROM, D.K. (1982): The Effect of Sulfate on Aluminum Concentrations in Natural Waters: Some Stability Relations in the System $Al_2O_3-SO_3-H_2O$ at 298K. *Geochim et Cosmochim Acta*, 46, 681-692.
8. PRENZEL, J. (1982): Ein Bodenchemisches Gleichgewichtsmodell mit Kationenaustausch und Aluminiumhydroxysulfat. *Göttinger Bodenkd. Berichte*, 72, 1-113.
9. SCHNITZER, M. u. S.U. KHAN (1972): *Humic Substances in the Environment*. Dekker Inc., New York.
10. SIGG, L. u. W. STUMM (1994): *Aquatische Chemie*. Teubner Verlag, Stuttgart.
11. VAN BREEMEN, N. (1973): Dissolved Aluminum in Acid Sulfate Soils and in Acid Mine Waters. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 37, 694-697.

**Eigenschaften von DOM anthropogener Substrate.
Teil B: Charakterisierung der Bindung von PAK und
Einfluß der DOM-Zusammensetzung auf die Bindungs-
stärke**

von

Raber, B. und I. Kögel-Knabner*

EINLEITUNG

Untersuchungen mit DOM (dissolved organic matter) aus Böden und Sedimenten belegen, daß diese, im Porenwasser gelöste bzw. kolloidale, organische Fraktion hydrophobe Umweltchemikalien wie z.B. PAK, PCB oder Dioxine sorbieren kann und somit zur Mobilität dieser Substanzen beiträgt [1]. Die Bindungseigenschaften werden u.a. von der Zusammensetzung des DOM [2] und der Konzentration des gelösten organischen Kohlenstoffs [3] bestimmt.

Organische Substrate wie Kompost, Klärschlamm oder Deponiesickerwässer setzen DOM frei. Durch einen Kontakt mit der Bodenmatrix, wie z.B. durch die Ausbringung auf Freiflächen können diese Substrate beträchtlichen Einfluß auf die Zusammensetzung der Bodenlösung und des DOM nehmen.

In dieser Arbeit werden Untersuchungen zur Charakterisierung der Zusammensetzung von DOM anthropogener Substrate und zur Ermittlung der Bindungsstärke des DOM für PAK vorgestellt.

MATERIAL UND METHODEN

Zur Charakterisierung des DOM wurde eine Trennung in hydrophile und hydrophobe Anteile an Adsorberharzen XAD-8 und XAD-4 durchgeführt. Die Methode ist ausführlich im Teil A der Untersuchungen beschrieben.

Die Untersuchungen zur Sorption der PAK an DOM wurden bei einer Schüttelzeit von 24 h durchgeführt. Die Trennung eines DOM-assoziierten von dem frei im Wasser gelösten PAK-Anteil erfolgte mittels C₁₈-Festphasenextraktion [3]. Die Fraktion frei im Wasser gelöster PAK wurde mit Hexan von den C₁₈-Säulen eluiert und mittels HPLC/Fluoreszenz bestimmt. Der DOM-assoziierte Anteil wurde durch Differenzbildung zur DOM-freien Kontrolle gleicher Ionenstärke ermittelt.

Folgende Substrate wurden untersucht :

1. Ausgereifte Komposte einer Großkompostieranlage. Es wurde zwischen den Varianten Garten- und Parkabfallkompost (**GPK**) aus Grasschnitt und Zweighäcksel und Biokompost (**BioK**) aus organischem Hausmüll unterschieden.
2. Ausgefaltete Klärschlämme, die zur landwirtschaftlichen Verwertung in einem Naßschlammplatz gelagert wurden. Die Schlämme entstammen Kläranlagen unterschiedlicher Abwasserreinigungsverfahren (**KS 1, 2 und 3**).

* Arbeitsgruppe Bodenkunde und Bodenökologie, Geographisches Institut, Ruhr-Universität Bochum, 44780 Bochum

3. Deponiesickerwasser einer Großmülldeponie aus dem Zulauf vorwiegend häuslicher (HSW) bzw. industrieller (ISW) Mülllagerung.
4. Bodenmaterial aus dem Ap-Horizont einer Parabraunerde (Lößlehm) unter Acker (Ap).

Tab. 1: Charakterisierung des DOM

DOM	Gewinnung	DOC [mg L ⁻¹]	Leitf. [mS]	pH
Kompost				
GPK	Schüttelextrakt 1:10 *	408	1,6	8,2
BioK	Schüttelextrakt 1:10	712	2,2	8,1
Klärschlamm				
KS 1	direkt aus Substrat	1360	3,7	7,5
KS 2	direkt aus Substrat	149	6,4	8,1
KS 3	direkt aus Substrat	540	10,5	7,9
Deponiesickerwasser				
ISW	direkt aus Substrat	310	6,2	7,8
HSW	direkt aus Substrat	183	4,9	7,4
Boden				
Ap	Schüttelextrakt 1:2	25	0,1	7,4

* Feststoff : Wasser-Verhältnis (bezogen auf die Trockensubstanz)

ERGEBNISSE UND DISKUSSION

Die Fraktionierung des gelösten organischen Kohlenstoffs ergibt für DOM aus Kompost und Deponiesickerwasser eine ähnliche Zusammensetzung wie für den DOM des Bodens (Abb. 1). Hingegen zeigt DOM aus Klärschlamm deutliche Unterschiede. Während die Proben KS 2 und KS 3 ebenfalls dem DOM aus Boden ähnlich sind, weicht die Probe KS 1 stark ab. Bei nahezu allen Proben liegt die Trennung in hydrophile/hydrophobe Anteile bei $50 \pm 9\%$. Lediglich KS 1 besitzt 95% hydrophilen Anteil und nur 5% hydrophoben Anteil am Gesamt-DOM. Aufgrund der hohen DOC-Konzentrationen bei DOM anthropogener Substrate (Tab. 1) ist der Gesamtgehalt hydrophober organischer Verbindungen bis um den Faktor 30 erhöht gegenüber DOM aus dem Ackerboden.

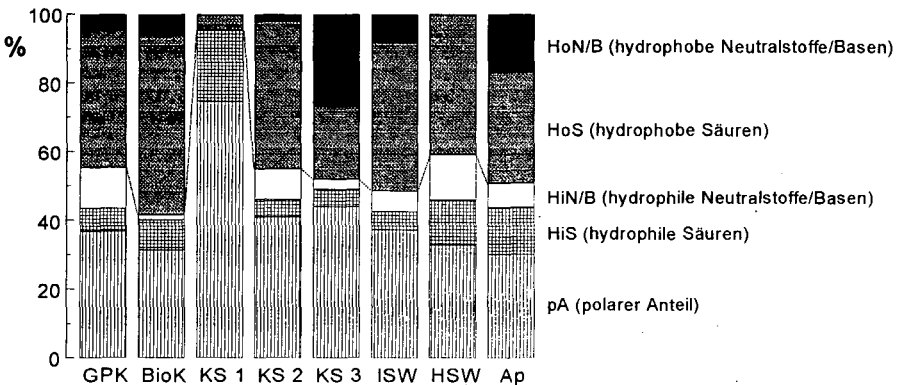


Abb. 1: DOM-Fraktionierung an Adsorberharzen XAD-8 / XAD-4

Die Ergebnisse zur Sorption von PAK an DOM werden nur für die Substanz Benzo[k]fluoranthen dargestellt. Für andere PAK zeigten sich ähnliche Ergebnisse, die sich nur aufgrund verschiedener Wasserlöslichkeiten unterschieden. Alle ermittelten Sorptionsisothermen zeigen einen linearen Verlauf (Abb. 2, 3). Die Bindungsstärke des DOM nimmt in der Reihenfolge Klärschlamm, Kompost, Boden zu.

Für Deponiesickerwasser konnte keine Sorption festgestellt werden, obwohl die Ergebnisse der DOM-Fraktionierung auf eine ähnliche Zusammensetzung des DOM hinweisen (Abb. 1). Dies kann auf eine Verminderung der Polarität der wäßrigen Phase durch organische Lösungsvermittler wie z. B. niedermolekulare (halogenierte) Aliphaten oder Aromaten aus dem mikrobiellen Abbau des Mülls zurückzuführen sein.

Für KS 1 mit nur 5% hydrophobem Anteil konnte keine Sorption festgestellt werden. Hingegen zeigen KS 2 und KS 3 mit 45 und 48 % hydrophobem Anteil eine deutliche, nahezu identische Sorption (Abb. 3). Dieses Ergebnis bestätigt die Annahme, daß die Sorption hydrophober organischer Umweltchemikalien durch den hydrophoben Anteil des DOM bestimmt ist.

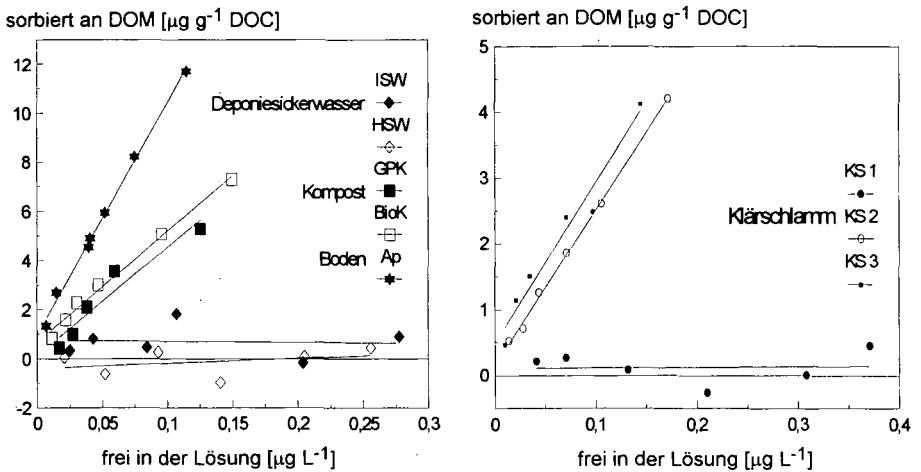


Abb. 2 und 3: Sorption von Benzo[k]fluoranthen an DOM anthropogener Substrate

Der aus Geradensteigung der Sorptionsisothermen ermittelte Verteilungskoeffizient K_{DOC} ist ein Maß für die Bindungsstärke des DOM. Der K_{DOC} -Wert für DOM aus Boden ist anderen Daten für DOM aus Oberböden ähnlich (Tab. 2). Schwankungen des K_{DOC} von $\pm 0,3$ log-Einheiten können auf standortspezifische Unterschiede zurückzuführen sein.

Beim Vergleich der Sorption einer Huminsäure, die vollständig aus hydrophober Fraktion besteht, zu DOM aus Oberbodenmaterial zeigte die Normierung auf den hydrophoben Anteil des DOM eine starke Annäherung der K_{DOC} -Werte (Tab. 2). Daher wurde diese hydrophobe Fraktion des DOM zur Beschreibung der Bindung zwischen DOM und hydrophoben Umweltchemikalien verwendet [3].

Allerdings hat diese Normierung bei DOM anthropogener Substrate keine Gültigkeit. Die unterschiedliche Bindungsstärke des DOM (Klärschlamm < Kompost < Boden) bleibt auch

bei einer Normierung der Sorption auf den hydrophoben Anteil des gesamten DOM bestehen (Tab. 2).

Tab. 2: Verteilungskoeffizienten K_{DOC} und auf den hydrophoben Anteil des DOM normierte Verteilungskoeffizienten $K_{\text{DOC}[\text{HoX}]}$ zur Sorption von Benzo[k]fluoranthen an DOM

DOM	K_{DOC}	$\log K_{\text{DOC}}$	$K_{\text{DOC}[\text{HoX}]}$ *	$\log K_{\text{DOC}[\text{HoX}]}$
Klärschlamm				
KS 2	23213	4,37	51703	4,71
KS 3	21958	4,34	45491	4,66
Kompost				
GPK	40122	4,60	98116	4,99
BioK	45197	4,66	77378	4,89
Boden				
Ap	93454	4,97	182141	5,26
Ap**	51750	4,71	154882	5,19
Ah**	43180	4,63	128702	5,11
Huminsäure				
Aldrich**	123840	5,09	123840	5,09

* [HoX] = hydrophober Anteil (HoS + HoN/B) des DOM

** Vergleichsdaten für DOM aus Böden unter Acker (Ap), Laubwald (Ah) und einer Huminsäure der Firma Aldrich. Daten aus Maxin [3].

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Klärschlamm, Kompost oder Deponiesickerwasser können gelösten organischen Kohlenstoff in hohen Konzentrationen freisetzen. DOM aus **Kompost** und **Boden** besitzen ähnliche Bindungsstärken für hydrophobe Umweltchemikalien. Die Bindungsstärke von DOM aus **Klärschlamm** ist geringer und kann aufgrund der unterschiedlichen Zusammensetzung des DOM stark variieren. Durch die verringerte Polarität von **Deponiesickerwasser** ist die Löslichkeit der PAK erhöht. DOM hat bei diesen Lösungen keine Carrierfunktion für hydrophobe organische Chemikalien. Unterschiede in der Zusammensetzung innerhalb der hydrophoben Fraktion des DOM (z.B. Polarität, Molekulargewicht) können beträchtlichen Einfluß auf die Bindungsstärke nehmen.

DANK

Wir danken der DFG für die Unterstützung dieser Arbeit (Ko 1035/1-7). Ebenso danken wir Frau Wilde und Herrn Gosda für die Hilfe bei der Durchführung der Untersuchungen.

LITERATUR

- [1] McCarthy J.F., Zachara J.M. (1989): Subsurface transport of organic contaminants. Environ. Sci. Technol. 24, 639-647.
- [2] Kukonnen J., McCarthy J.F., Oikari A. (1990): Effects of XAD-8 fractions of dissolved organic carbon on the sorption and bioavailability of organic micropollutants. Arch. Environ. Contamin. Toxicol. 19, 551-557.
- [3] Maxin C. (1992): Sorption Polyzyklischer Aromatischer Kohlenwasserstoffe (PAK) an die wasserlösliche organische Bodensubstanz (WOBS). Bayreuther Bodenkundl. Ber. 25.

**Vorhersage der K-Verfügbarkeit in einem Agrar-
ökosystem mit K/Ca-Austauschkurven**

von

Scheinost, A.C. und K.-H. Weinfurtner¹

Zielsetzung

Die K-Verfügbarkeit in Böden hängt ab von der Menge an K^+ in der Bodenlösung (K_f) und der Wiederauffüllung dieses unmittelbar verfügbaren Vorrates aus dem an der Bodenmatrix sorbierten K^+ (K_s). Das Verhältnis dieser beiden Pools wird durch die Pufferkapazität der Sorbenten und durch konkurrierende Kationen (näherungsweise Ca^{2+}) gesteuert.

K/Ca-Austauschkurven nach BECKETT (1964) quantifizieren diesen Prozeß und können die Reaktion von K_f auf Zugaben oder Entzüge von K^+ vorhersagen. Sie sollten daher geeignet sein, die räumliche und zeitliche Variabilität der K-Verfügbarkeit in einer Bodenlandschaft zu erfassen.

Um die Laborarbeit zu reduzieren, wurden die Austauschkurven nur an repräsentativen Proben gemessen. Um die räumliche Variabilität zu erfassen, mußten daher Pedotransfer-Funktionen (PTF) (BOUMA, 1989) entwickelt werden, die die Austauschkurven mit hoch auflösenden Karten von Basis-Bodeneigenschaften (SNOWSKI, 1994) verknüpfen.

Durch einen Vergleich mit Freisetzungsraten realitätsnäher aufgebauter Versuche und mit direkten Feldmessungen sollte untersucht werden, ob das relativ einfache Modell "Austauschkurven" geeignet ist, Prozesse im Feld zu prognostizieren (Erfassung der zeitlichen Variabilität).

Material und Methoden

An 22 Ober- und Unterboden-Proben, die ein weites Spektrum an Ton (0.14 - 0.54 $kg\ kg^{-1}$), C_{org} (0 - 76 $g\ kg^{-1}$), pH (4.1 - 6.7) und CAL-K (K_{CM} , 0.04 - 0.38 $g\ kg^{-1}$) aufweisen, wurden K/Ca-Austauschkurven nach FISCHER & NIEDERBUDE (1979) aufgestellt. Die Parametrisierung der Austauschkurven erfolgte mit einer erweiterten und transformierten Freundlich-Gleichung mit konstantem Exponenten (SCHEINOST, 1994), die die Austauschkurven besser beschrieb als eine mono-site Langmuir-Gleichung, wie sie von FISCHER (1990) vorgeschlagen wurde:

$$\Delta K_s = K_s \cdot \left[(AR/AR_0)^{1.2} - 1 \right] \tag{1}$$

mit ΔK_s : im Schüttelversuch zusätzlich zu K_s sorbiertes bzw. von K_s desorbiertes K [$mmol\ kg^{-1}$]

K_s : zum Zeitpunkt der Probenahme am Boden sorbiertes K [$mmol\ kg^{-1}$]

AR: Activity Ratio: $aK \cdot (aCa)^{-1.2}$ [$mol^{1.2}\ L^{-1.2}$]

AR_0 : AR der Gleichgewichtsbodenlösung [$mol^{1.2}\ L^{-1.2}$].

Von 10 Oberböden wurden je 2 g Boden mit 1.7 mL h^{-1} einer 0.005 M $CaCl_2$ perkoliert und die freigesetzte K-Menge in Abhängigkeit von der Zeit gemessen.

An 5 Terminen während einer Vegetationsperiode wurden auf einem Maisfeld in den Reihen und genau zwischen den Reihen Bodenlösung gewonnen (< 8000 hPa) und deren K-Konzentration bestimmt

¹ Lehrstuhl für Bodenkunde TU München - Werthenstephan, D-85350 Freising

Ergebnisse

Vorhersage der Austauschkurven mit Pedotransfer-Funktionen

Das durch Fitting ermittelte K_s ist ca. 15 % größer als das CAL-extrahierbare K (K_{CAL}). Die Differenz zwischen K_s und K_{CAL} nimmt mit zunehmendem Tongehalt zu. Dies deutet darauf hin, daß beim Schüttelversuch auch Interlayer-K erfaßt wird. K_s kann daher folgendermaßen vorhergesagt werden:

$$K_s = 30 \cdot K_{CAL} + 15 \cdot \text{Ton} \quad r^2 = 0.93 \quad n = 22 \quad (2)$$

AR_0 läßt sich aus dem Verhältnis von besetzten Austauschpositionen (geschätzt durch K_{CAL}) zu insgesamt vorhandenen Austauschpositionen (geschätzt durch Ton) vorhersagen:

$$AR_0 = 11 \cdot (K_{CAL}/\text{Ton})^{1.2} \quad r_{\text{min}}^2 = 0.93 \quad n = 22 \quad (3)$$

Die hohe Korrelation zwischen Austauschkapazität und Ton ($r^2 = 0.85$) erklärt sich mit der relativ homogenen Tonmineralzusammensetzung (60 - 90 % Smectit). Der Exponent 1.2 weicht vom theoretisch zu erwartenden Wert von 2 ab. Dies kann durch den relativ geringen Austauscher-Besetzungsgrad im Probenkollektiv (max. 30 %) erklärt werden.

Durch Einsetzen von Gl. (2) und (3) in Gl. (1) ergibt sich das Gesamtmodell. Bei einem mittleren Tongehalt von 0.25 kg kg^{-1} (Abb. 1 links) und von 0.1 bis 0.4 g kg^{-1} variierendem K_{CAL} werden die Austauschkurven bei ähnlicher Kurvenform parallel nach unten verschoben. Bei K_{CAL} -Werten kleiner als 0.1 g kg^{-1} nimmt die Pufferkapazität zu. Dies stimmt mit dem steigenden Anteil spezifischer Sorptionsplätze überein.

Für ein mittleres K_{CAL} von 0.12 g kg^{-1} (Abb. 1 rechts) nimmt die Anzahl an Sorptionsplätzen mit steigendem Tongehalt zu. Entsprechend erhöht sich die Pufferkapazität bei gegebenem AR. Der gemeinsame Schnittpunkt der Kurven kann als Grenze zwischen spezifischen (unterhalb) und unspezifischen Sorptionsplätzen (oberhalb) aufgefaßt werden.

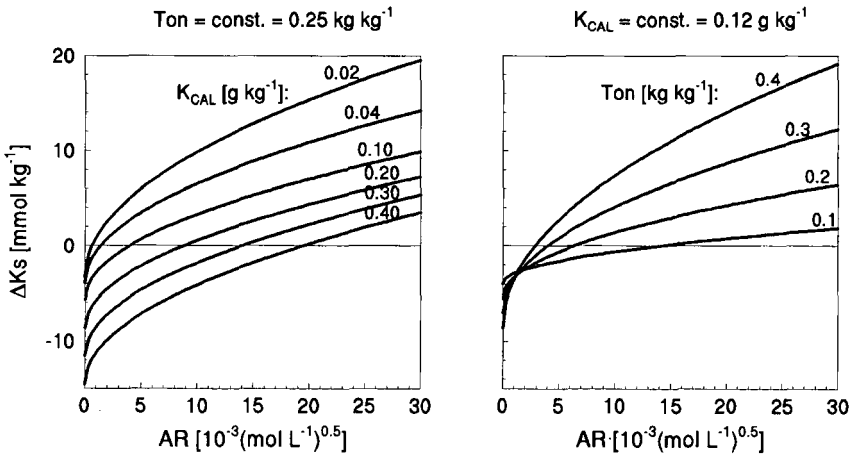


Abb. 1: Modellierte K/Ca-Austauschkurven (Gl. 2 und 3 in Gl. 1 eingesetzt) für variierende K_{CAL} - (links) bzw. Tongehalte (rechts).

Eine Veränderung von ΔK_s verändert auch AR_0 . Der neue Gleichgewichtswert (AR_0^{neu}) kann durch Auflösung von Gl (1) nach AR ermittelt werden ($AR \Rightarrow AR_0^{neu}$):

$$AR_0^{neu} = AR_0 \cdot (\Delta K_s / K_s + 1)^2 \quad (4)$$

Mit dieser Gleichung wurde eine funktionale Validierung zur Überprüfung der Vorhersagesicherheit durchgeführt: die AR_0^{neu} -Werte aus gemessenen Austauschkurven wurden mit denen aus modellier-

ten Kurven verglichen. Es zeigte sich, daß Vorhersagen innerhalb von Zugaben bzw. Entzügen von 300 kg ha⁻¹ (-2.35 mmol kg⁻¹ < ΔK_s < 2.35 mmol kg⁻¹) sehr sicher sind (r>0.93 bei gleichmäßiger Streuung um die 1:1-Linie).

Vergleich der Austauschkurvenparameter mit Perkolations- und Bodenlösungsdaten

Die im Perkolationsversuch innerhalb von 250 h freisetzbare K-Menge zeigt eine hohe Übereinstimmung mit dem aus Austauschkurven vorhergesagten K_s (Abb. 2). Die im 1-stündigen Schüttelversuch ermittelten Austauschkurven sollten daher auch zur Modellierung der längerfristigen K-Verfügbarkeit verwendet werden können. Die entsprechenden AR₀-Werte können direkt in K-Konzentrationen der Gleichgewichtsbodenlösung (K_l⁰) umgerechnet werden:

$$K_l^0 = 2.4 \cdot AR_0 - 0.29 \quad r^2 = 0.998 \quad n = 28 \quad (5)$$

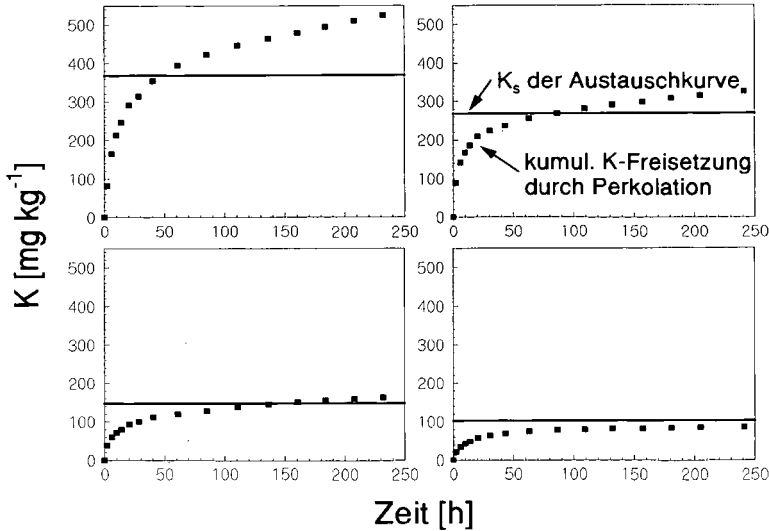


Abb. 2: Vergleich der kumulativen K-Freisetzung durch Perkolations mit dem aus Austauschkurven ermittelten sorbierten K-Vorrat (K_s) für vier verschiedene Oberböden.

Das K_l⁰ einer Probe, die im Juli bei der Getreideernte gezogen wurde, wurde mit den im darauffolgenden Jahr direkt bestimmten Bodenlösungs-Konzentrationen unter Mais verglichen (Abb. 3). Im ersten und im letzten Viertel der Wachstumsperiode zeigen die Werte zwischen den Reihen eine relativ gute Übereinstimmung mit K_l⁰. Dazwischen ist die Konzentration jedoch auf ca. 20 % abgesenkt. Die Werte in den Reihen zeigen einen vergleichbaren Verlauf, starten und enden jedoch auf niedrigerem Niveau. Ob diese Abweichungen mit der vorübergehenden Festlegung von K in der (nicht geernteten) Biomasse erklärt werden kann, muß zukünftig untersucht werden.

Prognose der K-Verfügbarkeit

Wenn lediglich der Netto-Ernteentzug an K berücksichtigt wird, der für die auf dem Versuchsgelände durchgeführten Bewirtschaftungssystemen 30 bis 60 kg ha⁻¹ a⁻¹ beträgt, sollte die K-Konzentration der Bodenlösung erst in 10 bis 20 Jahren auf Werte absinken, die ertragslimitierend wirken (Abb. 4, schraffierter Bereich und darunter). Die in Abb. 3 gezeigten Bodenlösungs-Konzentrationen erreichen jedoch bereits im Jahr 1 in der mittleren Wachstumsperiode diesen Bereich. Zusätzlich muß auch berücksichtigt werden, daß nicht-austauschbare K-Vorräte, die nur langsam freigesetzt werden,

von den Austauschkurven nicht erfaßt werden. Die Eignung von Austauschkurven zur Modellierung der K-Verfügbarkeit muß daher weiter untersucht werden.

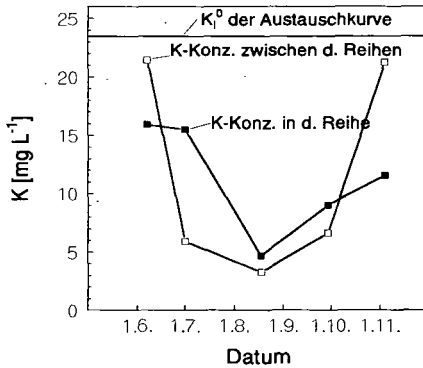


Abb. 3:
Vergleich von K_i^0 mit den Bodenlösungskonzentrationen während einer Wachstumsperiode. Kultur: Mais

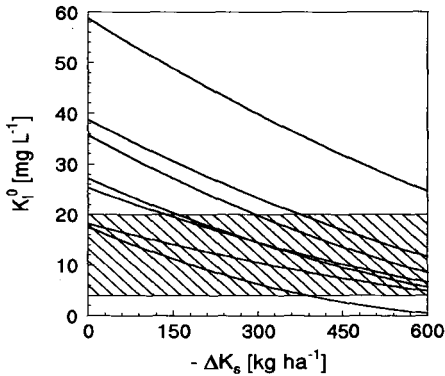


Abb. 4:
Veränderung von K_i^0 mit steigenden Entzügen ($-\Delta K_6$) in 7 repräsentativen Oberböden, berechnet mit Gl. 4 und 5.

Literatur

- Beckett P.H.T. (1964) Studies on soil potassium. II. The immediate Q/I relations of labile potassium in the soil. J. Soil Sci. 15: 9-23
- Bouma J. (1989) Using soil survey data for quantitative land evaluation. In: Steward B.A. (Hrsg.) Adv. Soil Sci. 9: 177-213
- Fischer W.R. (1990) Die Interpolation von K/Ca-Austauschkurven mit Hilfe einer einfachen Gapon-Gleichung. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 153: 93-95
- Fischer W.R., Niederbudde E.-A. (1979) Die exakte und schnelle Bestimmung von K/Ca-Austauschkurven an Böden und die Automatisierung ihrer Auswertung. Landwirtschaft. Forschung 32: 207-215
- Scheinost A.C. (1994) Pedotransfer-Funktionen zum Wasser- und Stoffhaushalt einer Bodenlandschaft. Diss. TU München, 176 S.
- Sinowski W. (1994) Die dreidimensionale Variabilität von Bodeneigenschaften - Ausmaß, Ursachen und Interpolation. Diss. TU München

Danksagung:

Die Forschungsaktivitäten des Forschungsverbundes Agrarökosysteme München (FAM) werden durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT 0339370) unterstützt. Die Pacht- und Betriebskosten des FAM-Versuchsgutes Scheyern trägt das Bayerische Staatsministerium für Unterricht, Kultus, Wissenschaft und Kunst.

Die Bedeutung löslichkeitsbestimmender Prozesse für die Konzentrationsdynamik von Kalium in Abhängigkeit vom Stoffbestand zweier Braunerden

von

Schimming, C.-G., H. Wetzel und A. Dählmann¹

Einleitung

Böden sind ein wichtiger Pool für Nähr- und Schadstoffe sowie eine entscheidende Schnittstelle ökosystemarer Stoffflüsse. Daher verlangt das Umfeld ökologischer Fragestellungen häufig eine Analyse der Konzentrationsbestimmenden Bodenprozesse. Zielsetzung der bodenkundlichen Arbeiten des Projektzentrums Ökosystemforschung ist die Entwicklung und Anwendung von Prozeßmodellen und deren Übertragung auf größere Raumeinheiten. Dabei liefern prozeßbezogene Laborexperimente die Bodenparameter zum Beispiel für das Verhalten von Kalium in den sandigen Braunerden unter Buchenwald. Untersucht wurde die Kinetik der Kaliumsorption und die Einflüsse der Ionenkonkurrenz auf die Sorptionsgleichgewichte.

Charakterisierung des Standortes

Substratbedingt weisen die Böden im Untersuchungsgebiet in der Regel nur eine geringe Austauschkapazität auf. Maßgebliche Anteile der gesamten Austauschkapazität beruhen auf den Gehalten der organischen Substanz im Humuskörper (Braunerde 1 in Tab.1). Eine hohe räumliche Variabilität der Böden spiegelt sich in zum Teil hohen Tongehalten im Mineralboden wider (Braunerde 2). Die Auswahl der drei Bodenproben für die Modellexperimente hinsichtlich der Kinetik und der Ermittlung von Austauschisothermen berücksichtigt diese Unterschiede im Stoffbestand der Böden.

Tab. 1: Eigenschaften zweier saurer Braunerden unter Buchenwald (hervorgehoben sind die nachfolgend untersuchten Horizonte)

Nr.	Hor.	Untere Tiefe [cm]	SkL [%]	Sand [%]	Schluff [%]	Ton [%]	pH CaCl ₂	Fe _e [g/kg]	Fe _s [g/kg]	Mn _e [mg/kg]	Al _e [g/kg]	C _{org} [%]	KAK _{base} [mmol/kg]
Braunerde 1													
L		3,5 - 2,5											
Of		0											
1	Ah1	5	12	79,0	16,1	4,90	3,20	1,3	2,0	61,3	1,0	4,94	66,7
2	Ah2	28	26	80,3	15,5	4,20	3,87	1,4	2,8	117,7	1,5	1,28	26,6
3	AhBv	38	59	84,0	13,4	2,60	4,44	1,3	2,8	107,9	2,6	0,71	8,8
4	II Bv1	60	56	92,9	4,9	2,20	4,55	1,1	4,1	54,0	2,7	0,15	6,0
5	Bv2	91	23	96,7	2,3	1,30	4,43	0,8	2,1	85,6	1,5	0,07	5,5
6	rG Bv	110	11	97,9	1,5	0,60	4,52	0,5	1,2	80,9	0,8	0,02	8,8
7	Bv3	130	12	97,9	1,6	0,50	4,49	0,7	1,9	190,7	0,8	0,03	5,3
8	III Bbs C	154	2	99,3	0,6	0,02	4,69	0,2	0,7	78,5	0,4	0,01	3,4
9	IV Bv C	165	21	98,2	1,2	0,60	5,65	0,4	1,5	94,1	0,2	0,02	10,9
Braunerde 2													
10	II Bv	84-116	5	41,3	39,3	19,4	4,14	0,8	3,0	103,4	1,7	0,2	114,5

¹ Projektzentrum Ökosystemforschung, Universität Kiel, Schauenburger Str. 112, D-24118 Kiel

Methoden

Kinetik der Adsorptionsprozesse

Die Kinetik der Kaliumsorptions wurde in Batch-Experimenten durchgeführt. Eingewogen wurden 80g Feinboden, der mit 800ml Schüttellösung versetzt wurde. Die Kaliumkonzentrationen (KNO_3) betragen 10mg K/l für die sandigen Bodenproben (Braunerde 1) und 100mg K/l für die tonhaltige Bodenprobe (Braunerde 2). Nach unterschiedlichen Reaktionszeiten wurden jeweils 6ml Aliquote entnommen, membranfiltriert ($0,45 \mu m$) und die Kaliumkonzentrationen bestimmt (OGWADA UND SPARKS 1986). Nach einer Reaktionszeit von 24 Std. wurden die Proben zentrifugiert und der Überstand verworfen. Die Desorption von Kalium (Rücktausch) erfolgte nach der Zugabe einer der ursprünglichen Schüttellösung äquivalent konzentrierten Calciumnitrat-Lösung (800ml).

Austauschisothermen

Zur Kennzeichnung der Adsorptionsgleichgewichte (Austauschisothermen) wurden jeweils 8g der Bodenproben mit 80ml einer Lösung mit unterschiedlichen Kaliumkonzentrationen versetzt und 2 Std. geschüttelt. Die Zusammensetzung der Lösung orientierte sich an den im Drei-Jahresmittel im Feld aufgetretenen Konzentrationen der einzelnen Elementen. Über die Substitution der variierten Kaliumkonzentration durch entsprechende Natriummengen wurde die Ionenstärke konstant gehalten. Die Ergebnisse werden in Form der BECKETT-Isotherme (vergl. FISCHER 1990) dargestellt.

Tab. 2: Mittlere Konzentrationen der Bodenlösung (1989 -1991) und die daraus abgeleiteten Konzentrationen in der Schüttellösung

Nr.	Hor.	Untere Tiefe [cm]	Saugkerzentiefe [cm]	Median der Bodenlösungskonzentration [mmol/l]							SO ₄	
				K	Na	Mg	Ca	Al	NO ₃	Cl		
	L	3,5 - 2,5										
	Of	0	Streulysimeter	0,20	0,27	0,08	0,23	0,02	0,60	0,29	0,18	
1	Ah1	5	5	0,10	0,21	0,07	0,16	0,09	0,50	0,27	0,12	
2	Ah2	28	12	0,04	0,23	0,10	0,23	0,12	0,57	0,26	0,14	
3	AhBv	38										
4	II Bv1	60	50	0,01	0,37	0,07	0,17	0,10	0,47	0,41	0,16	
5	Bv2	90										
6	rG Bv	110										
7	Bv3	130										
8	III Bbs C	154	150	0,01	0,31	0,09	0,35	0,00	0,42	0,36	0,14	
9	IV Bv C	165										
Konzentration in der Schüttellösung				0 - 0,4	0,10	0,20	0,08	0,40	0,64	0,10		

Ergebnisse

Kinetik des Adsorptionsprozesses

Der zeitliche Verlauf der Kaliumsorptions der drei Bodenproben (Abb. 1), berechnet als Differenz der Konzentration in der Austauschlösung zu einem Blindwert, zeigt bereits innerhalb der ersten 20 Minuten stark abnehmende Bindungsraten. Nach ca. 2 Std. herrschen Gleichgewichtsbedingungen. Der Prozeß der Desorption unterliegt einer ähnlichen Kinetik. Aufgrund der aufgetretenen Unstetigkeiten, vor allem im Verlauf der Adsorption, kann kein Geschwindigkeitsgesetz angegeben werden. Während die Bindung von Kalium bei den Proben Ah2- und rGBv-Horizont (hohe Sandgehalte) nahezu reversibel ist, verbleiben bei der Probe IIBv 50 % der ursprünglich gebundenen Kaliummenge am Sorptionskomplex.

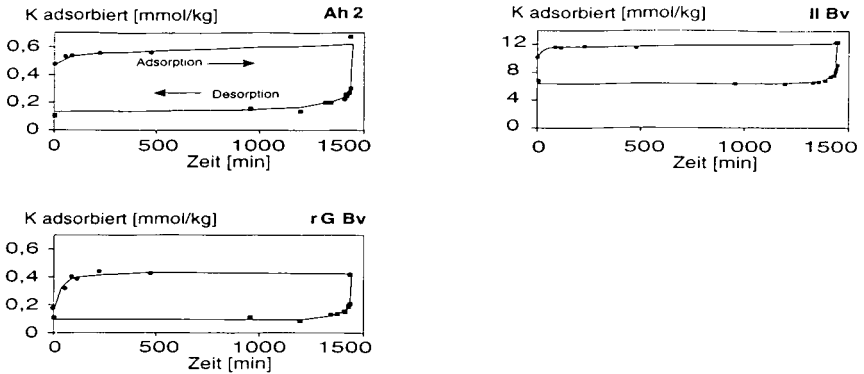


Abb. 1: Zeitlicher Verlauf der Adsorption und Desorption von Kalium bei 5°C

Austauschisothermen

Der Verlauf der Austauschisothermen (Abb.2 und 3) kennzeichnet die Zunahme der Kaliumpufferkapazität (BCK_K) mit steigender Austauschkapazität der drei Horizonte. Die Kaliumpufferkapazität ist dabei in Konkurrenz zu Aluminium am niedrigsten. Die hohe Aluminiumsättigung des Sorptionskomplexes des Horizontes Ah2 (90%) führt zu einer selektiveren Adsorption von Kalium ($K_G > 1$) gegenüber den mehrwertigen Kationen, obwohl der Sorptionskomplex überwiegend durch die organische Substanz gebildet wird, die eine Präferenz für mehrwertige Kationen aufweist (DELVEAUX et al. 1989). Von dem sorptionsstarken Horizont II Bv werden dagegen die Konkurrenzionen trotz hoher Kaliumpufferkapazität selektiver adsorbiert ($K_G << 1$).

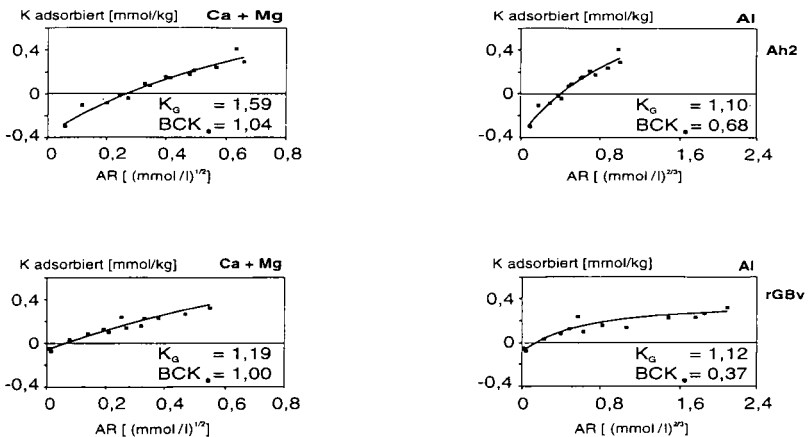


Abb. 2: BECKETT-Isothermen für die Aktivitätenverhältnisse von K:Ca+Mg und K:Al, der Horizonte Ah 2 und rGBv (Braunerde 1)

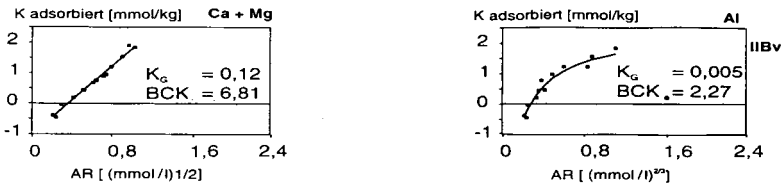


Abb. 3: BECKETT-Isothermen für die Aktivitätenverhältnisse von K:Ca+Mg und K:Al, des Horizontes IIBv (Braunerde 2)

Schlußfolgerungen

Für die Sorption von Kalium im Stoffbestand der untersuchten Braunerde gehen entscheidende Einflüsse von der Zusammensetzung der Bodenlösung aus. Die Zusammensetzung der Bodenlösung kann transportbedingt und abhängig vom Wassergehalt starken Schwankungen unterliegen und die Selektivität der Kaliumbindung verändern. Diese Zusammenhänge beruhen maßgeblich auf den unterschiedlichen Verhältnissen zwischen den Oberflächeneigenschaften und dem gelösten Kalium (AHARONI UND SPARKS 1991). Für die vorgesehenen hochaufgelösten Simulationen der Kaliumdynamik sind daher Einflüsse des Bodenwasserhaushaltes und der dadurch hervorgerufenen transportbedingten Ungleichgewichte von entscheidender Bedeutung, da Änderungen in der Zusammensetzung der Bodenlösung in dem zu betrachtenden Kompartiment, wie gezeigt, in kurzen Zeiträumen ablaufen können.

Literatur

AHARONI, CH. UND SPARKS, D.L. (1991): Kinetics of Soil Chemical Reactions. A Theoretical Treatment. In: SPARKS, D.L.: Rates of Soil Chemical Processes. SSSA Special Publ. No. 27. SSSA, Inc., Madison, Wisc.

BORNHÖFT, D. (1993): Untersuchungen zur Beschreibung und Modellierung des Bodenwasserhaushaltes entlang einer Agrar- und einer Wald-Catena im Bereich der Bornhöveder Seenkette (Schleswig-Holstein), Eco Sys Suppl. Bd. 6, Kiel

DELVEAUX, B., DUFÉY, J. E., VIELVOYE, L., UND HERBILLON, A. J. (1989): K-Exchange Behavior in a Weathering Sequence of Volcanic Ash Soils, Soil Sci. Soc. Am. J. 53, 1679

FISCHER, W. R. (1990): Die Interpretation von K/Ca-Austauschkurven mit Hilfe einer einfachen Gapon-Gleichung, Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 153, 93

OGWADA, R.A. AND SPARKS, D.L. (1986): A Critical Evaluation on the Use of Kinetics for Determining Thermodynamics of Ion Exchange in Soils, Soil Sci. Soc. Am. J. 50, 300

REICHE, E.-W. (1991): Entwicklung, Validierung und Anwendung eines modellsystems zur Beschreibung und flächenhaften Bilanzierung der Wasser- und Stickstoffdynamik in Böden, Kieler Geographische Schriften Bd. 79

**Modellierung von Sorptionsprozessen in Gegenwart
immobiler und mobiler reaktiver Sorbenten**

von

Totsche, K.U.* , P. Knabner** und I. Kögel-Knabner***

Abstract

Die Löslichkeit und damit die Mobilität von Nähr- und Schadstoffen wird in entscheidender Weise von mobilen reaktiven Sorbenten beeinflusst. Bei der Abschätzung bzw. Bestimmung von Parametern für Sorptionsprozesse in Böden müssen dementsprechend auch alle Substanzen mitberücksichtigt werden, die eine löslichkeitsmodifizierende Wirkung auf Nähr- und Schadstoffe ausüben. Hierzu zählen neben den künstlichen und natürlichen Komplexbildnern und Tensiden auch organische Substanzen wie gelöster organischer Kohlenstoff. Selbstverständlich sind auch diese Stoffgruppen ihrerseits reaktiv und unterliegen Grenzflächenprozessen wie Adsorption und Fixierung. Dementsprechend sollten Modellansätze zur Berechnung und Simulation von Sorptionsprozessen in natürlichen porösen Medien den Einfluß reaktiver mobiler Sorbenten auf die totale Sorption einer Substanz mit in Betracht ziehen. Im Rahmen der Präsentation wird ein Modellkonzept vorgestellt, welches diese Prozesse sowohl unter Gleichgewichts- als auch Nichtgleichgewichtsbedingungen berücksichtigt, wobei auch nichtlineare Prozesse erlaubt sind. Es wird ein Ansatz entwickelt, der es erlaubt, *multiple-site* Adsorptionsprozesse zu modellieren.

EINLEITUNG

Die Beschreibung und Modellierung von Adsorption und Transport hydrophober organischer Umweltchemikalien (HOC) wie polyzyklischer aromatischer Kohlenwasserstoffe (PAKs) erfolgte bisher nur unter Berücksichtigung der Adsorption dieser Substanzen an die feste, vor allem aber immobile Bodensubstanz (BSM). Dieser Adsorptionsmechanismus erklärt jedoch nicht die *Mobilitätssteigerung* von HOC in Gegenwart weiterer gelöster oder suspendierter Substanzen. Diese Mobilitätssteigerung ist vielmehr die Folge der Erhöhung der Löslichkeit der HOC durch lösungsvermittelnde Substanzen. Als solche kommen Co-Solventen wie mit Wasser mischbare, organische Lösemittel oder Tenside in Frage, es können aber auch gelöste oder suspendierte organische Makromoleküle wie die wasserlösliche organische Substanz (DOM) sein, die ihrerseits anderen Stoffen als mobiler Sorbent dient. HOC Moleküle, die an die DOM adsorbiert vorliegen, werden quasi "Huckepack" mit der DOM transportiert. Dieser Prozeß, bei dem die DOM als Träger für die HOC erscheint, bezeichnen wir als *Co-Transport*.

Da die DOM ihrerseits nicht als inert betrachtet werden kann, muß dessen mögliche Adsorption an die feste Bodenmatrix ebenfalls in Betracht gezogen werden. Folglich werden auch all diejenigen Substanzen von der Adsorption der DOM betroffen, die an die DOM adsorbiert vorliegen. Diesen Prozeß bezeichnen wir als *Co-Sorption*.

Mobilitätssteigerungen wie auch Mobilitätsniedrigung als Folge der Gegenwart mobiler Sorbenten wurde von mehreren Arbeitsgruppen experimentell dokumentiert. So konnten DUNNIVANT ET AL.,

*Abteilung Bodenphysik
Universität Bayreuth
95440 Bayreuth

** Institut für angewandte Mathematik
Universität Erlangen-Nürnberg
91058 Erlangen

***Arbeitsgruppe für Bodenkunde
und Bodenökologie
Ruhruniversität Bochum
44780 Bochum

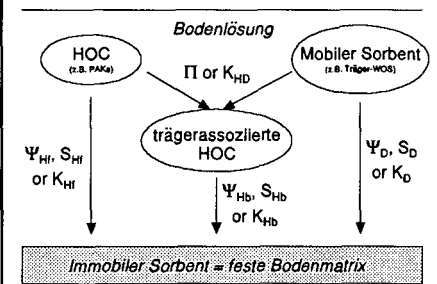
(1992) einen beschleunigten Transport für Cadmium (Cd) und Hexachlorobiphenyl (HCB) in Gegenwart von DOM in Säulenexperimenten nachweisen. TOTSCHKE ET AL., (1994) wiesen demgegenüber für Pyren eine verstärkte Retention in Gegenwart von natürlicher DOM nach. Auch hier wurden die Ergebnisse unter Durchführung von Säulenexperimenten gewonnen. Eine erfolgreiche mathematische Beschreibung mit dem Ziel der Modellierung dieser Prozesse erfordert dementsprechend die Berücksichtigung sowohl der Adsorption der freien, gelösten Anteile der HOC $C_{Hf(ree)}$ als auch des mit DOM-assoziierten Anteils der HOC $C_{Hb(ound)}$, wobei die mögliche Reaktivität der DOM nicht vernachlässigt werden darf.

MODELLIERUNG

Der konzeptionelle Hintergrund der Modellentwicklung ist in *Abb. 1* wiedergegeben. Auf Seiten der flüssigen Phase werden zwei Komponenten unterschieden, die HOC und die Trägersubstanz. Diese können gemeinsam einer Assoziatbildungsreaktion unterliegen, so daß eine dritte Komponente auftritt, die der DOM-assoziierten HOC. An der Phasengrenze flüssig-fest lassen sich nunmehr prinzipiell drei Prozesse identifizieren: (I) Sorption der freien HOC, (II) Sorption der freien DOM und (III) Sorption des Assoziates.

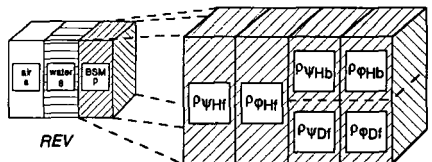
Der Tatsache, daß diese prinzipiellen Adsorptionsprozesse an unterschiedlichen Bereiche der Bodenmatrix ablaufen, ist im Modell dadurch Rechnung getragen, daß die feste Bodenmatrix in unterschiedliche Fraktionen aufgeteilt wird, die jeweils unterschiedliche Adsorptionsplätze zur Verfügung stellen (*multiple-site* Adsorptionsmodell). Diese Plätze stellen nun der jeweiligen Komponente Gleichgewichts- und/oder Nichtgleichgewichtsadsorptionsplätze zur Verfügung, wobei diese Plätze nicht notwendigerweise disjunkt voneinander sein müssen.

Abb. 1: Schematische Darstellung der beteiligten Spezies und der berücksichtigten Sorptionsprozesse



Abkürzungen:
 Ψ : Gleichgewichtsprozess; φ : Nichtgleichgewichtsprozess;
 H: HOC; f: frei, gelöst; b: assoziiert; D: mobiler Sorbent,
 Π : Assoziat-Formationsprozess; K: Verteilungskoeffizienten (linearer Fall)

Abb. 2: Schematische Fraktionierung der festen, immobilen Bodenmatrix



Abkürzungen
 ρ : Lagerungsdichteanteile
Indizes:
 Ψ_{Hf} : Gleichgewichtsplätze freie HOC
 Ψ_{Hb} : Gleichgewichtsplätze assoziierte HOC
 Ψ_{Df} : Gleichgewichtsplätze freie DOM
 φ_{Hf} : Nichtgleichgewichtsplätze freie HOC
 φ_{Hb} : Nichtgleichgewichtsplätze assoziierte HOC
 φ_{Df} : Nichtgleichgewichtsplätze freie DOM

Im Hinblick auf die Adsorption der gebundenen HOC und der freien Träger lassen sich nun zwei Szenarien unterscheiden:

Szenario A: Die Adsorption des Assoziates wird durch die physikochemischen Eigenschaften der HOC bestimmt oder aber die physikochemischen Eigenschaften des Assoziates sind anders als diejenigen des freien Trägers. Dann sind die Gleichgewichts- und Nichtgleichgewichtsadsorptionsplätze für den freien Träger und das Assoziat unterscheidbar und disjunkt.

Szenario B: Die Adsorption des Assoziates wird durch die physikochemischen Eigenschaften des

freien Trägers bestimmt und diese wurden nicht durch den Assoziatbildungsprozeß geändert. Dementsprechend wird die Sorption des Assoziates durch die Adsorptionseigenschaften des freien Trägers bestimmt, und Assoziat und freier Träger konkurrieren um die gleichen Adsorptionsplätze.

Ausgehend von zwei individuellen Advektions-Dispersionsgleichungen, die den Transport jeweils für den freien wie den DOM-assoziierten Anteil der HOC beschreiben, konnte eine geschlossene und generelle Transportgleichung abgeleitet werden, die - unabhängig von den partiellen Konzentrationen C_{Hf} und C_{Hb} - den Transport der HOC als Transport im Sinne *totaler Konzentrationen* sowohl der HOC C_H als auch des Trägers C_D beschreibt.

$$\begin{aligned} \partial_t(\theta C_H) + \rho_{\Psi} \partial_t \Psi(x, t, C_H) + \rho_{\varphi Hf} \partial_t S_{Hf} + \\ \rho_{\varphi Hb} \partial_t S_{Hb} - \nabla(\theta) \nabla C_H - q(C_H) = 0 \end{aligned} \quad (1)$$

wobei Ψ die effektive Isotherme beschreibt:

$$\Psi(x, t, C_H) = \frac{\varphi_{\Psi Hf}}{\varphi_{\Psi H}} \Psi_{Hf}(G(C_D(x, t), C_H)) + \frac{\varphi_{\Psi Hb}}{\varphi_{\Psi H}} \Psi_{Hb}(C_H - G(C_D(x, t), C_H))$$

$G(C_D(x, t), C_H)$ stellt hierbei die implizite Darstellung der Konzentration des freien Anteils der HOC C_{Hf} dar als Funktion der totalen Konzentrationen und $(C_H - G(C_D(x, t), C_H))$ die des DOM-assoziierten Anteils. Diese Formulierung war notwendig und erwünscht, da die partiellen Konzentrationen der HOC, also der freie Anteil C_{Hf} und der assoziierte Anteil C_{Hb} experimentell nur sehr schwer und mit hohem Aufwand zu bestimmen sind. Eine ausführliche Diskussion kann in Knabner et al. (1994) und Knabner & Totsche (1994) gefunden werden.

EIGENSCHAFTEN DER MODELLVARIABLEN

Variable Trägerkonzentration

Für die folgende Diskussion sei vorausgesetzt, daß die Formationsreaktion ein linearer, spontaner Prozeß ist und das die Adsorption des freien und gebundenen Anteils der HOC einer linearen Sorption unterliegt. Dann können folgende Grenzfälle identifiziert werden:

$$C_D(x, t) \rightarrow 0 \quad (\text{für festes } (x, t) \text{ und } C_H(x, t)) \quad (3)$$

das heißt für verschwindende Trägermassenkonzentration vereinfacht sich das Modell zu einem einfachen Sorptionsmodell für die Adsorption des freien Anteils an die feste Bodenmatrix. $C_{Hf}(x, t) \rightarrow C_H$ (und damit $C_{Hb}(x, t) \rightarrow 0$):

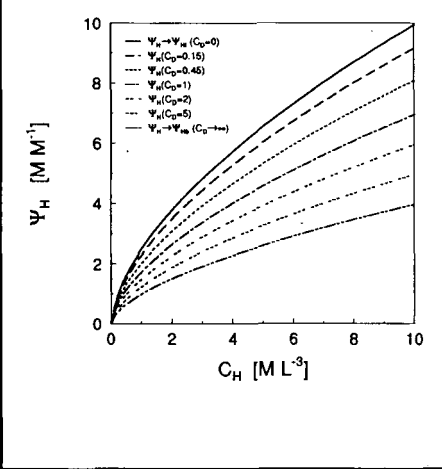
$$\Psi(x, t, C_H(x, t)) \rightarrow \frac{\rho_{\Psi Hf}}{\rho_{\Psi H}} \Psi_{Hf}(C_H(x, t)) \quad (4)$$

Für den Träger im Überfluß, $C_D(x, t) \rightarrow \infty$ (für festes (x, t)), vereinfacht sich das Modell zu einem einfachen Sorptionsmodell für die Adsorption des gebundenen Anteil an die feste Bodenmatrix. $C_{Hf}(x, t) \rightarrow 0$ und damit $C_{Hb}(x, t) \rightarrow C_H(x, t)$

$$\Psi(x, t, C_H(x, t)) \rightarrow \frac{\rho_{\Psi Hb}}{\rho_{\Psi H}} \Psi_{Hb}(C_H(x, t)) \quad (5)$$

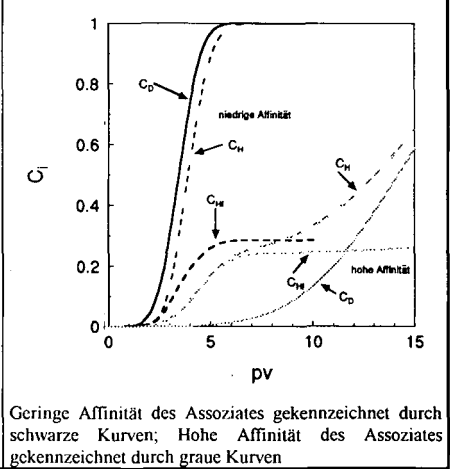
Abb. 3 veranschaulicht des Verhalten der effektiven Isothermen in Abhängigkeit variabler Trägermassenkonzentrationen.

Abb. 3: Verhalten der effektiven Isotherme für den Träger im Überfluß und ohne Träger.



Reaktiver mobiler Sorbent

Abb.4: Durchbruch einer Substanz in Gegenwart eines reaktiven Trägers



Geringe Affinität des Assoziates gekennzeichnet durch schwarze Kurven; Hohe Affinität des Assoziates gekennzeichnet durch graue Kurven

In Abb. 4 ist der Durchbruch einer virtuellen Substanz in Gegenwart eines mobilen, reaktiven Trägers dargestellt, wobei zwei unterschiedliche Situationen dargestellt sind: Im einen Fall (schwarze Kurven) wurde die Isotherme, die die Adsorption der Träger-assoziierten HOC ($\Psi_{Hb} < \Psi_{Hf}$) an die feste Bodenmatrix beschreibt, so gewählt, daß sie im Vergleich zum freien HOC eine geringere Affinität an das poröse Medium beschreibt; im anderen Fall (graue Kurven) beschreibt die Isotherme für den gebundenen Anteil der HOC (und damit für den Träger) im Vergleich zum freien HOC eine höhere Affinität ($\Psi_{Hb} > \Psi_{Hf}$). Dies manifestiert sich in zwei essentiell unterschiedlichen Durchbruchskurven für die totale Konzentration der HOC C_H : Während im Fall geringerer Affinität die Gestalt der Durchbruchskurve die klassische S-Form wiedergibt, finden wir im Falle der höheren Affinität eine Durchbruchskurve, die eine signifikant ausgeprägte Schulter aufweist. Der anfänglich steile Anstieg der Durchbruchskurve flacht sich ab und versteilt sich erst wieder bei Durchbruch des freien Trägers C_D . Erst dann kann auch der gebundene Anteil der HOC C_{Hb} durch das System durchbrechen, und die Durchbruchskurve der totalen Konzentration C_H spiegelt nicht nur den freien Anteil, sondern tatsächlich die Summe aus freiem und gebundenem Anteil wieder.

Der initial steile Anstieg geht auf den Durchbruch der freien HOC C_{Hf} zurück, da der gebundene Anteil aufgrund der hohen Affinität zur festen Bodenmatrix im Inneren des Systems zurückbleibt. Dementsprechend folgt die Durchbruchskurve für die totale HOC Konzentration im wesentlichen der Gestalt der Durchbruchskurve für den freien Anteil ($C_H(L) = C_{Hf}(L) + C_{Hb}(L) = C_{Hf}(L)$, da $C_{Hb}(L) = 0$).

Literatur:

DUNNIVANT, F. M., JARDINE, P. M., TAYLOR, D. L. AND J. F. MCCARTHY, Cotransport of cadmium and hexachlorobiphenyl by dissolved organic carbon through columns containing aquifer material, *Environ. Sci. Technol.*, 26, 360-368, 1992
 KNABNER, P. AND K. U. TOTSCHKE, The modeling of reactive solute transport with sorption to mobile and immobile sorbents - Part II: Model discussion and numerical simulation, submitted for publication to *Wat. Res. Res.*
 TOTSCHKE, K. U., I. KOEGEL-KNABNER AND J. DANZER: Transport of natural DOC and Pyrene through an unsaturated laboratory column containing soil material, *European Journal of Soil Science*, submitted for publication
 KNABNER, P., K. U. TOTSCHKE AND I. KÖGEL-KNABNER, The modeling of reactive solute transport with sorption to mobile and immobile sorbents - part I: experimental evidence and model development, submitted to *Wat. Res. Res.*

¹³C-NMR- und GPC-Untersuchungen an Modellhuminsäuren aus Maisstroh als Basis zur Spezifizierung von Bindungsformen nichtextrahierbarer Rückstände von Xenobiotika in Böden

von

Wais, A.*, P. Burauel*, A.A. de Graaf**, K. Haider*** und F. Führ*

Einleitung

In der bodenchemischen Rückstandsanalytik kann der Anteil der nichtextrahierbaren Rückstände von Xenobiotika nur relativ ungenau abgeschätzt werden. Nur die Isotopentracertechnik z.B. mit dem Radioisotop ¹⁴C erlaubt eine quantitative Bestimmung dieser Rückstände, sie kann jedoch keine Aussagen über die Art der Bindung liefern. Dies ist wiederum mit dem Isotop ¹³C unter Nutzung der ¹³C-NMR-Spektroskopie möglich. Dabei bietet sich neben einer Anreicherung der Xenobiotika mit ¹³C eine Abreicherung von Huminstoffen an ¹³C an. ¹³C-abgereicherte Huminstoffe werden dadurch erzeugt, daß Pflanzen in einer reinen ¹²CO₂-Atmosphäre aufwachsen, und das Pflanzenmaterial als Ausgangsstoff für die Herstellung der Modellhuminstoffe dient.

Diese Methode wurde in vorangegangenen Untersuchungen mit nichtextrahierbaren Rückständen des Fungizidwirkstoffs Anilazin¹ bereits angewandt (WAIS ET AL., 1993). Da aber auf Grund der stark reduzierten Huminstoff-Signale der ¹³C-NMR-Spektren bei den ¹³C-abgereicherten Huminsäuren (HS) eine Interpretation kaum möglich ist (vgl. Abb. 1.7), wurden weitere Untersuchungen zu diesen Modellhuminsäuren nötig.

¹³C-NMR-Spektren von Huminsäuren einer nativen Typischen Parabraunerde aus Schwemmlöß (A_p-Horizont) wurden mit Modellhuminsäuren aus Maisstroh natürlichem Kohlenstoffisotopenverhältnisses aus unterschiedlichen Abbaubarvarianten verglichen (Abbau in geglühter Parabraunerde und Quarzsand mit variierenden Konzentrationen an Maisstroh). Während des Abbaupperiments fand eine kontinuierliche Überprüfung der mikrobiellen Aktivität statt. Desweiteren wurde eine Größenfraktionierung der HS mit Hilfe der Gel Permeations Chromatographie durchgeführt.

Material und Methoden

Boden	Merzenhausen, Nordrhein-Westfalen (PB): Typische Parabraunerde aus Schwemmlöß (pH 7,2, 1,2 % C _{org} , 6,4 % Sand, 78,2 % Schluff, 15,4 % Ton).	Geräte	<ul style="list-style-type: none"> • AMX 400 Bruker NMR Spektrometer, 100,6 MHz, Aufnahme in 0,5 M NaOD mit Dioxan als externen Standard, $\delta = 67,4$ ppm bezogen auf Tetramethylsilan. • CXP 200 Bruker NMR Spektrometer, 50,3 MHz, zur ¹³C CP/MAS-NMR Messung. Referenz: Hexamethylbenzol, $\delta(\text{Methyl}) = 17,0$ ppm bezogen auf Tetramethylsilan. • Gynkotek UVD 340 ausgerüstet mit einer HEMA-Bio Linear Gel Permeations Chromatographie Säule, l = 30 cm / $\varnothing = 7,8$ mm (PSS GmbH). Messung in 0,5 M NaOH-Lösung analog WAIS ET AL. (1994). • HP 8590 Series II Gas Chromatograph (Hewlett Packard) ausgerüstet mit einer GS-Q Megabore Säule, l = 30 m / $\varnothing = 0,53$ mm (Fisons).
Sand	Quarzsand, gewaschen und geglüht, p.a., nach DIN.		
Stroh	Maisstroh natürlichen Isotopenverhältnisses und [¹² C]Maisstroh, 99,7 - 99,8 % ¹² C, zum Vergleich.		
Chemikalie	¹² CO ₂ , 99,9 % ¹² C.		
Inkubation	3 - 26 Wochen bei 20 bzw. 25 °C im Dunkeln, ca. 40 % WK _{max} und unter Ausschluss von atmosphärischem Kohlendioxid durch Natronkalkfallen (nach ANDERSON, 1975).		
Präparation	2 g Maisstroh natürlichen Isotopenverhältnisses wurden in 100 g Boden (Varianten s.u.) eingemischt. Die Inkubation erfolgte wie oben beschrieben, wobei ab der dritten bis zur achten Woche wöchentlich je 1 g Maisstroh zugesetzt wurde. Bei der Variante Quarz/Initial erfolgte nur eine Initialzugabe von 4 g Maisstroh.		
Varianten	Variante 80/20: 80 % geglühte Parabraunerde (PB), s.o., und 20 % frische PB zum Animpfen. Variante 90/10: 90 % geglühte PB und 10 % frische PB. Variante 95/5: 95 % geglühte PB und 5 % frische PB. Variante Quarz (Q): Quarzsand und grobfiltrierte Bodenlösung aus 5 g PB und 15 mL Wasser zum Animpfen. Variante Quarz/Initial (QI): Quarzsand und grobfiltrierte Bodenlösung aus 5 g PB und 15 mL Wasser.		
Extraktion	Erschöpfende Extraktion mit Isopropanol/Wasser (1:1), Isopropanol (zweimal) und Dichlormethan. Anschließend Extraktion mit 0,5 M Natriumhydroxid Lösung, Fällung der Huminsäuren (HS) mit 0,1 M Salzsäure, Clean-Up der Huminsäuren durch Dialyse und Gefrierrocknung.		
Mikrobielle Aktivität	Die Bestimmung der mikrobiellen Aktivität erfolgte mittels der von ALEF UND KLEINER (1989) beschriebenen Methode der DMSO Reduktion.		

* Institut für Radioagronomie (IRA), Forschungszentrum Jülich GmbH, D-52425 Jülich.

** Institut für Biotechnologie (IBT 1), Forschungszentrum Jülich GmbH, D-52425 Jülich.

*** ehem. Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde, BFA für Landwirtschaft (FAL), Bundesallee 50, D-38116 Braunschweig; jetzt: Katstanienviertel 4, D-82041 Deisenhofen.

¹ Handelsformulierung Dyrene[®], Bayer AG, Leverkusen.

Ergebnisse und Diskussion

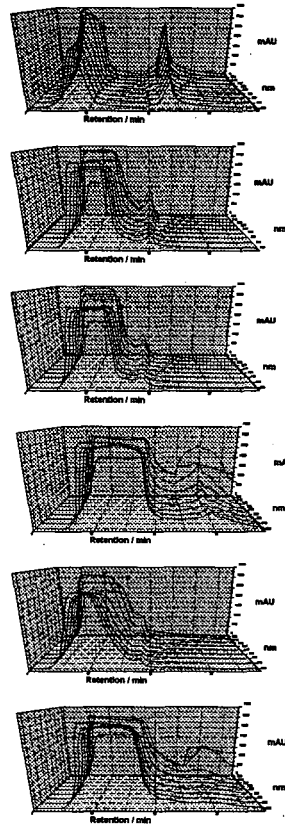
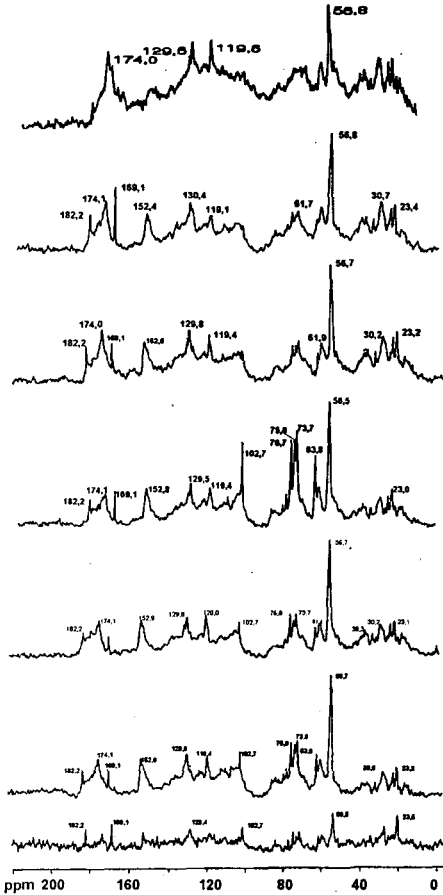


Abb. 1: ^{13}C -NMR Spektren von Huminstoffen (HS) in $0,5\text{ M NaOD}$, Nr. 2 - 6 nach 26 Wochen und Nr. 7 nach 16 Wochen Inkubation. Extrahiert aus (von oben nach unten):

1. Native PB,
2. Variante 80/20,
3. Variante 90/10,
4. Variante 95/5,
5. Variante Quarz,
6. Variante Quarz/Initial und
7. ^{13}C -abgereicherter Boden (analog Variante QI).

Abb. 2: GPC Chromatogramme von HS in $0,5\text{ M NaOH}$ (Auflösung: 200 - 280 nm), Nr. 2 - 6 nach 26 Wochen Inkubation. Extrahiert aus (von oben nach unten):

1. Native PB,
2. Variante 80/20,
3. Variante 90/10,
4. Variante 95/5,
5. Variante Quarz und
6. Variante Quarz/Initial.

Abb. 1 zeigt die ^{13}C -NMR Spektren der extrahierten HS. Die entsprechende GPC Chromatogramme sind in Abb. 2 dargestellt.

Übereinstimmungen zwischen den NMR Spektren der nativen HS und den künstlichen liegen vor allem im aliphatischen ($\delta = 0 - 45\text{ ppm}$) und C-O/C-N-Bereich ($\delta = 45 - 110\text{ ppm}$). Im Bereich der Aromaten ($\delta = 110 - 160\text{ ppm}$) sind zusätzliche Signale um $\delta \approx 152\text{ ppm}$ (wahrscheinlich aromatisches Lignin C durch O substituiert) zu erkennen. Während im Bereich der Carboxyl-/Carbonyl-Gruppen ($\delta = 160 - 220\text{ ppm}$) die Signale um $\delta \approx 169\text{ ppm}$ und $\delta \approx 182\text{ ppm}$ wesentlich deutlicher aus dem Untergrund hervortreten als bei der nativen HS. Die Bereichseinteilung erfolgte analog MALCOLM, 1985 und WILSON, 1987. Bei den künstlichen HS fällt auch das erhöhte Signal bei $\delta = 56\text{ ppm}$ auf. Dies wird in der Literatur (u.a. HIMMELSBACH und BARTON, 1980; SCHNITZER ET AL., 1993; QUIDEAU und RALPH, 1994) als O-Methyl aus Lignin interpretiert. DEPT Spektren von silylierten Huminstoffen zeigen jedoch, daß es sich hierbei wahrscheinlich um ein sekundäres C, eventuell OCH_2 -Gruppen, handelt (WAIS ET AL., 1994). Insgesamt weisen die NMR Spektren der künstlichen HS im Vergleich zu dem der nativen HS keine wesentlichen Strukturunterschiede auf.

Die GPC Chromatogramme zeigen für die Varianten 80/20, 90/10 und Q eine Verschiebung des niedermolekulären Signals zu höheren molaren Massen. Dies um so stärker je weniger natürlicher Bodanteil in der Probe vorhanden ist. Bei den Proben der Varianten 95/5 und QI findet im Gegensatz dazu eine Verschiebung in umgekehrter Richtung statt. Die Chromatogramme stimmen aber fast mit denen der HS PB überein.

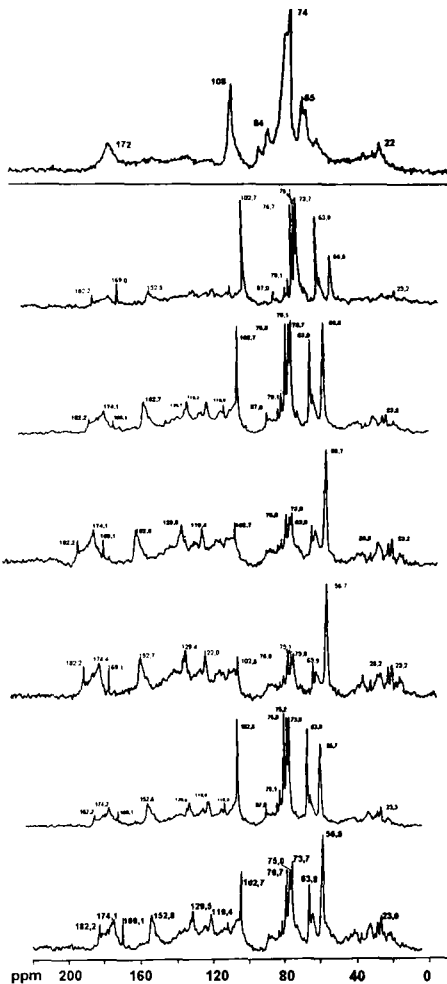


Abb. 3: ¹³C-NMR Spektren von HS in 0,5 M NaOD (Nr. 2 - 7) und ¹³C CP/MAS NMR des nichthumifizierten Ausgangsmaterials (Nr. 1).
 1. nichthumifiziertes ¹²C-Maisstroh.
 Extrahiert aus (von oben nach unten):
 2. Variante Quarz/Initial (nach 3 Wochen Inkubation),
 3. Variante Quarz/Initial (nach 8 Wochen Inkubation),
 4. Variante Quarz/Initial (nach 26 Wochen Inkubation),
 5. Variante 95/5 (nach 3 Wochen Inkubation),
 6. Variante 95/5 (nach 8 Wochen Inkubation) und
 7. Variante 95/5 (nach 26 Wochen Inkubation).

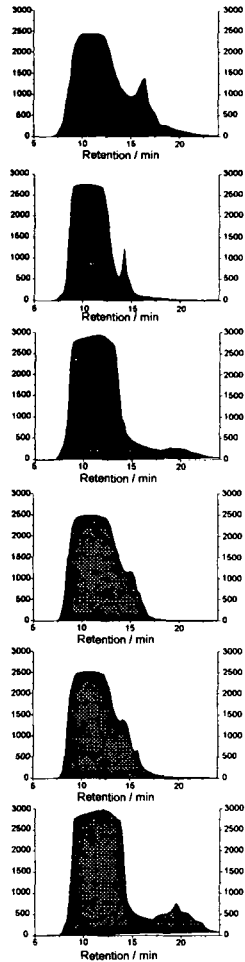


Abb. 4: GPC Chromatogramme von HS in 0,5 M NaOH (254 nm).
 Extrahiert aus (von oben nach unten):
 1. Variante Quarz/Initial (nach 3 Wochen Inkubation),
 2. Variante Quarz/Initial (nach 8 Wochen Inkubation),
 3. Variante Quarz/Initial (nach 26 Wochen Inkubation),
 4. Variante 95/5 (nach 3 Wochen Inkubation),
 5. Variante 95/5 (nach 8 Wochen Inkubation) und
 6. Variante 95/5 (nach 26 Wochen Inkubation).

Abb. 3 zeigt die ¹³C-NMR Spektren der HS der Varianten QI und 95/5 in einer Zeitreihe. Die entsprechende GPC Chromatogramme sind in Abb. 4 dargestellt.

Nach 3 Wochen Inkubation sind in den NMR Spektren der Variante QI die Signale der Kohlenhydrat C um $\delta \approx 74$ ppm (MALCOLM, 1989) und der γ C in Phenylpropaneinheiten, $\delta \approx 65$ ppm (HIMMELSBACH UND BARTON, 1980), noch gut in den HS zu erkennen. Das Signal bei $\delta \approx 108$ ppm wird in Lösung scheinbar nach $\delta \approx 103$ ppm verschoben. Während das der OCH₃-OCH₂-Gruppen bei $\delta \approx 56$ ppm erst ausgebildet wird. Das Signal der Carboxyl-Gruppen (oder der aliphatischen Amide) des nichthumifizierten Ausgangsmaterials bei $\delta \approx 172$ ppm (HIMMELSBACH UND BARTON, 1980) tritt in den Hintergrund. Erst nach 8 Wochen Inkubation werden bei der Variante QI Carboxyl-Gruppen um $\delta \approx 174$ ppm sichtbar. Neue Signale besonders im aromatischen Bereich und bei $\delta \approx 169$ ppm und $\delta \approx 182$ ppm werden gebildet.

Ob dem höheren Gehalt an Frischboden und der geringeren Initialzugabe an Maisstroh bei der Variante 95/5 im Vergleich zur Variante Q1 erscheint bei der Variante 95/5 das NMR Spektrum der HS nach dreiwöchiger Inkubation ähnlich denen nach 26 Wochen. Das Spektrum nach achtwöchiger Inkubation mit weiterem Zusatz an Maisstroh ist fast vollständig identisch mit dem der Variante Q1 was die Lage und Intensität der Signale betrifft.

Die Ähnlichkeiten der Spektren nach 3 bzw. 8 Wochen Inkubation im Vergleich zu dem des nichthumifizierten Pflanzenmaterials deuten daraufhin, daß es sich bei den extrahierten HS im Sinne der Definition von Huminstoffen (u.v.a. SCHEFFER, und ULRICH, 1980) nicht um HS sondern um andere mit organischen Lösungsmitteln nichtextrahierbare, aber in Alkali lösliche organische Rückstände (z.B. Hemicellulosen) im Versuchsboden handelt.

Bei den GPC Chromatogrammen ist von der dritten bis zur 28. Woche eine Verlagerung des niedermolekularen Signals zu niedrigeren molaren Massen zu beobachten. Dies kann als Abbau höhermolekularer organischer Verbindungen angesehen werden.

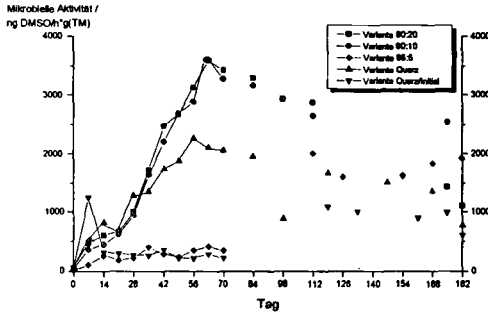


Abb. 5: Verlauf der mikrobiellen Aktivität durch Bestimmung der DMSO-Reduktaseaktivität nach ALEF UND KLEINER (1989).

Während der Produktion des künstlichen Bodens wurde eine Überprüfung der mikrobiellen Aktivität an Hand der DMSO-Reduktaseaktivität durchgeführt (ALEF UND KLEINER, 1989). Dabei fällt auf, daß bei den im Nachgang zu den Varianten 80/20, 91/10 und Q durchgeführten Versuchen der Varianten 95/5 und Q1, die mikrobielle Aktivität erst ab der 10. Woche eine merkliche Steigerung und Anpassung an die Werte der anderen Varianten erfuhren. Dieser Unterschied der mikrobiellen Aktivität ist z.T. auf unterschiedliche Ausgangsaktivität im Frischboden zurückzuführen.

Schlußfolgerungen

- Die ¹³C-NMR Spektren der künstlichen HS aller fünf getesteten Varianten nach 26 Wochen Inkubation zeigen im Vergleich mit der nativen HS keine wesentlichen Strukturunterschiede.
- Bei den GPC Chromatogrammen wird je nach Umwandlungsgrad der organischen Substanz eine Verschiebung der UV Signale zu niedrigeren molaren Massen beobachtet.
- Keine der untersuchten fünf Varianten der Humifizierung zeigt (besonders in den NMR Spektren und in der mikrobiellen Aktivität) zum Ende der Inkubation wesentliche Unterschiede. Unterschiede in den GPC Chromatogrammen können z.T. auch auf Salzeffekte zurückgeführt werden.
- Die ¹³C-NMR Spektren der künstlichen HS, die in einer Zeitreihe beobachtet wurden, zeigen, daß bei einer Verschiebung des Verhältnisses Pflanzenfrischmasse/nativer Boden in Richtung des Pflanzenmaterials vor allem die Strukturen des nichthumifizierten Materials wiedergegeben werden. Erst bei der Verwendung von weniger Pflanzenmaterial (ca. 2 g pro 100 g Boden mit 5 % Frischbodenanteil) oder nach 26wöchiger Inkubation treten die Strukturen des nichthumifizierten Materials deutlich in den Hintergrund.
- Die Eignung der künstlichen, ¹³C-abgereicherten HS zur modellhaften Untersuchung von Bindungsformen anthropogener Organika an Huminstoffe in Böden ist auf Grund der dargelegten Ergebnisse gegeben.

Literatur

Alef, K. und Kleiner, D., *Biol. Fertil. Soils*, **8**, 349 - 355 (1989).
 Anderson, J.P.E., *Z. Pflanzenerkhr. Pflanzensch.*, **SH 7**, 141 - 146 (1975).
 Himmelsbach, D.S. und Barton, F.E., *J. Agric. Food Chem.*, **28**, 1203 - 1208 (1980).
 Malcolm, R.L., *Geochemistry of Solid Fulvic and Humic Substances*, in Aiken, G.R., McKnight, D.M., Wershaw, R.L. und MacCarthy, P. (Hg.), *Humic Substances in Soil, Sediment, and Water*, John Wiley & Sons, New York, 181 - 209 (1985).
 Malcolm, R.L., *Applications of Solid-State ¹³C-NMR Spectroscopy to Geochemical Studies of Humic Substances*, in Hayes, M.H.B., MacCarthy, P., Malcolm, R.L. und Swift, R.S. (Hg.), *Humic Substances II*, John Wiley & Sons, New York, 339 - 372 (1989).
 Quideau, S. und Ralph, J., *Holzforschung*, **48**, 12 - 22 (1994).
 Scheffer, F. und Ulrich, B., *Humus*, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart (1960).
 Schnitzer, M., Dinel, H., Mathur, S.P., Schulten, H.R. und Owen, G., *Biol. Agric. Hort.*, **10**, 109 - 123 (1993).

Wais, A., Haider, K., Spittler, M. und Fild, M., *Mitteln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, **72**, 469 - 472 (1993).
 Wais, A., Haider, K., Spittler, M., de Graaf, A.A., Burauel, P. und Führ, F., *J. Environ. Sci. Health, B*, in Vorbereitung (1994).
 Wilson, M.A., *NMR Techniques and Applications in Geochemistry and Soil Chemistry*, Pergamon Press, Oxford (1987).

Danksgagungen

Unser Dank für experimentelle Hilfe gilt Frau S. Rosellen (KFA Jülich) und Herrn M. Meyer (FH Jülich). Bei der Aufnahme der GPC Chromatogramme war uns Herr S. Köppchen (KFA Jülich) eine wertvolle Hilfe. Für die ¹²C-Bestimmung mittels MS im ¹³C-abgereicherten Maisstroh danken wir den Herren Dr. H. Förstel und H. Hützen (beide KFA Jülich) und für die Aufnahme des CP/MAS Spektroms Herrn Dr. E.G. Witte (ebenfalls KFA Jülich). Bei der Anzucht des ¹³C-abgereicherten Mais waren uns Herr Prof. H.M. Heil und Frau H. Lemke (beide F.A.L. Braunschweig) außerordentlich behilflich. Der Bayer AG sei für ihre kooperative Unterstützung gedankt.

Quantitative Beschreibung der Sorptionsisothermen von Zn, Cu und Cd in Böden und Abhängigkeit der Bindungsstärke von den Gleichgewichtskonzentrationen

von

Wang, S.Y. und W.R. Fischer

1. Einführung und Theorie

Die Sorption im Boden ist ein komplexer Prozeß, welcher aus physikalischen und chemischen Einzelschritten (GIBBS 1977) besteht. Um die Beziehung zwischen adsorbierter Menge und der Konzentration der Gleichgewichtslösung darzustellen, wurden seit langem viele Modelle entwickelt (BARROW 1985), von denen van GENUCHTEN und CLEARY (1979) 11 Modelle vorstellten.

Davon wurde besonders das Langmuir-Modell von vielen Autoren verwendet (SCHULTE 1988). Durch die Verwendung des Langmuir-Modell konnten Sorptionsmaximum und Bindungsstärken abgeleitet werden.

$$C/(x/m) = 1 / (Kb) + C/b$$

K: Bindungsstärke
x: Konzentration des Substrats
m: Konzentration des Adsorbens
b: Sorptionsmaximum $((x/m)_{\max})$
C: Konzentration des Substrats in der Lösung

2. Material

Drei Profile (eine Parabraunerde, eine Braunerde und ein Rigosol) wurden in einer Bodensequenz aus verschiedenen Ausgangsgesteinen (Lias, Stubensandstein und Gipskeupers) im Remstal (östlich Stuttgart) entnommen. Drei Horizonte jedes Profils wurden ausgewählt. Die Proben wurden luftgetrocknet und auf < 2 mm gesiebt. Die Eigenschaften der Böden sind in Tab. 1 aufgeführt.

Tab. 1: Eigenschaften der untersuchten Böden

Profil Nr.	Tiefe cm	Horiz. Bez.	Nr.	pH [CaCl ₂]	Corg [%]	Fed [g/kg]	Ton [%]	Bodenart
1	0-9	Ah	1	3.5	3.5	2.7	22.6	uL
	20-36	Bt	2	3.7	0.4	2.7	13.8	uL
	36-59	BvC	3	3.6	0.2	3.0	15.8	tL
2	0-3	Ah	1	3.6	3.7	1.8	7.9	IS
	28-38	Bv	2	3.8	0.3	2.0	8.7	sL
	47-80	BCv	3	4.2	0.2	2.6	13.8	sL
3	0-10	RAp	1	6.2	1.8	0.9	31.0	tL
	59-80	R4	2	6.8	0.4	0.7	12.0	IS
	95-102	C	3	6.6	0.2	0.6	16.7	IS

3. Methoden

Der pH-Wert und der organische Kohlenstoffe (Corg) wurden nach BLUM und SCHLICHTING bestimmt. Durch Versetzen mit 50 ml Mischlösung (aus 400 ml 1 m NaHCO₃ + 100 ml 0.3 m Na-Citrat) und 1 g Na-Dithionit wurde dithionitlösliches Fe (Fe_d) extrahiert und am AAS

gemessen. Die Körnung wurde mit der kombinierten Sieb- und Pipettmethode nach Köhn ermittelt, Zur Humuszerstörung war zunächst eine Vorbehandlung nach der Vorschrift von Fischer (1984) mit Kaliumhypobromit notwendig.

Zur Erstellung der Sorptionsisotherme wurden jeweils 5 g Feinboden in Polyethylenflaschen eingewogen und mit 20 ml Lösung versetzt, die steigende Zn-Konzentration enthielt. Es wurde mit folgenden Zn-Konzentrationen gearbeitet: 0.00, 0.05, 0.10, 0.20, 0.50, 0.70, 0.90, 1.70, 4.80, 7.40, 9.10, 47.60, 90.90, 200.00 und 333.00 mg/l.

4. Ergebnisse und Diskussion

4.1 Parameter der Sorptionsisothermen in den untersuchten Horizonten

Die Parameter der Sorptionsisothermen der Böden sind in Tab. 2 aufgeführt.

Tab. 2 Berechnete Parameter nach Langmuir

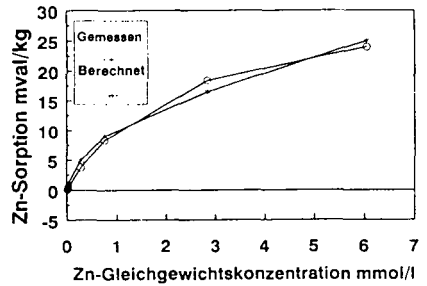
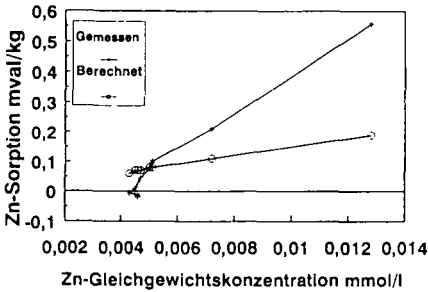
Q₀: berechnete Ordinatenabschnitte.

Elemente	Profil	Horiz.	(x/m) _{max} [mval/kg]	K [l/mval]	Q ₀ [mval/kg]
Cd	1	1	14.17	1.95	0.00
		2	9.63	0.66	0.00
		3	11.44	1.05	0.00
	2	1	46.40	0.36	0.00
		2	40.02	0.13	0.00
		3	36.32	2.30	-0.32
	3	1	40.23	11.58	0.00
		2	35.10	6.55	0.00
		3	39.57	7.08	0.00
Cu	1	1	13.57	7.02	0.17
		2	10.69	0.44	0.00
		3	10.85	0.49	0.00
	2	1	22.99	6.20	0.48
		2	18.16	5.56	0.00
		3	20.46	6.37	-0.34
	3	1	43.50	27.55	0.00
		2	60.50	38.20	0.00
		3	41.03	34.50	0.00
Zn	1	1	32.45	0.46	0.00
		2	32.65	0.38	0.00
		3	38.41	0.30	0.00
	2	1	30.47	1.15	0.09
		2	45.06	0.21	0.00
		3	32.09	1.55	0.00
	3	1	77.05	32.24	0.52
		2	73.50	34.18	0.01
		3	73.21	23.52	-0.01

Die Bindungsstärken und die Sorptionsmaxima von Cd, Zn und Cu waren beim Profil 3 mit einem pH-Wert von 6.2-6.8 immer am größten. Auch in anderen Untersuchungen nahmen die Bindungsstärken in Böden mit steigendem pH-Wert zu (FASSBENDER und SEEKAMP 1976). Die Böden der Profile 1 und 2 hatten einen ähnlichen pH-Wert. Die Bindungsstärken lagen hier in derselben Größordnung und waren deutlich geringer als die Bindungsstärken in Profil 3. SCHULTE (1988) hat die Sorptionsparameter in verschiedenen Säurepufferungsbereichen verglichen und festgestellt, daß Böden mit gleichem Pufferbereich ähnliche Sorptionsparameter hatten. Zusammenfassend für alle 3 Profile hatte Zn das höchste Maximum, Cu hatte meist die höchste Bindungsstärke.

Die Maxima und die Bindungsstärken der 3 Elemente in den 3 Profilen standen offenbar in Zusammenhang mit dem Fe-Oxid-Gehalt und den pH-Wert (s. Tab. 1). Profil 3 hat mehr Schwermetalle gebunden, weil es einen höheren pH-Wert hatte, obwohl sein Gehalt an Fe-Oxid niedriger war. Profil 1 und Profil 2 hatten einen niedrigeren pH-Wert, dadurch die niedrigeren Maxima und geringeren Bindungsstärken. Zwischen den Maxima und den Gehalten an Corg oder Ton bzw. den Bindungsstärken und Corg- oder Tongehalten ergaben sich keine deutlichen Beziehungen. Diese Ergebnisse stimmten nicht mit den Ergebnissen anderer Autoren, z.B. KUNTZE et al. (1984), HORIWITZ (1990) überein, da die Wechselwirkungen zwischen Schwermetallen und einzelnen Komponenten wie organische Substanz, Ton und Oxide nicht mit der Wechselwirkungen zwischen Schwermetallen und der Gesamtheit dieser Komponenten vergleichbar sind.

Im Gegensatz zu den Sorptionsmaxima und den Bindungsfähigkeiten der 3 Elemente lagen die errechneten Q_0 -Werte im Fehlerbereich und hatten keine Bedeutung. Die Ergebnisse der Sorption im niedrigeren Konzentrationsbereich waren für die Iteration der Kurve nicht wesentlich. Die Sorptionsisotherme des Ah-Horizonts im Profil 1 bestand z.B. für Zn aus 15 Punkten, von denen 11 Wertepaare im niedrigen Konzentrationsbereich dicht nebeneinander lagen und für die Iteration keine Rolle spielten (Abb. 1a).



a: im niedrigen Konzentrationsbereich

b: im untersuchten Konzentrationsbereich

Abb. 1 Sorptionsisotherme vom Zn im Ah von Profil 1

In Gegensatz dazu besaßen die Werte im höheren Konzentrationsbereich eine entscheidende Bedeutung für das Maximum und die Bindungsstärke (Abb. 1b). Daher machten sich Veränderungen im oberem Teil der Kurve bei den Parametern besonders stark bemerkbar. Zumindest konnte festgestellt werden, daß die Langmuirgleichung im niedrigen Konzentrationsbereich nicht paßte. Vermutlich dominierte die Komplexierung den Sorptionsvorgang, was durch die Langmuirgleichung nicht beschrieben werden konnte. Es ist daher wichtig, die Versuchskonzentration so hoch zu wählen, daß die Komplexierungsmöglichkeiten abgesättigt werden und die Sorptionsvorgänge bis in den Sättigungsbereich erfaßt werden können.

4.2 Bindungsstärken in Abhängigkeit von der Lösungskonzentration

Um Bindungsstärken in Abhängigkeit von Lösungskonzentrationen zu prüfen, wurden die Bindungsstärken für verschiedene Konzentrationen der Gleichgewichtslösung nach der Gleichung berechnet.

$$K = \delta / (C * (1 - \delta))$$

δ : besetzter Anteil

Die Bindungsstärken für verschiedene Konzentrationen von Zn im Profil 1 sind in Tab. 3 aufgeführt.

Es zeigt sich, daß die Bindungsstärken für verschiedene Konzentrationen unterschiedlich war. Die Bindungsstärken K nahmen zuerst mit steigenden Konzentrationen unterhalb einer Konzentration C_m (Fettdruck) zu, während sie über diese Konzentration mit steigenden Konzentrationen abnahmen.

Tab. 3 Bindungsstärken (l/mval) an Zn im Profil 1

0-9 cm			36-59 cm			59-70cm		
Konz.	δ	K	Konz.	δ	K	Konz.	δ	K
0.15	-0.00	-0.12	0.04	-0.00	-0.12	0.03	-0.00	-0.10
0.15	-0.00	-0.08	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.24
0.14	-0.00	-0.04	0.07	0.00	0.06	0.03	0.00	0.28
0.15	0.00	0.04	0.06	0.00	0.28	0.03	0.00	1.20
0.15	0.00	0.27	0.12	0.00	0.40	0.06	0.00	0.77
0.16	0.00	0.47	0.14	0.00	0.57	0.05	0.00	1.59
0.17	0.00	0.60	0.15	0.00	0.66	0.08	0.00	1.13
0.23	0.01	0.91	0.25	0.01	0.84	0.12	0.01	1.62
0.42	0.02	1.36	0.78	0.02	0.67	0.40	0.01	1.23
0.83	0.03	1.08	1.48	0.02	0.54	0.69	0.02	1.12
0.85	0.03	1.36	1.75	0.03	0.58	1.09	0.03	0.87
9.10	0.15	0.65	11.12	0.14	0.49	10.05	0.12	0.44
24.20	0.28	0.52	28.71	0.26	0.39	26.91	0.22	0.35
92.50	0.51	0.36	95.71	0.49	0.33	95.51	0.42	0.24
197.50	0.77	0.55	205.32	0.72	0.41	194.00	0.67	0.34

Die sogenannten Bindungsstärken waren also keine Konstanten, sondern verändern sich in Abhängigkeit von der Konzentration der Gleichgewichtslösung. Aus der Veränderung des besetzten Anteils (δ) kann man daraus folgern, daß das zugeführte Zn unterhalb einer Konzentration von 0.42 mg/l (in 0-9 cm), 0.25 mg/l (in 36-59 cm) und 0.12 mg/l (in 59-70 cm) sehr wenig adsorbiert, sondern durch organische oder anorganische Substanz komplexiert wurde und in der Bodenlösung blieb. Es stellt sich ein Fließgleichgewicht zwischen den relativ hohen Gehalten an organischen Kolloiden und den relativ niedrigen Schwermetall-Zugaben ein. Im hohen Konzentrationsbereich war die lösliche organische Substanz gesättigt und das zugeführte Zn wurde auf der Oberfläche unlöslicher Bodenkomponenten und geflockter Zn-haltiger organischer Komplexe adsorbiert.

5. Zusammenfassung

Die Bindungsstärke und das Sorptionsmaximum von Cd, Zn und Cu von 3 verschiedenen Böden wurden nach der Langmuirgleichung berechnet. Die Bindungsstärke und Maximum von Cd, Zn und Cu waren im Boden mit dem höheren pH-Wert höher. In Böden mit ähnlichen pH-Werten lagen die Bindungsstärke und Maximum in derselben Größordnung. Zwischen den 3 Elementen war die Reihenfolge der Bindungsstärke $Cu \gg Zn > Cd$. Unter den 3 Elementen hatte Zn in allen 3 Profilen die höchsten Maxima. Die Bindungsstärke war keine Konstante, sondern veränderte sich mit steigender Konzentration. Die Langmuirgleichung ist ein Modell, das die Sorptionsisothermen bei höher Konzentration bis Sättigungsbereich simulieren konnte; während im niedrigeren Konzentrationsbereich die Komplexierung, die über die Dynamik der Sorption dominiert, durch die Langmuirgleichung nicht beschrieben werden konnte.

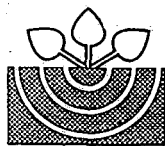
Danksagung: Ich bedanke mich Herrn Dr. J. Friedel für Zahlreiche Vorschläge und Korrektur.

Literaturen:

- Barrow, N. J. (1985). Adv. in Agron. 38: 183-230.
 Fassbender, H. W. und Seekamp, G. (1976): Geoderma:16:55-68
 Fischer, W. R. (1991): Bodenchemie-Sammlung, Hohenheim Universität, Stuttgart.
 Genuchten, M. Th. und R. W. Cleary (1979): Soil chemistry. B. ed by G.H. Bolt
 Gibbs, R. (1977): Geological society of America Bulletin. Vol. 88: 829-843.
 Horowitz, A. J (1990): Water-Supply Paper.2277
 Kuntze, H., Herms, U. und Pluaguet, E. (1984): Geol.Jb. A75: 715-736, Hannover.
 Schulte, A. (1988): Bereich des Forschungszentrums Waldökosystem, Reihe A: Band 46. Göttingen

Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft

- Präsident -



Liebe Mitglieder,

ich möchte Sie noch einmal darauf hinweisen, daß die Vortragsanmeldungen für die Jahrestagung vom 02.-10. September 1995 in Halle in Form 4seitiger Druckvorlagen bis zum 15. Februar 1995 an den zuständigen bzw. federführenden Kommissionsvorsitzenden (bzw. den Präsidenten) zu senden sind. Vorgesehen sind 7 kommissionspezifische und 8 kommissionsübergreifende Themenbereiche:

Präsident (übergreifend): Bodenkunde in Unterricht und Fortbildung

KI - Die mechanische Stabilität des Bodengefüges und ihre Funktion für den Wasser-, Gas- und Wärmehaushalt von Böden.

KI (übergreifend) - Bodengefüge als steuernde Größe für Wasser- und Stoffverlagerung.

KII - Verhalten und Wirkung organischer Kolloide in Böden

KII (übergreifend) - Xenobiotika in Böden: Sorption, Abbau, Transport.

KIII - Sukzession von Bodenbiozönosen, bes. nach Nutzungsänderungen.

KIII (übergreifend) - Bodenbürtige umweltrelevante Gase.

KIV - Auswirkungen extensiver und intensiver landwirtschaftlicher Nutzung auf naturnahe Ökosysteme.

KIV (übergreifend) - Böden als Senke für Kohlenstoff.

KV - Bodengesellschaften und ihre Systematik.

KV (übergreifend) - Datenverarbeitung in der Bodenkunde.

KVI - Rekultivierung von Halden und Deponien.

KVI (übergreifend) - Bodenschonende Bewirtschaftung.

KVII - Mineralbestand und Mikromorphologie in Beziehung zur Bodenentwicklung.

KVII (übergreifend) - Oberflächenphänomene an Tonmineralen und Oxiden.

Außerdem können frei gewählte Themen angemeldet werden.

Ich möchte Sie noch einmal auf die preiswerte Möglichkeit hinweisen, die "Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde" persönlich zu einem Jahrespreis von 80 DM ab 1995 zu abonnieren. Auch "European Journal of Soil Science" kann von DBG-Mitgliedern verbilligt aboniert werden.

Mit freundlichen Grüßen

Ihr

A handwritten signature in dark ink, appearing to read 'H.-P. Blume', written in a cursive style.

Prof. Dr. H.-P. Blume